

**TOELICHTINGEN BIJ DE
GEOLOGISCHE KAART VAN BELGIE
VLAAMS GEWEST**

KAARTBLAD 25

HASSELT

Schaal 1: 50.000

Kaart opgemaakt door:

J. MATTHIJS
K.U.Leuven
Geologisch Instituut

Eindredactie:

G. DE GEYTER
Belgische Geologische Dienst

Ministerie van Economische Zaken
Bestuur Kwaliteit en Veiligheid
Belgische Geologische Dienst
Jennerstraat 13
B-1000 BRUSSEL

Ministerie van de Vlaamse Gemeenschap
Afdeling Natuurlijke Rijkdommen en Energie
Markiesstraat 1
B-1000 BRUSSEL

1999
ISSN 1370-3803

Matthijs, J., 1999- Kaartblad 25 Hasselt. *Toelichtingen bij de geologische kaart van België - Vlaams Gewest*. Belgische Geologische Dienst en Afdeling Natuurlijke Rijkdommen en Energie, Brussel. 104 p., 36 fig., 4 tab., (tekst opgemaakt in 1997).

Lijst der bijlagen op schaal 1:50.000 (opgemaakt in 1995):

- Afgedekte geologische kaart
- Profielen 1 en 3 bij kaartblad (25) Hasselt
- Profielen 4 en 5 bij kaartblad (25) Hasselt
- Profiel 2 bij kaartblad (25) Hasselt
- Overlegfolie 1: Lokalisatie van de waarnemingspunten
- Overlegfolie 2: Diktekaart van het Quartair
- Overlegfolie 3: Reliëfkaart van het bovenvlak van het Tertiair
- Overlegfolie 4: Isohypsen van de basis van de Formatie van Diest
- Overlegfolie 5: Isohypsen van de basis van de Formatie van Bolderberg
- Overlegfolie 6: Isohypsen van de basis van de Formatie van Boom

Verkoop:

Belgische Geologische Dienst
Jennerstraat 13
B-1000 Brussel
tel (32) 2 6270350 - fax (32) 2 6477359
postrekening 679-2005890-27

Afdeling Natuurlijke Rijkdommen en Energie
Markiesstraat 1
B-1000 Brussel
tel (32) 2 5533955 - fax (32) 2 5534438
rekeningnr. 091-2205002-27

Verantwoordelijke uitgever
A. MAES
Ministerie van de Vlaamse Gemeenschap
Administratie Economie
Markiesstraat 1
1000 Brussel

Wettelijk depot
D 1999/7626/2

Gedrukt door b.v.b.a. NELMA, Linden-Lubbeek

"De Belgische Geologische Dienst en ANRE zijn niet verantwoordelijk voor de nauwkeurigheid van de inhoud en voor de interpretatie, meningen en beweringen in dit boek; de verantwoordelijkheid ligt bij de auteurs."

INHOUD

1. ALGEMENE SITUERING VAN HET KAARTBLAD HASSELT (25) 1: 50 000	5
1.1. Geografie	5
1.2. Geologie	6
2. METHODE VAN DE OPBOUW VAN HET GEOLOGISCH GEGEVENSBESTAND EN DE GEOLOGISCHE KARTERING	10
2.1. Aard van de gegevens	10
2.1.1. Lithologische gegevens	10
2.1.2. Geotechnische gegevens	10
2.1.3. Geofysische gegevens	10
2.1.3.1. Geo-elektrische metingen	11
2.1.3.2. Boorgatmetingen	11
2.1.3.3. Seismiek	11
2.2. Gebruikte gegevens	12
2.3. Gegevensverdeling over het kaartblad Hasselt	13
2.4. Gegevensbestand	13
2.5. Gegevensverwerking naar een geologische kaart	18
3. GEOLOGISCHE KARTERING	18
3.1. Historiek	18
3.2. Lithostratigrafie	28
3.2.1. Quartaire sedimenten	29
3.2.2. Tertiaire sedimenten	34
3.2.2.1. Formatie van Diest	34
3.2.2.2. Formatie van Bolderberg	35
3.2.2.2.1. Lid van Genk	35
3.2.2.2.2. Lid van Houthalen	36
3.2.2.3. Formatie van Voort	37
3.2.2.4. Groep van de Rupel	37
3.2.2.4.1. Formatie van Eigenbilzen	37
3.2.2.4.2. Formatie van Boom	38
3.2.2.4.3. Formatie van Bilzen	38
3.2.2.4.3.1. Lid van Kerniel	41
3.2.2.4.3.2. Lid van Kleine-Spouwen	41
3.2.2.4.3.3. Lid van Berg	41
3.2.2.5. Groep van Tongeren	42
3.2.2.5.1. Formatie van Borgloon	42
3.2.2.5.2. Formatie van Sint-Huibrechts-Hern	42
3.2.2.6. Formatie van Brussel	43
3.2.2.7. Formatie van Kortrijk	43
3.2.2.7.1. Lid van Moen	44
3.2.2.7.2. Lid van Saint-Maur	44
3.2.2.8. Groep van Landen	44
3.2.2.8.1. Formatie van Tienen	44
3.2.2.8.2. Formatie van Hannut	44
3.2.2.8.2.1. Lid van Grandglise	44
3.2.2.8.2.2. Lid van Halen	45
3.2.2.8.2.3. Lid van Waterschei	45
3.2.2.9. Formatie van Heers	45
3.2.2.9.1. Lid van Gelinden	45
3.2.2.9.2. Lid van Orp	45

3.2.2.10. Groep van Haspengouw	45
3.2.2.10.1. Formatie van Opglabbeek	46
3.2.2.10.2. Formatie van Houthem	46
3.2.3. Mesozoïsche sedimenten	46
3.2.3.1. Krijt	46
3.2.3.1.1. Formatie van Maastricht	46
3.2.3.1.2. Formatie van Gulpen	47
3.2.3.1.3. Formatie van Vaals	47
3.2.3.1.4. Formatie van Aken (Aachen)	47
3.2.3.2. Trias	47
3.2.4. Paleozoïsche sedimenten	48
3.2.4.1. Perm	48
3.2.4.2. Karboon	48
3.2.4.2.1. Westfaliaan	48
3.2.4.2.2. Namuriaan	50
3.2.4.2.3. Dinantiaan	50
3.2.4.3. Devoon	50
3.3. Geologische kaarten	50
3.3.1. Afdedekte geologische kaart	52
3.3.1.1. Lithologie	52
3.3.1.2. Structuur	52
3.3.2. Isohypsens van de basis van de Formatie van Boom	53
3.3.3. Isohypsens van de basis van de Formatie van Eigenbilzen	54
3.3.4. Isohypsens van de basis van de Formatie van Voort	54
3.3.5. Isohypsens van de basis van de Formatie van Bolderberg	54
3.3.6. Isohypsens van het Grind van Terlamen en van Opgrimbie	57
3.3.7. Isohypsens van de basis van de Formatie van Diest	61
3.3.8. Isopachen en Isohypsens van het Quartair	61
3.3.9. Profielen	69
3.3.9.1. Langsprofielen	69
3.3.9.2. Dwarsprofielen	70
3.3.10. Overzicht van de tektoniek	76
4. GRANULOMETRISCH EN MINERALOGISCH ONDERZOEK	77
5. TOEGEPASTE GEOLOGIE	83
5.1. Nuttige delfstoffen	83
5.2. Hydrogeologie	84
6. GEOLOGISCHE EXCURSIE OP HET KAARTBLAD HASSELT	86
6.1. Waanrode-Loksbergen	86
6.2. Herk-de-Stad	87
6.3. Lummen-Bolderberg	87
6.4. Zonhoven-Houthalen	88
7. REFERENTIES	92
7.1. Publicaties en thesissen	92
7.2. Kaartmateriaal	100
8. LIJST VAN FIGUREN EN TABELLEN	103
8.1. Figuren	103
8.2. Tabellen	104
9. ADDENDUM	104

1. ALGEMENE SITUERING VAN HET KAARTBLAD HASSELT (25) 1: 50 000

1.1. Geografie

Het kaartblad Hasselt is gelegen in het westen van de provincie Limburg. In het zuidwesten bevat het nog een klein deel van Brabant en in het noordwesten een puntje van de provincie Antwerpen (fig. 1). De belangrijkste steden op de kaart zijn: Hasselt in het zuidoosten, ongeveer in het midden van Limburg, en Diest in het westen, nog net in Brabant gelegen. De A2 (E314) met een oost-west richting en de A13 (E313) met een zuidoost-noordwest richting, de twee grootste verkeerswegen, kruisen elkaar in het midden van het kaartblad ter hoogte van Lummen. Net ten oosten van de A13 en parallel ermee loopt het Albertkanaal, gaande van Tessenderlo in het noordwesten over Beringen en Stokrooie naar Hasselt in het zuidoosten. Van daar draait het oostwaarts in de richting van Lanaken. Na het Albertkanaal is de Demer de belangrijkste waterloop. Deze rivier stroomt van Diepenbeek ten zuidoosten van Hasselt naar Diest in het westen. In de vlakte van Halen-Schulen in het zuidwesten van de kaart, nog voor de Demer Diest bereikt, vervoegen zich vanuit het zuiden de Herk, de Gete, de Velp en de Begijnenbeek. In het noorden is er nog een reeks kleinere waterlopen, alle op een regelmatige afstand van elkaar gelegen en met een stroomrichting oostnoordoost-west-zuidwest naar de Demer toe. De voornaamste zijn, van oost naar west: de Mangelbeek, de Zwarte Beek, de Winterbeek (Grote Beek of Zwart Water) en de Grote Laak (fig. 2).

De kaart is een knooppunt van verschillende geografische streken (fig. 3). In het noordoosten, ten oosten van de lijn Zonhoven-Zolder-Koersel ligt het Kempisch Plateau met een gemiddelde hoogte van 75m boven de zeespiegel. De steile westrand met een hoogteverschil van ongeveer 30m tekent zich goed af in het reliëf. In het zuidwesten bevindt zich het Hageland met zijn oostnoordoost-westzuidwest gerichte heuvelrijen. De heuveltoppen bereiken de 80m. Enkele uitlopers hiervan reiken tot in het midden van het kaartblad nabij Lummen en Bolderberg. Naar het noorden toe sterven deze heuvels uit in de Zuiderkempen. De hoogte neemt er af van 50m in het midden van de kaart tot 20m in het noordwesten. In het zuiden ligt Vochtig Haspengouw. Dit is de noordrand van het Haspengouws Plateau waar, in tegenstelling tot Droog Haspengouw, het (zand)leemdek niet rechtstreeks in contact staat met de Krijtgesteenten, maar rust op kleirijke afzettingen van het Tertiair. Het reliëf daalt er van 50m in het zuiden tot 30m aan de oevers van de Demer die de noordelijke grens van deze streek vormt.

De Demer vormt tevens de grens tussen twee bodemstreken, namelijk de Zandleemstreek in het zuiden en de zandige Kempen in het noorden. De Zandleemstreek behoort tot de betere landbouwgebieden van België. De bodem is er een alfisol en die is voornamelijk geschikt voor grove tuinbouw. Daarentegen bezit de bodem van de Kempen, een spodosol, slechts weinig landbouwwaarde. Enkel bebossing of weinig eisende teelten zoals haver en rogge komen hier in aanmerking (Ameryckx et al., 1985). Vandaar ook de grote heidearealen die rond de eeuwwisseling nog in de Kempen bestonden. Het graven van de Kempische kanalen bracht hierin verandering. De aanvoer van kalkhoudend Maaswater moest de zure droge zandgronden en de heide bevoeien. Bovendien ontsloten deze waterwegen de Kempen voor industriële ontwikkeling (Allemeersch et al., 1988). Op het kaartblad Hasselt werd dit voornamelijk de scheikundige nijverheid. De extractie-industrie vertoont een duidelijke verbondenheid met de geologische opbouw. Zo worden er net ten noorden en ten oosten van het kaartblad respectievelijk de Zanden van Mol en de Zanden van Maasmechelen, een lateraal faciës van de Zanden van Genk, ontgonnen. Deze witte zanden zijn vanwege hun grote zuiverheid van groot economisch belang voor de glasindustrie. Natuurlijk is er ook de mijnbouw die, sinds het ontdekken van steenkool bij proefboringen in 1901 tot de sluiting der mijnen in 1992, het meest uitgesproken deze band met de geologie heeft aangetoond.

1.2. Geologie

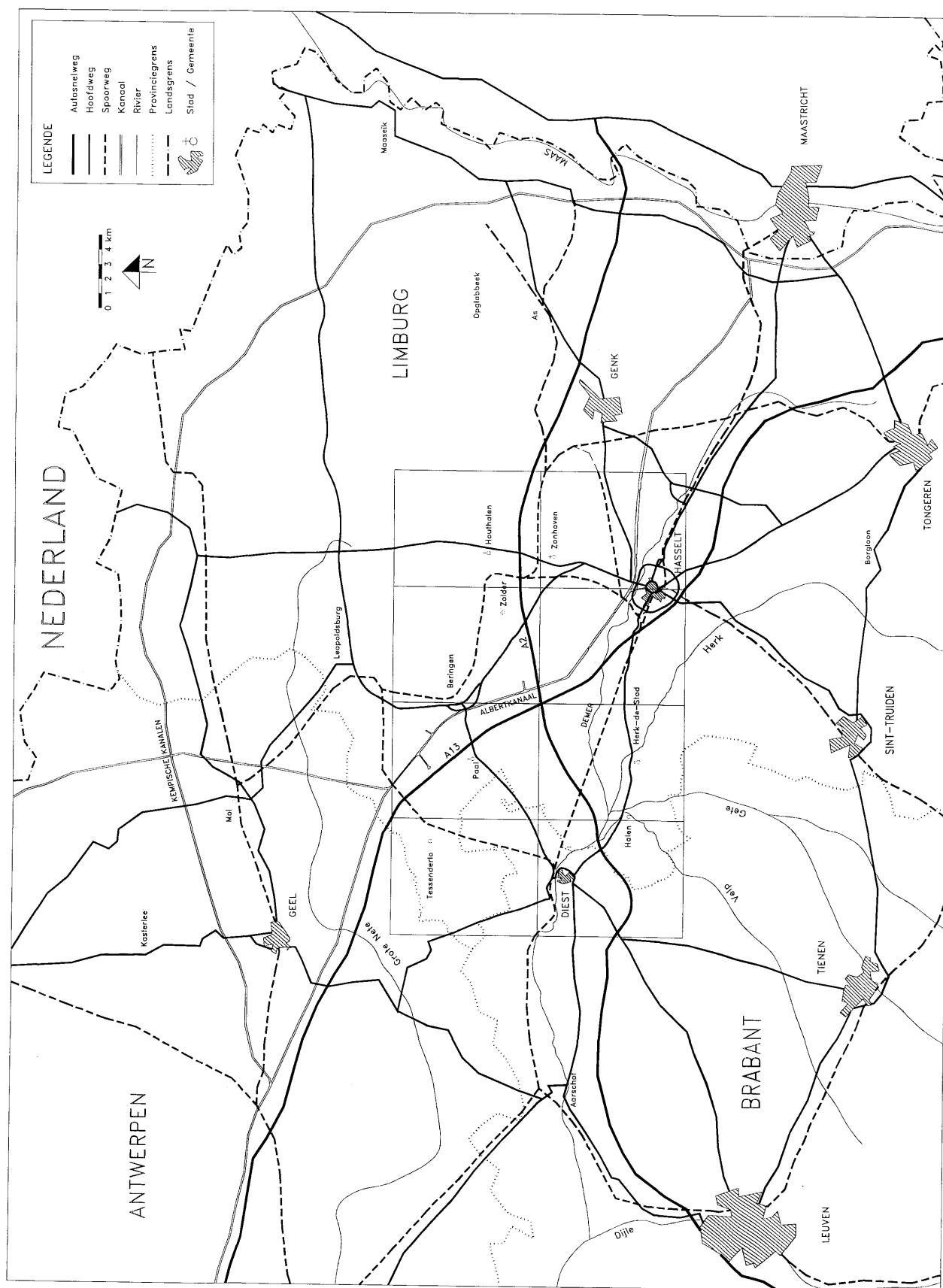
De ondergrond van het kaartblad Hasselt behoort tot het Bekken van de Kempen. Dit is het zakkingsgebied ten noorden van het Brabant Massief, dat tijdens drie belangrijke subsidatiefasen opgevuld werd met een sedimentpakket dat naar het noorden toe dikker wordt. De zuidgrens van dit bekken ligt daar waar onder het dek van Cenozoïsche en Mesozoïsche lagen enkel gesteenten van Caledonische ouderdom voorkomen en waar het Massief van Brabant dus begint. Deze grens bevindt zich niet ver ten zuiden van dit kaartblad (fig. 4). De Caledonische gesteenten werden geplooid en gebroken tijdens de oudste gebergtevorming die in België gekend is. Ze vormen in de Kempen tevens de sokkel waarop alle jongere afzettingen rusten.

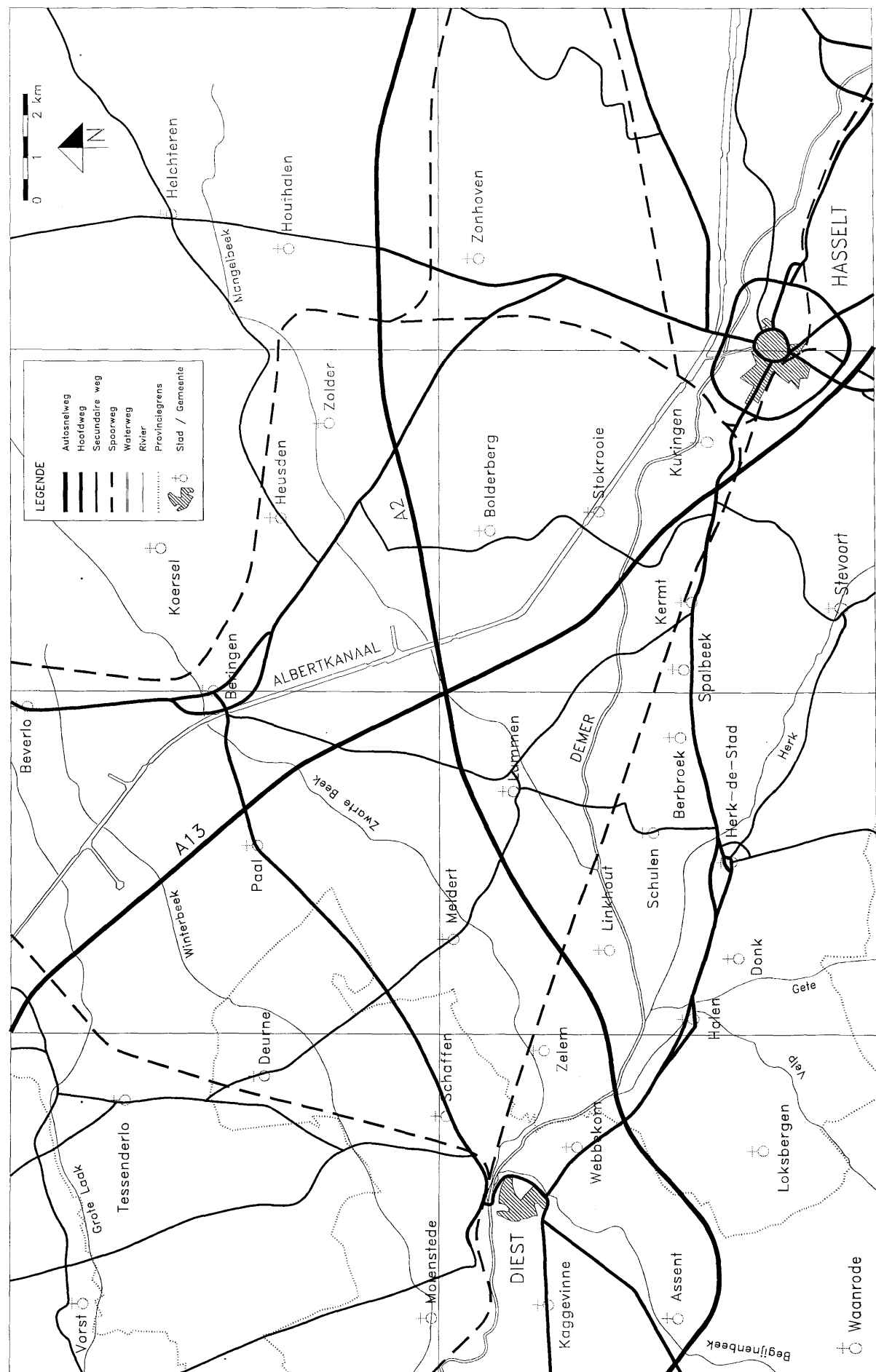
Tijdens een eerste subsidatiefase werden in het Bekken van de Kempen op deze Caledonische sokkel sedimenten van Midden-Devoon tot en met Boven-Karboon ouderdom afgezet. De meest zuidelijke verbreiding van deze gesteenten vormt dus de grens met het Brabant Massief. Terwijl ten zuiden van dit massief, op het einde van de Westfaliaan tijd, tijdens de Variscische orogenese deze afzettingen geplooid en opgeschoven werden, ondergingen ze ten noorden ervan enkel verticale bewegingen. Hierdoor werden de sedimenten langs steile breuken in blokken opgedeeld en werden ze lichtjes scheef gesteld. De Variscische sedimenten zijn nu terug te vinden als zandstenen, schiefers, kalkstenen en dolomieten. Ook de steenkoollagen die tot voor kort in de omgeving van Beringen, Houthalen-Helchteren en Heusden-Zolder ontgonnen werden, behoren tot dit pakket. Deze steenkoolformaties staan bij de mijnbouwers bekend als “Houiller of Steenkoolterrein”. Na de Variscische gebergtevorming bleef het gebied van het kaartblad Hasselt lange tijd als continentblok boven de zeespiegel uitsteken en stond het bloot aan erosie.

In een tweede subsidatiefase werden discordant op het erosievlak nieuwe sedimenten van Boven-Perm tot en met Onder-Jura ouderdom afgezet. De mijnbouwers noemden dit de “Roches Rouges of Rode Gesteenten”. Deze pakketten bleven volledig bewaard in de diepste punten van de Roermond Slenk (of Roerdalslenk). Dit is een noordnoordwest-zuidzuidoost gerichte slenkzone in het noordoosten van de Kempen, aan weerszijden afgelijnd door een reeks breuken (fig. 4). Deze breuken ontstonden bij de opheffing van het Massief van Brabant in de Kimmerische tektonische fase tijdens het Jura tijdperk. Tevens werd een aantal oude breuken gereactiveerd. Bij deze opheffing kwamen de lagen in het Bekken van de Kempen lichtjes scheef te staan met een algemene afhelling naar het noorden tot noordoosten. Bovendien werden ze op hun beurt blootgesteld aan erosie. Zo komt het dat enkel in het noordoosten van het kaartblad nog sedimenten van Boven-Perm en Onder-Trias ouderdom bewaard gebleven zijn.

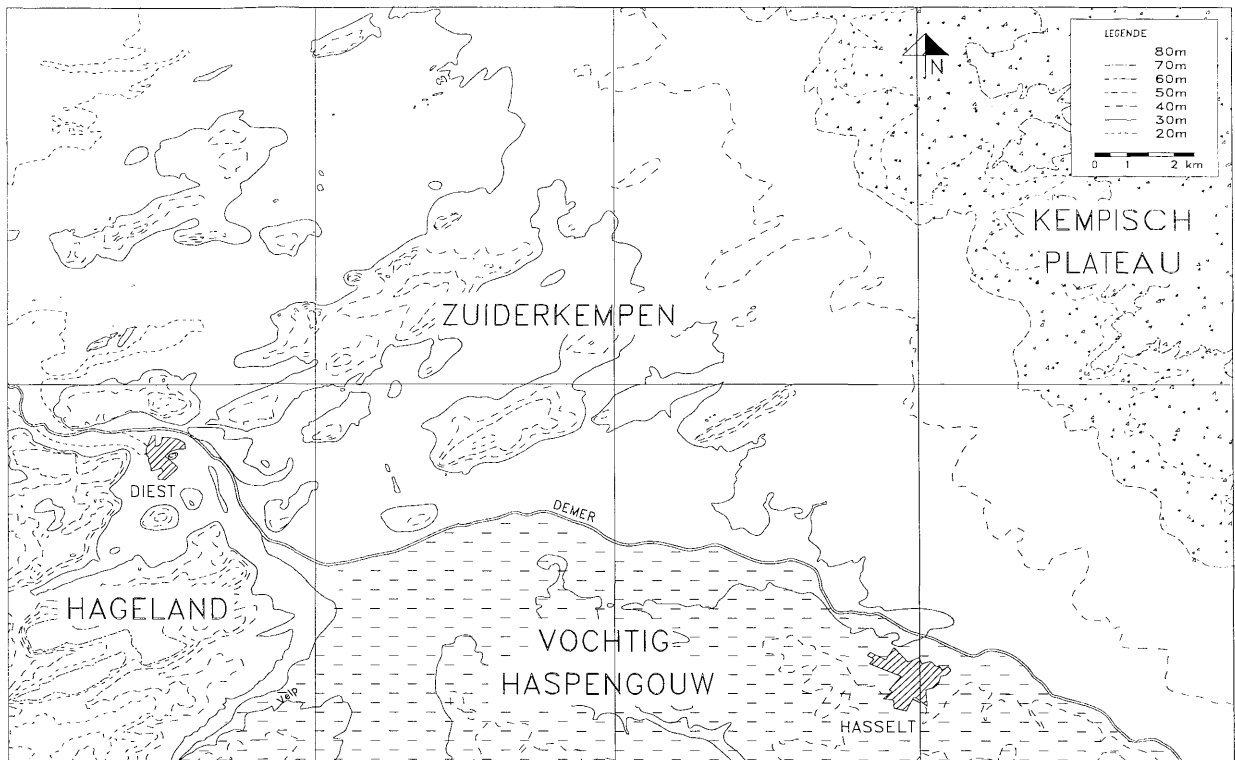
Tijdens een derde belangrijke subsidatiefase, die begint met het Boven-Krijt, werden er weerom nieuwe sedimenten in het Bekken van de Kempen afgezet. Ze liggen discordant op de Perm en Trias gesteenten in het noordoosten en op de Devoon en Karboon lagen in de rest van het kaartblad (fig. 4). Het materiaal dat afgezet werd tijdens het Boven-Krijt en het Tertiair bestaat voornamelijk uit losse of zwak geconsolideerde mariene sedimenten. Het zijn deze afzettingen die het Steenkoolterrein bedekken en die door de mijnbouwers als “Morts-terrains of Dekterreinen” beschreven werden. De dikte van dit naar het noorden toe wigvormig verdikkend gesteentepakket bedraagt ongeveer 350m in het zuidwesten en loopt op tot meer dan 700m in het noordoosten van de kaart. De dikte en de verdeling van de Boven-Krijt en de Tertiaire sedimenten zijn sterk bepaald door de werking van de Roermond Slenk. Door compressieve tektonische bewegingen, verbonden aan de Alpiene gebergtevorming, gaat de Roermond Slenk tijdens het Boven-Krijt juist als een horst functioneren. Deze inverse werking heeft tot gevolg dat het pakket gesteenten, dat toen afgezet werd, buiten de omgeving van de slenk dikker is dan er binnen. Vanaf het Boven Tertiair heerst er evenwel overwegend een rekregime. De Roermond Slenk zakt sterk en de sedimenten binnen de slenkzone worden opnieuw dikker.

Op het einde van de Tertiaire tijd, dit is vanaf het midden van het Plioceen voor het kaartblad Hasselt, wanneer het gebied opnieuw boven de zeespiegel uitsteekt, ontwikkelt zich een rivierstelsel op de vrijgekomen schiervlakte. Met het terugschrijden van de zee snijden de rivieren zich dieper in

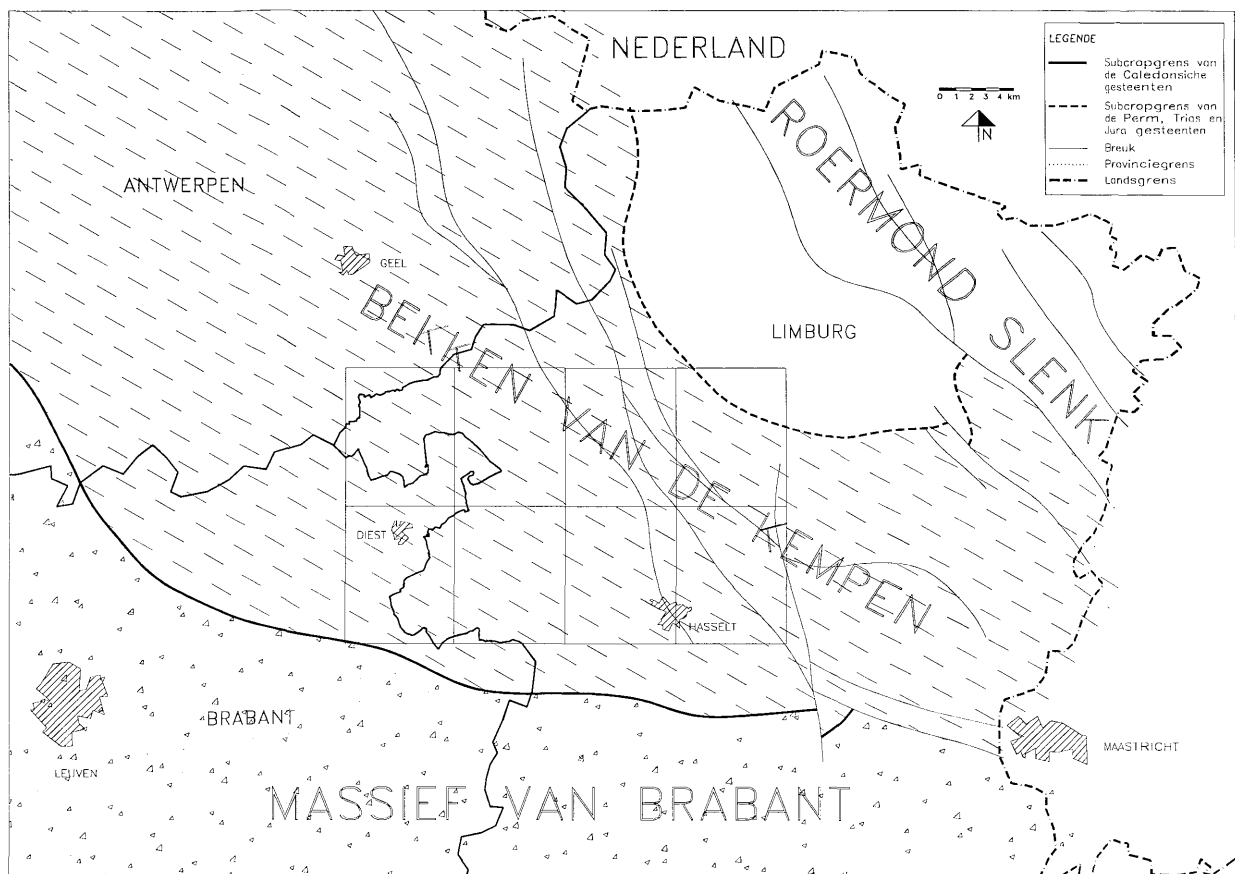




Figuur 2: Situering van de belangrijkste infrastructuren op het kaartblad Hasselt (25)



Figuur 3: Situering van de verschillende geografische streken op het kaartblad Hasselt (25)



Figuur 4: Algemene geologische situering van het kaartblad Hasselt (25)

de Tertiaire sedimenten, de erosie heeft vrij spel en de vorming van het moderne reliëf begint. Op dit topografisch oppervlak worden dan tijdens het Quartair de laatste sedimenten afgezet. Ze zijn van continentale oorsprong en bestaan uit rivierafzettingen en uit het zand- en het leemdek dat tijdens de laatste ijstijd door de wind werd aangebracht.

2. METHODE VAN DE OPBOUW VAN HET GEOLOGISCH GEGEVENSBESTAND EN DE GEOLOGISCHE KARTERING

2.1. Aard van de gegevens

Voor de samenstelling van het nieuwe gegevensbestand en voor het opmaken van de nieuwe geologische kaart werd er hoofdzakelijk gebruik gemaakt van reeds bestaande gegevens. Deze gegevens kunnen verschillend van aard zijn.

2.1.1. Lithologische gegevens

De lithologische gegevens zijn de belangrijkste gegevens. Ze zijn de basisgegevens zonder dewelke de geotechnische en geofysische data niet rechtstreeks voor interpretatie vatbaar zijn. Ze bestaan uit een objectieve beschrijving van hetgeen in ontsluitingen en boringen waargenomen wordt. De lithologie, de textuur, de kleur, de mineralogie, de fossielinhoud, de dikte, de diepte en dergelijke meer, van alle in ontsluiting of boring voorkomende gesteenten worden op papier vastgelegd. In sommige gevallen worden er van de verschillende lithologische eenheden stalen genomen. Microscopisch onderzoek op mineralogisch en paleontologisch vlak en korrelgrootte-analyse van deze stalen laten een meer gedetailleerde beschrijving toe. De litho- en biostratigrafische interpretatie gekoppeld aan deze waarnemingen is dan ook veel nauwkeuriger.

2.1.2. Geotechnische gegevens

Geotechnische en geofysische metingen zijn, in combinatie met lithologische beschrijvingen, een belangrijk hulpmiddel bij het opmaken van een geologische kaart. De geotechnische eigenschappen van de grond zijn in het bijzonder van belang voor alle mogelijke bouwwerken. Deze eigenschappen worden bepaald aan de hand van sonderingen. Bij diepsonderingen worden de verticale weerstand of conusweerstand en de wrijvingsweerstand of kleefweerstand gemeten bij het in de grond drukken van een kegel. De conusweerstand is afhankelijk van de pakking van het materiaal en vergroot met de dikte en de zuiverheid van het zandpakket en met de omvang en zo ook de ouderdom van de belasting. Zand, steenbanken, grind en schelpen geven een hoge weerstandswaarde, klei daarentegen een lage. De kleefweerstand wordt gemeten als de laterale druk op een buis-element. Deze druk vergroot met het gehalte aan klei en bij het voorkomen van veenlagen. De grens tussen de weinig draagkrachtige Quartaire sedimenten en de goed gepakte Tertiaire afzettingen komt in deze metingen meestal goed tot uiting.

2.1.3. Geofysische gegevens

Aan de hand van een aantal meetmethodes wordt getracht verschillende geofysische grootheden en aldus verschillende eigenschappen van lithologische pakketten vast te leggen. Er kan een onderscheid gemaakt worden in geo-elektrische metingen, loggen van boorgaten en seismisch onderzoek. De verdeling van de verschillende geofysische meetmethoden op het kaartblad Hasselt wordt op figuur 5 weergegeven.

2.1.3.1. Geo-elektrische metingen

Bij deze metingen wordt de resistiviteit of de weerstand geregistreerd die een elektrische stroom ondervindt op zijn weg door een middenstof tussen 2 elektroden. Deze elektroden worden aan het aardoppervlak met een welbepaalde tussenafstand in de grond gedreven. Stelselmatig worden ze verder uit elkaar geplaatst en bij elke van deze posities wordt de resistiviteit gemeten. Naarmate de tussenafstand groter wordt, krijgt men informatie over steeds dieper liggende lagen. De weerstand die gemeten wordt voor een bepaalde diepte is de som van de weerstanden van alle bovenliggende lagen die de elektrische stroom doorlopen heeft. Het spreekt voor zich dat de resolutie van de metingen daalt naarmate de diepte groter wordt. De resistiviteit is afhankelijk van de middenstof. Hierbij zullen de mineralogie en het watergehalte van het medium, evenals het zoutgehalte van het water een belangrijke rol spelen. In de regel daalt de resistiviteit naarmate het materiaal fijner en dus kleirijker wordt.

2.1.3.2. Boorgatmetingen

Deze metingen worden uitgevoerd in boorputten. Verschillende apparaten of sondes worden neergelaten in een boorgat. Met deze “logging tools” wordt dan een aantal fysische grootheden continu gemeten. De meest gemeten grootheden zijn de diameter van het boorgat, de spontane potentiaal, de elektrische weerstand of resistiviteit en de gammastraling (fig. 6). De doormeter van het boorgat wordt gemeten in centimeter. Bij de spontane potentiaal wordt het potentiaalverschil gemeten tussen een elektrode in het boorgat en een referentie-elektrode aan de oppervlakte. Deze metingen registreren de elektrochemische potentiaal aanwezig op het grensvlak tussen 2 permeabele lithologische eenheden. Een uitgesproken signaal wordt verkregen op het contact tussen een poreus pakket (bv. zand) en een kleilaag. De methode is gebaseerd op het saliniteitscontrast tussen de boormodder en de formatiewaters. Ze kan dus niet aangewend worden in een droog boorgat of bij een op olie gebaseerde boormodder met een lage resistiviteit. De spontane potentiaal wordt gemeten in millivolt. Het principe van de resistiviteitsmeting is gelijkaardig aan dat beschreven bij de geo-elektrische metingen. De weerstand die in een boorgat gemeten wordt op een bepaalde diepte is evenwel de weerstand van het lithologisch pakket dat zich op die diepte bevindt en niet de som van de weerstanden van alle bovenliggende lagen, zoals bij de resistiviteitsmetingen aan het aardoppervlak. De elektrische stroom wordt in een boorgat immers rechtstreeks in de onderzochte laag gestuurd en moet niet eerst alle bovenliggende pakketten doorlopen. Afhankelijk van de afstand tussen de 2 elektroden spreekt men van de “Long Normal” en de “Short Normal”. Net als bij de spontane potentiaal is een geleidende boormodder een belangrijke basisvoorwaarde, zodat er een goed contact bestaat tussen de formatie en de sonde. De meting wordt uitgedrukt in Ohmmeter. De gammastraling wordt geleverd door de ontbinding van radioactieve nucleïden, isotopen van Uranium, Thorium en Kalium. Die zijn meestal aangerijkt in organisch materiaal, klei, glauconiet en in een aantal specifieke mineralen. Algemeen kan gezegd worden dat, hoe fijner en dus hoe kleirijker het sediment is, des te hoger de straling zal zijn. In tegenstelling tot de 3 vorige geofysische meetmethodes kan de natuurlijke radioactiviteit ook in een verbuisde boorput gemeten worden.

2.1.3.3. Seismiek

Aan de hand van seismische opnamen tracht men rechtstreeks een beeld te krijgen van het verloop van de verschillende lagen in de ondergrond. Hiervoor worden kunstmatig opgewekte schokgolven gebruikt. Op het land gebeurt dit door hamerslag, springstof of met trilplaten, op het water met perslucht of met elektrische sparker. De trillingen die hierdoor veroorzaakt worden, deïnen in de ondergrond uit in de verschillende lagen met een snelheid afhankelijk van de eigenschappen van het materiaal waaruit deze lagen bestaan. Op de grensvlakken tussen de verschillende lagen kunnen de trillingsgolven weerkaatsen en breken. De weerkaatste golven worden terug opgevangen en geregistreerd. Hierdoor kan het verloop van deze grensvlakken gereconstrueerd worden.

2.2. Gebruikte gegevens

De specifiek voor dit kaartblad gebruikte gegevens worden hieronder in orde van belangrijkheid aangehaald.

Eerst en vooral zijn er de archiefgegevens van de Belgische Geologische Dienst (BGD). Het betreft hier de dossiers, 61W, 61E, 62W, 62E, 76W, 76E, 77W en 77E. Elk van deze dossiers beslaat een topografische kaart op schaal 1:10000. Tezamen behelzen ze natuurlijk het kaartblad Hasselt op schaal 1:50000. Verder zijn er nog de dossiers van alle rechtstreeks aanpalende kaarten. Dit zijn de dossiers, 45E, 46W, 46E, 47W, 47E, 48W, 60E, 63W, 75E, 78W, 90E, 91W, 91E, 92W en 92E. Deze archiefgegevens bestaan voornamelijk uit lithologische en stratigrafische beschrijvingen van ontsluitingen, handboringen, diepe boringen en mijnschachten. Bij de meer recente beschrijvingen zijn er mogelijk geofysische boorgatmetingen aan toegevoegd. Voor het opmaken van de databank en van de nieuwe geologische kaart werden al deze gegevens opnieuw geïnterpreteerd.

Ten tweede zijn er de reeds bestaande kaarten en profielen, waaronder de oude officiële geologische kaarten op 1:40000, die de nieuwe kaart omvatten. Dit zijn de kaartbladen, 61 Tessenderloo - Pael, 62 Beeringen - Houthaalen, 76 Diest - Herck-la-Ville en 77 Kermpt - Hasselt. Verder zijn natuurlijk de omliggende nieuwe en oude officiële geologische kaarten van belang geweest (fig. 7). De nieuwe structuurkaarten van het Paleozoïcum in de Kempen door Langenaeker (1998) dienen hier speciaal vermeld te worden. Deze kaarten hebben immers een belangrijke rol gespeeld bij het tot stand komen van het nieuwe kaartbeeld. Achteraan de bibliografie is een lijst met alle geraadpleegde kaarten en profielen gevoegd.

Als derde zijn er de licentiaats- en doctoraatsthesisen aan de KULeuven, evenals de vele publicaties, die op één of andere manier handelen over het betrokken gebied of zijn omgeving. Het merendeel van deze werken is achteraan in de bibliografie opgenomen. In het bijzonder wordt hier het werk van Demyttenaere vermeld.

Ten vierde zijn er de seismische opnamen. Zowel de profielen van de landseismiek als de profielen van het structureel ondiepwater seismisch onderzoek werden geraadpleegd. In beide gevallen is er enkel gebruik gemaakt van de reeds geïnterpreteerde gegevens. In het geval van de kanaal-seismiek (fig. 8) is dit de interpretatie door De Batist et al. (1992) en wat de landseismiek betreft, gaat het om de interpretaties van Langenaeker (1998) en van Demyttenaere (1988). De oorspronkelijke seismische gegevens zijn in het kader van deze kartering niet diepgaand onderzocht. De kartering had immers hoofdzakelijk het onderzoek van de Tertiaire sedimenten tot doel, terwijl de hoofdbrok van de seismiek op het Paleozoïcum, meer bepaald de steenkoolreserves van het Westfaliaan, gericht was.

Vervolgens zijn er de monsters van een aantal boringen, die in de lithotheek van de BGD geraadpleegd werden. Boorbeschrijvingen zijn altijd min of meer subjectief. Een vergelijking met de boormonsters heeft in vele gevallen de interpretatie van deze boorbeschrijvingen vergemakkelijkt en in sommige gevallen zelfs gewijzigd. Voor een deel van de monsters is aan de KULeuven een korrelgrootte-analyse uitgevoerd en zijn de hoeveelheid glauconiet en het percentage mica en kalk bepaald. De resultaten van dit onderzoek worden verder in de tekst besproken.

Speciaal voor deze kartering werd er door GEO SURVEY NV een aantal geo-elektrische metingen uitgevoerd. Op het einde van 1995 werd er nagegaan of het mogelijk was aan de hand van resistiviteitsmetingen, de breuk van Beeringen ten noorden van Kuringen nauwkeuriger te situeren. Het traject van de meting verliep van de abdij van Herkenrode over het Albertkanaal tot de Galgenberg ten oosten van Stokrooie (fig. 5). Tevens werd er getest of de grens tussen de Formatie van Eigenbilzen en de Formatie van Boom met behulp van weerstandsmetingen beter tot uiting zou komen dan aan de hand van de bestaande boorbeschrijvingen. In het voorjaar van 1996 werden dan nog de positie van de breuk van Helchteren en de geometrie van de Maaszanden ter zuiden van Kelchterhoef onderzocht (GEO SURVEY NV, 1996).

Tenslotte is er het terreinonderzoek voornamelijk ter hoogte van de Bolderberg, de Holsteen

en Stokrooie en niet te vergeten de grote hoeveelheid mondelinge informatie van Professor Emeritus F. Gullentops.

2.3. Gegevensverdeling over het kaartblad Hasselt (fig. 9)

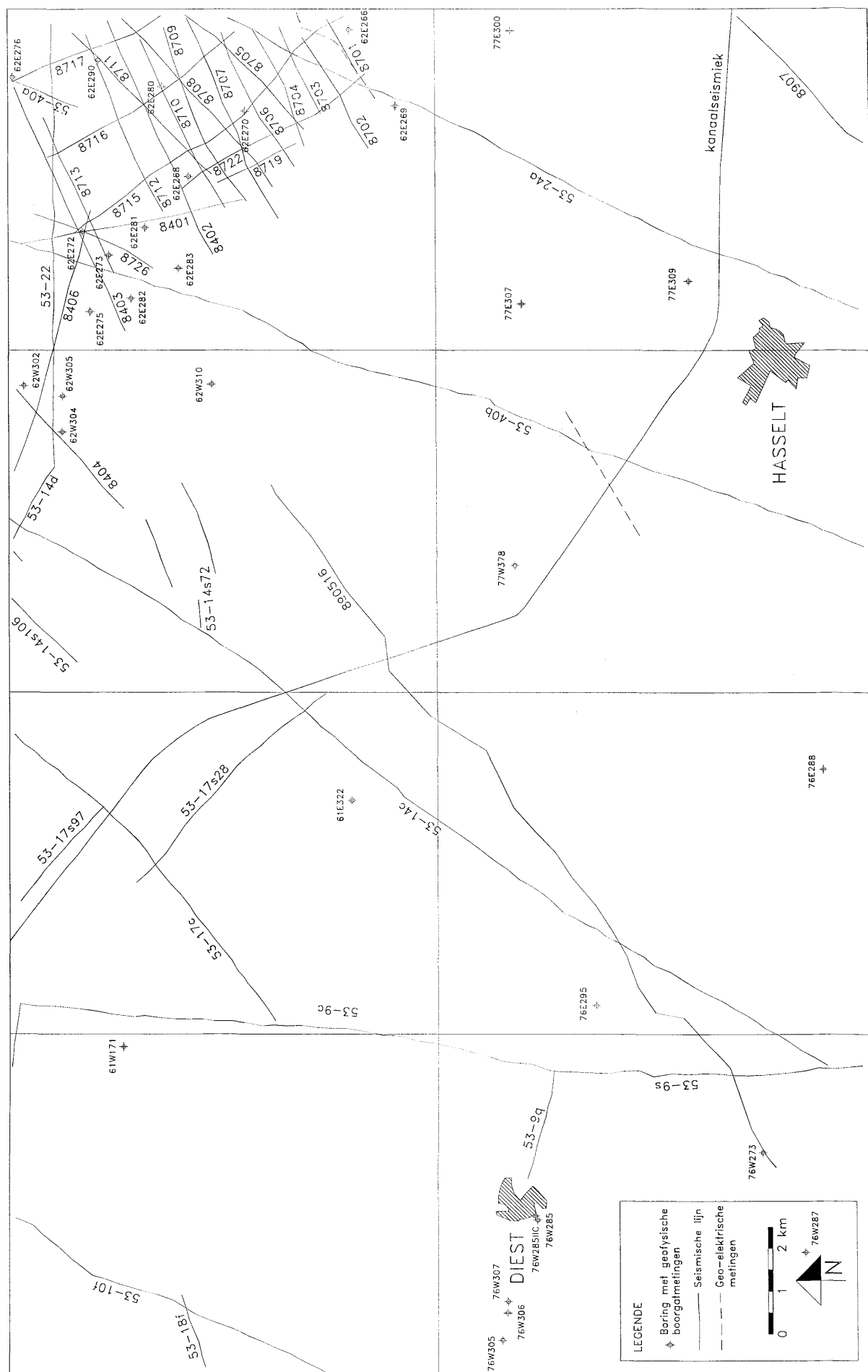
In de BGD dossiers zijn ongeveer 2690 puntwaarnemingen opgetekend. Bij een oppervlakte van 640 km² betekent dit gemiddeld 4 waarnemingen per km². De gegevens zijn evenwel niet gelijkmatig over het kaartblad verspreid. Een groot aantal boringen is gegroepeerd rond infrastructuurwerken, zoals de autosnelwegen A2 en A13, en het Albertkanaal. Deze waarnemingen hebben dus een geotechnisch doel. Het zijn meestal zeer ondiepe boringen die de top van het Tertiair niet bereiken. Een ander omvangrijk deel van de waarnemingen ligt in het Steenkoolterrein in het noordoosten van de kaart. Hier gaat het juist om zeer diepe boringen die, met het oog op de exploitatie van steenkool, tot ver in de Paleozoïsche sokkel reiken. Nog een belangrijk aantal waarnemingen ligt in de buurt van Hasselt. Deze boringen stoppen allemaal in de krijtlagen van het Mesozoïcum en hadden de watervoorziening tot doel. De rest van de gegevens ligt willekeurig over de kaart verdeeld.

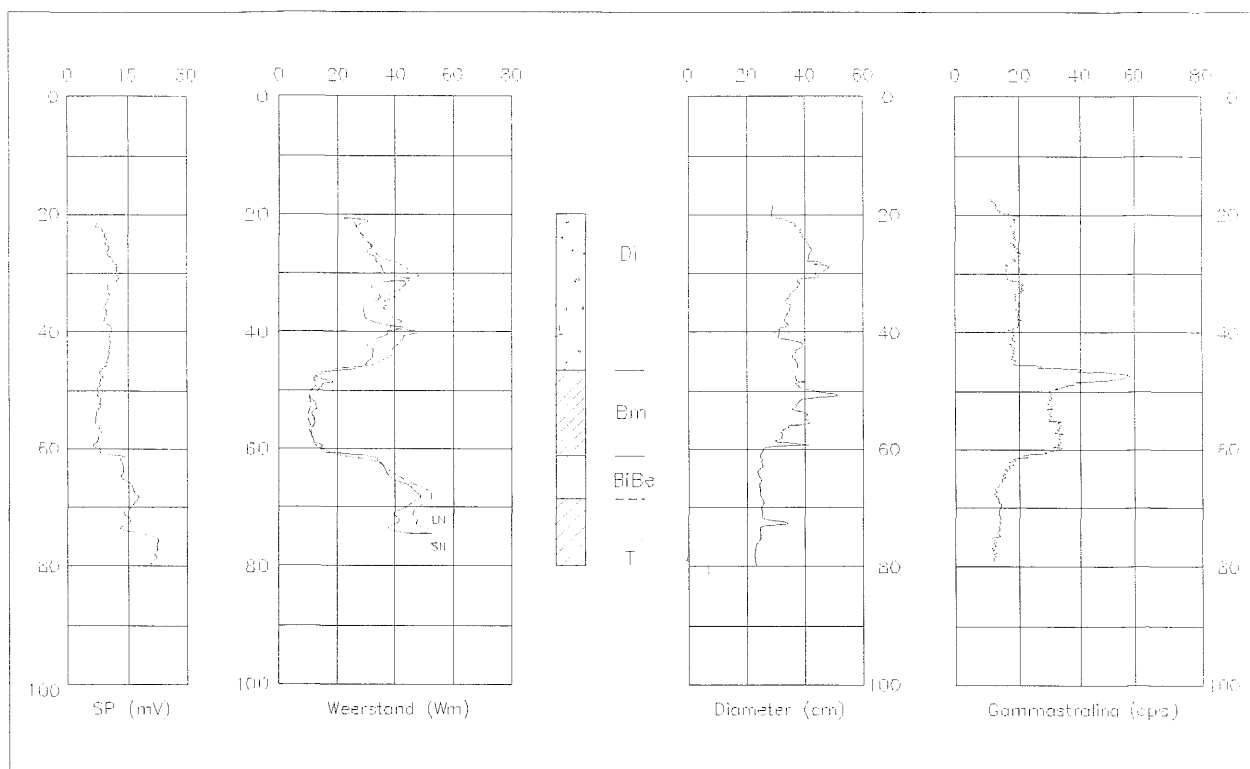
Over het hele kaartblad bereikt 46.5% van de waarnemingen de top van het Tertiair niet. Deze boringen geven dus enkel informatie over de lithologie en de minimale dikte van het Quartair. De overige 53.5%, dit is iets meer dan 2 boringen per km², geeft op één of andere manier informatie over het Tertiair, waaronder natuurlijk kartografisch gezien het belangrijkste gegeven, hetgeen aan de oppervlakte voorkomt. Van deze waarnemingen is er 10.3% dat de basis van de Boomse Klei doorboort, dit betekent ongeveer 1 boring per 2 km² (de waarnemingen ter hoogte van Diest die weer geven dat de basis van de Formatie van Boom bereikt werd, daar waar de Formatie van Diest de Boomse Klei geheel doorsneden heeft, stellen eigenlijk het contact met het hypothetisch basisvlak voor, alsof dit niet door de Zanden van Diest geërodeerd werd). De top van het Krijt wordt door 4.1% van de boringen bereikt en 2.1% raakt het Paleozoïcum.

De laatste percentages zijn zeer klein. Toch is er een vrij goede kennis van de lithologie, de verbreiding en de structuur van de Mesozoïsche en Paleozoïsche gesteenten. Er zijn namelijk een groot aantal seismische lijnen in het gekarteerde gebied aanwezig. De meeste seismische lijnen liggen in het noordoosten van de kaart (fig. 5). Dit uitgebreid seismisch onderzoek had de verkenning van het Steenkoolterrein tot doel. Ook het structureel ondiepwater seismisch onderzoek op het Albertkanaal geeft informatie over diepere lagen (fig. 8). De seismische gegevens zijn moeilijk als percentages weer te geven, het zijn immers geen puntwaarnemingen maar continue lijnwaarnemingen. Het was tijdens de compilatie van deze geologische kaart nog niet mogelijk, in tegenstelling tot de puntwaarnemingen uit de BGD dossiers, deze lijnwaarnemingen digitaal in de bestaande databank op te nemen.

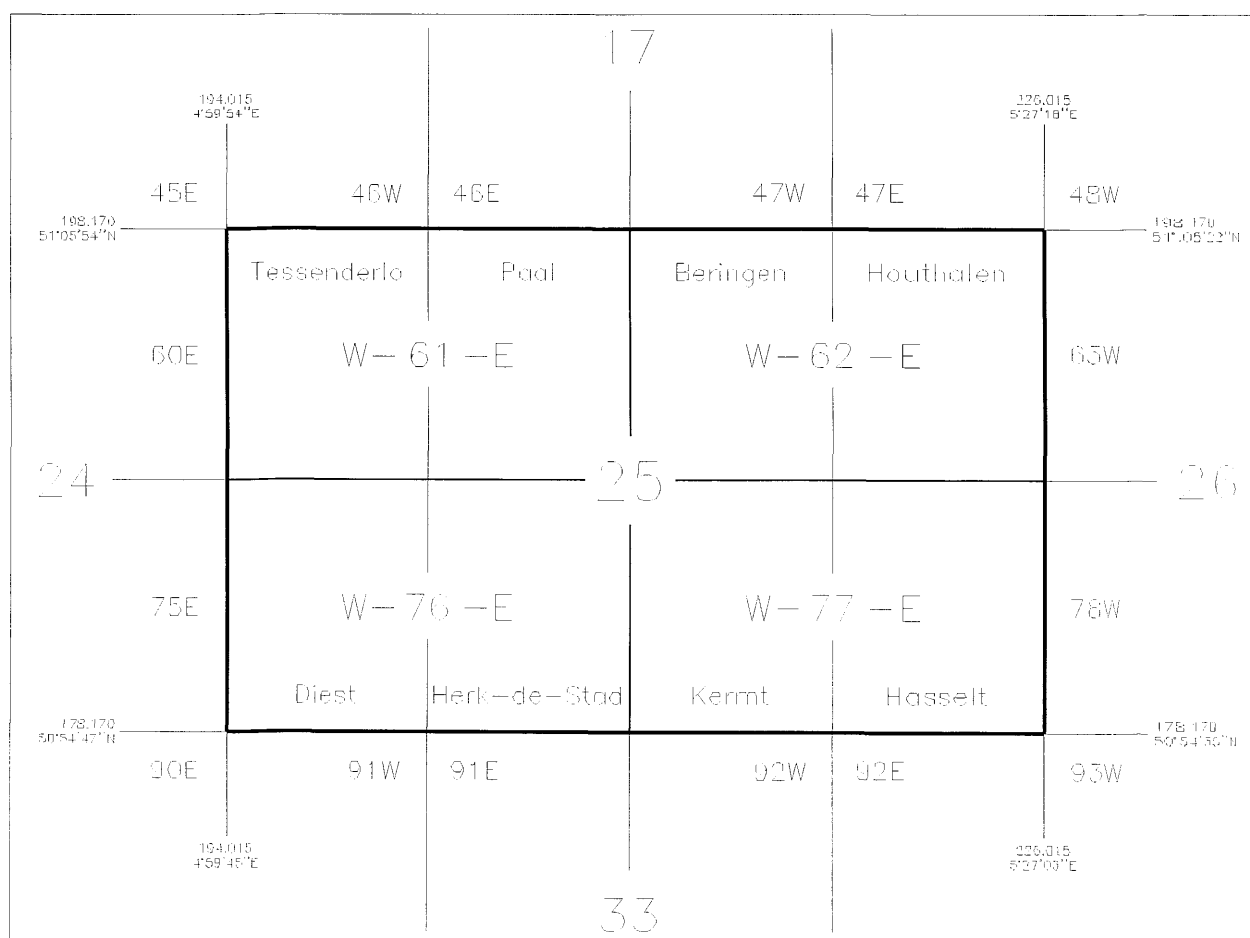
2.4. Gegevensbestand

Alle puntgegevens die verwerkt werden voor het opstellen van het kaartblad Hasselt, zijn opgenomen in een digitaal gegevensbestand. Deze databank zal door het publiek geraadpleegd kunnen worden op de BGD en op de Afdeling Natuurlijke Rijkdommen en Energie (ANRE) van het Ministerie van de Vlaamse Gemeenschap. Het bestand bestaat per deelkaartblad op 1:10000 uit een reeks tabellen. Twee tabellen bevatten per gegevenspunt, wat genoemd wordt, de vaste gegevens. Dit zijn onder andere, het nieuwe nummer van de waarneming, het oude nummer volgens het oorspronkelijk dossier, de topografische coördinaten, het soort van waarneming en dergelijke meer. De overige tabellen bevatten per punt de nieuwe interpretatie van de gegevens. Dit zijn per kleinst onderscheiden eenheid, de diepte van de basis waarop deze voorkomt en de lithostratigrafische benaming ervan. Bij deze interpretatie werd er gebruik gemaakt van de terminologie voorgesteld door Marechal & Laga (1988) en Marechal (1994) voor wat het Paleogeen betreft, en De Meuter & Laga (1976) en Laga (in Vinken, 1988), voor wat het Neogeen betreft. Waar nodig werd er een nieuwe naam ingevoerd.

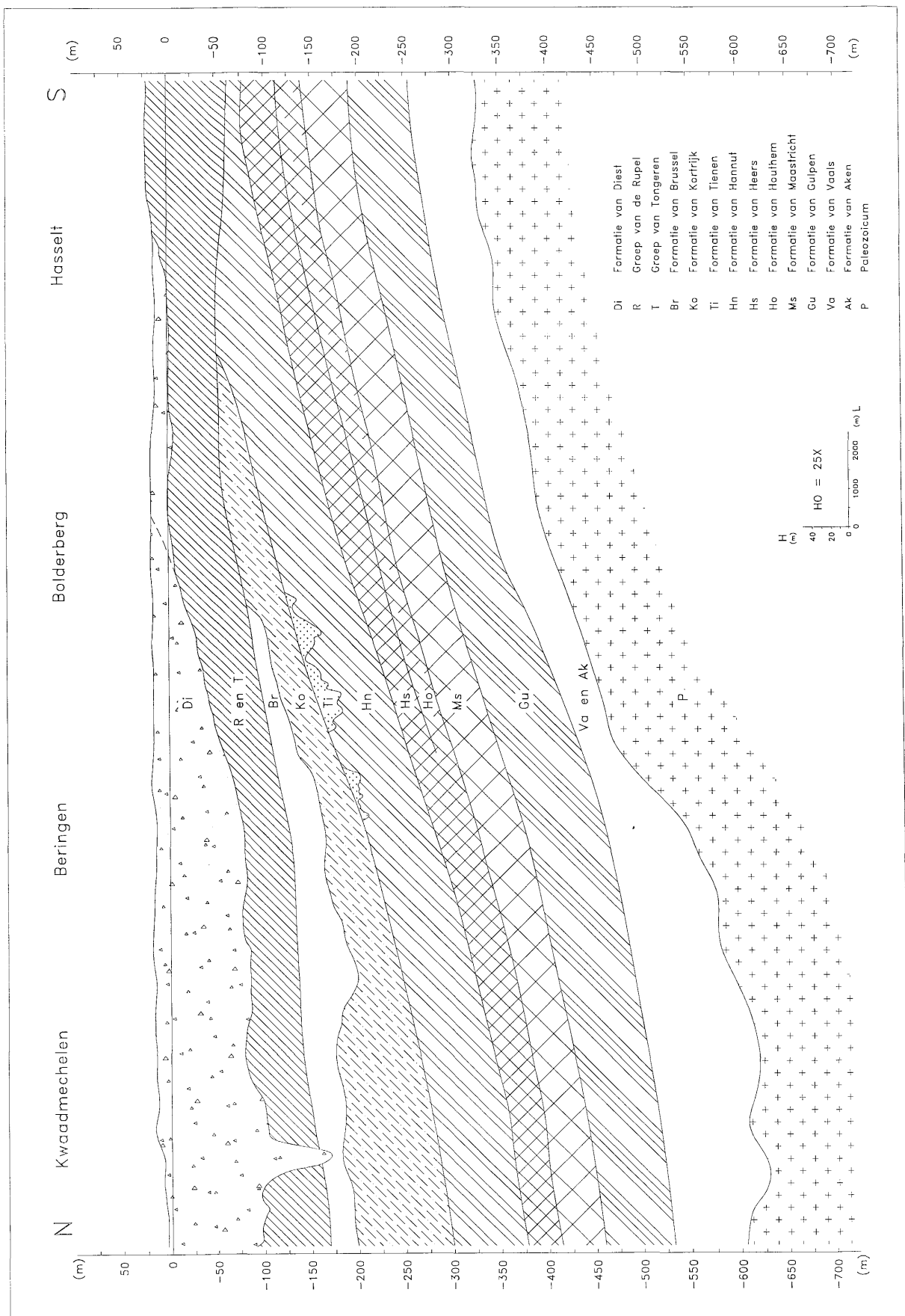




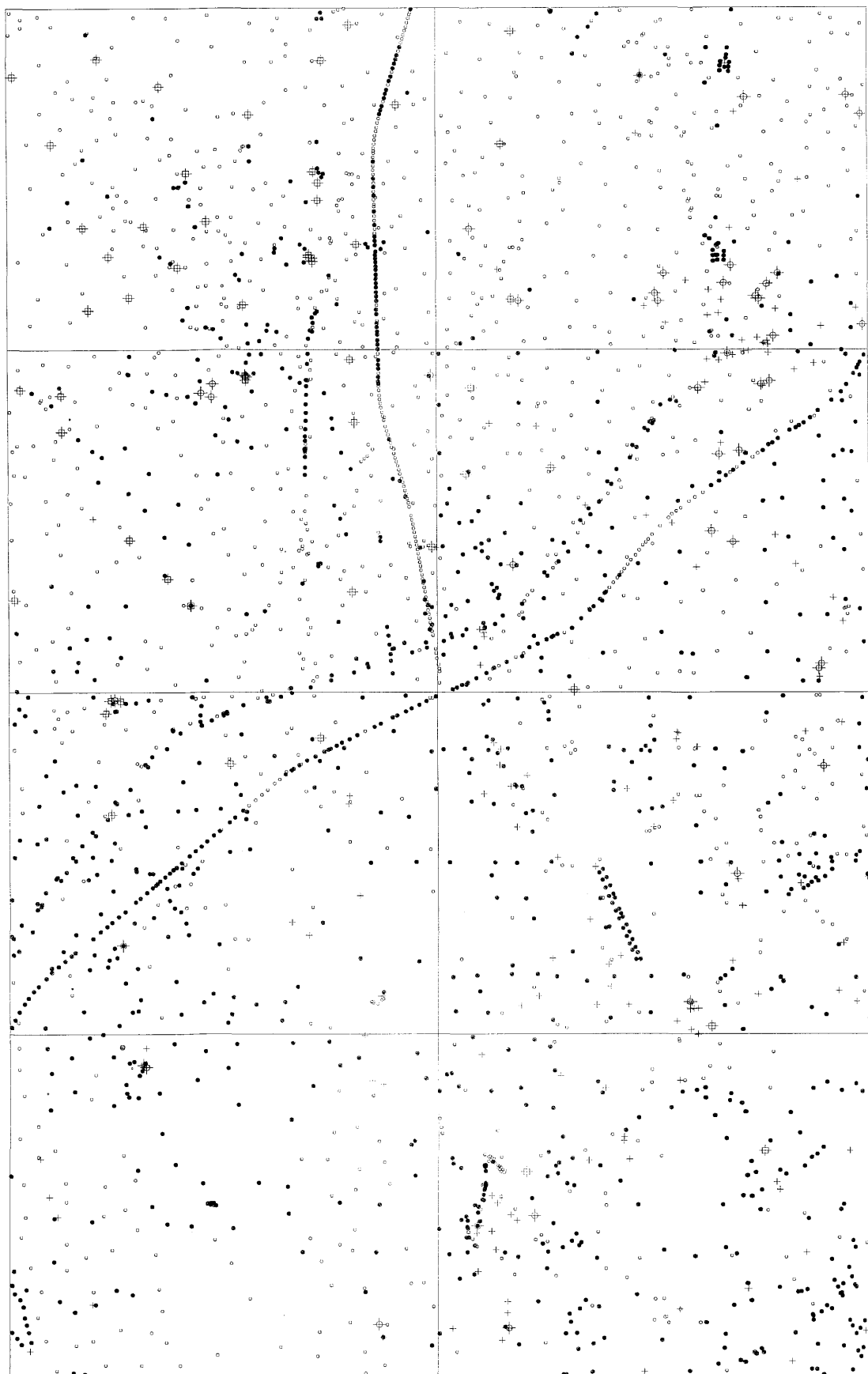
Figuur 6: Boorgatmetingen met interpretatie voor boring 76W285 nabij Diest



Figuur 7: Situering van de verschillende BGD dossiers en de oude en nieuwe geologische kaarten ten opzichte van het kaartblad Hasselt (25)



Figuur 8: Structureel ondiepwater seismisch profiel langs het Albertkanaal op het kaartblad Hasselt (25) (volgens De Batist et al., 1992)



Figuur 9: Lokalisatie van de waarnemingspunten op het kaartblad Hasselt (25)

2.5. Gegevensverwerking naar een geologische kaart

Vanuit het digitaal gegevensbestand werd er met de computer voor elke dagzomende lithologische eenheid een kaart gemaakt met alle puntgegevens, die de diepte van het basisoppervlak van elk van deze lagen weergeven. Aan de hand van deze puntgegevens werden dan per vlak lijnen van gelijke hoogte of diepte getekend. Met het tekenen van deze isohypsen werden dus de verschillende lithostratigrafische grensvlakken gereconstrueerd. Deze contouring kan op verschillende manieren gebeuren, afhankelijk van het soort grensvlak dat dient voorgesteld te worden. Dit kan gaan van handcontouring tot computercontouring gebaseerd op geostatistische interpolatieformules.

In het geval van het basisvlak van het Quartair werden de isohypsen met de hand getekend. Gezien het onregelmatige karakter en het ontbreken van een trend, met uitzondering van de relatie tot de huidige topografie, is het voor dit soort vlakken met de bestaande software (nog) niet mogelijk een betrouwbare kaart te produceren. Automatisch of computergestuurde contouring is wel mogelijk voor regelmatige vlakken, lithostratigrafische grensvlakken die quasi effen zijn. Zo 'n vlak is bijvoorbeeld de basis van de Boomse Klei. De beste resultaten worden dan verkregen met een gewone lineaire interpolatie. Voor niet effen vlakken die wel een zekere regelmaat of trend vertonen, zoals een golvend oppervlak of een geulvormig oppervlak (bv. de basis van de Zanden van Diest), zijn meer geavanceerde interpolatietechnieken bruikbaar. In alle gevallen dient het resultaat van een computercontouring altijd manueel aangepast te worden. Er zijn immers plaatsen waar de ondergrond doorsneden wordt door breuken of waar bepaalde lithologische eenheden niet meer voorkomen. Bij louter digitale gegevensverwerking kon daar geen rekening mee gehouden worden.

Door de basisvlakken van de verschillende lithologische pakketten te laten snijden met het topvlak van de Tertiaire formaties wordt dan de afgedekte geologische kaart geconstrueerd. De nauwkeurigheid van deze kaart hangt natuurlijk af van het aantal en de spreiding van de waarnemingspunten, de nauwkeurigheid waarmee de lithologische gegevens beschreven werden, de juistheid van de nieuwe interpretatie en bovendien van de schaal waarop (1:25000) en waarvoor (1:50000) de kaart gemaakt werd. Met dit laatste dient zeker rekening gehouden te worden bij het overbrengen van de gekarteerde lithostratigrafische grenzen op een kaart op grotere schaal.

3. GEOLOGISCHE KARTERING

De geologische kennis en het geologisch inzicht is door de jaren heen sterk gegroeid en veranderd. Ook deze nieuwe geologische kaart verschilt van alle vorige kaarten en vormt een stap in de ontwikkeling van die geologische kennis. Sinds de laatste officiële geologische kartering is er natuurlijk een grote hoeveelheid nieuwe gegevens bijgekomen. Daarentegen zijn vele oude ontsluitingen die in de literatuur beschreven werden en die zeer belangrijk waren bij het opmaken van de nieuwe kaart, sinds lang verdwenen. Bij een nieuwe interpretatie kan er dus enkel gesteund worden op hetgeen ooit op papier vastgelegd werd. Hierbij is het dan ook van belang te weten wanneer en door wie een bepaalde beschrijving of interpretatie gemaakt werd. Om wegwijs te geraken in het geheel van interpretaties en herinterpretaties in de dossiers van de BGD en in de literatuur is een historisch overzicht dan ook onmisbaar. Dit overzicht heeft evenwel niet de bedoeling van volledig te zijn.

3.1. Historiek

In de onderstaande tekst zullen een reeks oude stratigrafische termen gebruikt worden. Deze termen hebben zowel een chrono-, een bio- als een lithostratigrafische betekenis. Ze vormen er in feite een mengeling van. Sinds de jaren 50 en zeker sinds het werk van Hedberg (1976) zijn de verschillende stratigrafische schalen duidelijk van elkaar gescheiden en zijn er nieuwe definities en richtlijnen voor vastgelegd. Zou men in een historisch overzicht deze nieuwe terminologie hanteren

dan zou een groot deel van hetgeen in de oude literatuur bedoeld werd, verloren gaan. De nieuwe stratigrafische termen dekken immers niet dezelfde lading als de oude en vertonen juist niet diezelfde verwevenheid van chrono-, bio- en lithostratigrafie. Vandaar dan ook het gebruik van de terminologie overeenkomstig de toenmalige auteurs.

1822 - De eerste geologische kaart met informatie over de opbouw van de ondergrond in de omgeving van Hasselt is de kaart van d'Omalius d'Halloy. Het kaartblad Hasselt bevindt zich in wat de auteur noemt "*les terrains mastozootiques comprenant tous les terrains postérieurs à la craie dont l'origine acqueuse n'est pas contestée*". Het gaat hier om de sedimenten afgezet na het Krijt tijdperk en waar soms resten van zoogdieren in terug te vinden zijn. Op deze kaart is reeds duidelijk de Roermond Slenk te herkennen. De voornoemde afzettingen vormen er immers een uitstulping naar het zuidoosten tot ver in het gebied met Paleozoïsche gesteenten.

1852 - Een grote stap voorwaarts in de geologische kennis van België is de kaart van Dumont. Als eerste maakt hij een stratigrafische opdeling gebaseerd op de geometrie van de afzettingen in plaats van op basis van paleontologische criteria. Hierbij voert hij een reeks stratigrafische namen in gekoppeld aan Belgische plaatsen. Vele namen worden nog tot op heden gebruikt, zelfs in de internationale stratigrafie. Voor wat de oppervlakte geologie van het kaartblad Hasselt betreft, zijn er het Rupeliaan systeem van Oligocene ouderdom, het Bolderiaan systeem uit het Mioceen en het Diestiaan systeem van Pliocene ouderdom. Binnen deze systemen maakt Dumont een zeer gedetailleerde lithologische opdeling. In grote lijnen bevat het Rupeliaan systeem van onder naar boven, een basisgrind, een zand met schelpen, een klei met *Nucula* schelpen, een geel zand, een zandige klei, een harde klei en een kleilig zand. In het Bolderiaan rangschikt Dumont van onder naar boven, een basisgrind, een glauconiethoudend zand, een wit zand met schelpen, een grind met silexen en verkiezelde schelpen en een geelwit zand. In het Diestiaan komt er boven een basisgrind een glauconietrijk ijzerhoudend zand voor. Dumont vindt de sedimenten van het Rupeliaan terug ten zuiden van de Demer. In alle heuvels ten westen van de lijn Beringen-Bolderberg ziet hij het Diestiaan systeem en ten oosten van deze lijn liggen de afzettingen van het Bolderiaan. Hiermee legt hij in grote lijnen de geologie van het kaartblad Hasselt vast (Dumont, 1882).

1868 - Dewalque stelt een minder complexe lithologische opdeling binnen de verschillende systemen voor. Belangrijk is dat hij het tweede grindje binnen het Bolderiaan van Dumont evenals het gelige zand erboven tot het Diestiaan systeem rekent. De rest van het Bolderiaan brengt hij onder bij de Oligocene serie. Tevens brengt hij een aantal veranderingen op de geologische kaart aan. Zo wordt het Kempisch Plateau ingenomen door de Poederliaan étage. Het Diestiaan strekt zich oostwaarts uit tot aan dit plateau en dagzoomt dan verder naar het zuiden tot onder Genk in een strook parallel aan het Poederliaan. De Bolderiaan étage ligt in een smalle band tussen het Diestiaan en het Rupeliaan. Deze laatste étage komt ten zuiden van de Demer aan de oppervlakte (Dewalque, 1868).

1877 - Gosselet en Cogels vechten de visie van Dewalque wat betreft het Bolderiaan aan. In een ontsluiting op de Bolderberg vindt Gosselet nu eens één grindje dan weer twee grindjes gescheiden door een dun pakket wit zand. Uit paleontologisch onderzoek op basis van schelpen uit beide grindjes stelt Gosselet dat het onderste grindje (dit is het tweede grindje van het Bolderiaan systeem van Dumont) en het bovenliggende zand niet tot het Diestiaan behoren. Het onderste grindje bevat alleen fossielen kenmerkend voor het Bolderiaan. Waar er maar één grindje aanwezig was, bevatte dit zowel fossielen van het Bolderiaan als het Diestiaan. Gosselet verklaart dit als zijnde het gevolg van de erosie van het Diestiaan. Deze erosie zou meestal gestopt zijn op het schelpenrijke grindje van het Bolderiaan en aldus een vermenging van de fossielinhoud van beide afzettingen gegeven hebben. Waar de erosie dit grindje niet bereikte, kwamen er uiteindelijk twee grindjes boven elkaar te liggen en werd het schelpenmateriaal niet vermengd (Gosselet, 1876). Cogels maakt gelijkaardige observaties en zet het grindje evenals het witte zand op basis van paleontologisch onderzoek van Van den Broeck in het Mioceen Antwerpiaan systeem. Het onderste grind en zand blijft tot het Bolderiaan systeem behoren, maar wordt overeenkomstig Dewalque tot het Oligoceen gerekend (Cogels, 1874, 1877).

1880 - Mourlon houdt er een eigenaardige theorie op na wat betreft de voorgaande afzettingen. Naar analogie met de gelige zanden boven de klei met *Nucula* schelpjes in het zuiden van de kaart rekent hij de geelwitte zanden onder het fossilhoudende grindje tot het Rupeliaan. Ze liggen in de buurt van Bolderberg volgens hem immers op de Klei van Boom. Het grindje zelf evenals de zanden erboven ziet hij als de kustafzettingen van een Quartaire zee waarbij de schelpen van het Mioceen herwerkt werden (Mourlon, 1880).

1881 - Cogels en van Ertborn brengen in het kader van de officiële geologische kartering van België op 1/20000 een vrij gedetailleerde kaart van de omgeving van Kermt uit, zij het merkwaardig genoeg wel op 1/80000. Deze kaart leunt in vele opzichten sterk aan bij de kaart van Dumont. Ten zuiden van de Herk dagzoomt het zand van het Rupeliaan, tussen de Herk en de Demer komt de klei van het Rupeliaan aan de oppervlakte, tussen de Demer en de Laambeek ligt het zand van het Bolderiaan en ten noorden van de Laambeek dagzomen de zanden van het Diestiaan. Op de top van de Bolderberg komt nog net onder het Diestiaan het Antwerpiaan aan de oppervlakte, maar het was te klein om op kaart in te tekenen. Op basis van de sprongsgewijze stratigrafische verandering per rivier, opperen Cogels en van Ertborn de gedachte dat deze waterlopen misschien de uitdrukking zijn van een breukensysteem aan de zuidrand van het Bekken van de Kempen (van Ertborn, 1881).

1883 - Gosselet stelt voor het eerst een duidelijke lithostratigrafische opdeling van het Oligoceen voor. In het Rupeliaan onderscheidt hij de lithologische eenheden zoals ze in de huidige Groep van de Rupel bekend staan, namelijk het Zand van Berg, de Klei van Kleine-Spouwen, het Zand van Kerniel en de Klei van Boom. In het Mioceen onderscheidt hij het Bolderiaan en het Antwerpiaan. Hierbij zouden de twee bovenste lagen uit het Bolderiaan van Dumont, namelijk het schelpenrijke grind en het zand erboven, gelijktijdig met de sedimenten van het Antwerpiaan afgezet zijn. De zwarte silexen aan de basis van het Quartair ziet hij als de restanten ("lag deposit") van het basisgrind van het Diestiaan. Opmerkelijk zijn de kaarten met de verbreiding van verschillende Tertiaire sedimenten. Ze geven een duidelijk inzicht van wat er op welke diepte in de ondergrond van het kaartblad Hasselt voorkomt. Zo tekent Gosselet de maximale oostelijke verbreiding van het Ieperiaan ongeveer volgens de lijn Boutersem-Bolderberg-Helchteren. De meest oostelijke verbreiding van het Parisiaan (momenteel de Zanden van Brussel) loopt ongeveer van Tienen over Linkhout naar Beverlo (Gosselet, 1883).

1887 - Van den Broeck toont aan dat de zanden van het Bolderiaan te Waanrode eenzelfde fauna bezitten als de Miocene afzettingen van het Antwerpiaan. Het is tevens dezelfde fauna als in het fossilhoudend grindje op de Bolderberg waarvan getwijfeld werd of deze wel in situ was. Bovendien toont hij aan dat ook de fossielen in het Grind van Elsloo langs de Maas dezelfde zijn als die van het Antwerpiaan en dat het merendeel van de fossielen, op basis van dewelke dit grind voorheen tot het Boven-Oligoceen gerekend werd, herwerkt materiaal uit de onderliggende zanden zijn (Van den Broeck, 1887).

1895 - Van den Broeck wijst er tijdens een excursie naar Waanrode en Bolderberg op dat de glauconiethoudende zanden onmiddellijk onder het Diestiaan in Waanrode aan de basis van het Bolderiaan liggen net als het Grind van Elsloo aan de Maas. Daarentegen liggen het grind en het zand onder het Diestiaan op de Bolderberg volgens hem minstens 20m hoger in de stratigrafie (Van Den Broeck, 1895). In hetzelfde jaar wordt het eerste van de 4 officiële geologische kaarten, die tezamen het nieuwe kaartblad Hasselt zullen vormen, gepubliceerd. Het is kaartblad 76 Diest - Herck-la-Ville door Van den Broeck. De officiële geologische kaart is een hybride kaart. Het is geen afgedekte geologische kaart en evenmin stelt ze dat wat dagzoomt voor. Op de kaart worden immers naast de Tertiaire formaties ook de Quartaire alluvia en de duinen ingetekend. De andere Quartaire sedimenten worden enkel met een symbool weergegeven. Ten noorden van de zuidwest-noordoost diagonaal dagzoomt de Diestiaan étage (D), ten zuiden ervan het bovenste deel van de Rupeliaan étage (R2). Dit laatste bestaat hoofdzakelijk uit kleiige sedimenten (R2c). Enkel ten zuiden van Herk-de-Stad komt er een meer zandige eenheid (R2d) voor. Geheel in het zuidwesten, tussen Loksbergen en Waanrode, is de Bolderiaan étage ontsloten. Hierbinnen maakt Van den Broeck een opdeling in een groen glauconiethoudend zand (Bdb) aan de basis en een wit micahoudend kwartszand (Bdd) in de top.

1897 - Twee jaar later komt kaartblad 61 Tessenderloo - Pael van Mourlon uit. Over de hele oppervlakte van de kaart is de Diestiaan étage ontsloten.

1898 - Nog een jaar later verschijnt het derde kaartblad. Net als de vorige en de volgende kaart is het kaartblad 62 Beeringen - Houthalen door Mourlon getekend. Het grootste deel van de kaart wordt opnieuw door het Diestiaan ingenomen. Tussen Helchteren en Houthalen dagzoomt het Bolderiaan en ten zuiden van de Laambeek komt het kleiige zand (R2d) van het Rupeliaan aan de oppervlakte. Hetzelfde jaar beschrijft Mourlon een reeks boringen in de omgeving van Houthalen en Lillo. Uit het verschil in hoogte waarop hij de sedimenten van het Diestiaan en het Bolderiaan meent te herkennen, vermoedt hij het bestaan van een breuk in deze omgeving (Mourlon, 1898).

1904 - Tenslotte wordt kaartblad 77 Kermt - Hasselt in 1904 uitgebracht. Ten zuiden van de Demer vindt Mourlon de klei van het Rupeliaan, ten noorden ervan dagzoomt het Bolderiaan. Dit laatste maakt een merkwaardige uitstulping tot in het centrum van Hasselt. Ten noorden van de Laambeek is het Diestiaan ontsloten evenals op de Sakramentsberg en de westkant van de Bolderberg. Verder ziet Mourlon net als Dewalque dit Diestiaan terug op het Kempisch Plateau ten oosten van Zonhoven. Een jaar tevoren tekent Forir op zijn syntheseskaart van het Bekken van de Kempen (Forir, 1903) nochtans de dagzoomlijn van het Diestiaan vanaf Bolderberg duidelijk verder oostwaarts in de richting van Opglabbeek. Tussen deze dagzoomlijn en de Demer vindt hij het zand van het Bolderiaan. Voor het gebied ten zuiden van de Demer maakt Forir gebruik van de kaarten van Dumont en Van den Broeck. In het oosten tekent hij zelfs een aantal randbreuken van de Roermond Slenk. Bovendien geeft hij op deze afgedekte geologische kaart de isohypsen van de top van het Paleozoïcum weer. Deze zou dalen in noordnoordoostelijke richting van -250m ter hoogte van Waanrode tot -600m nabij Helchteren. Met deze kaart brengt Forir als eerste een modern beeld van de Tertiaire en Vroeg-Quartaire afzettingen in het noordoosten van België naar voor.

1908 - Ondertussen is in de Kempen steenkool aangeboord. In het kader van de steenkool-exploratie wordt een groot aantal diepe boringen verricht. Bij een eerste reeks boringen wordt er evenwel weinig aandacht aan de bovenliggende lagen geschonken. Ze worden omschreven als “les morts-terrains”. Daarentegen worden bij een tweede reeks boringen, onder andere dankzij een betere boormethode, de Mesozoïsche en Tertiaire sedimenten wel goed beschreven. De kennis van de geologie van de Kempen neemt dan ook een grote sprong voorwaarts. Zo beschrijven Schmitz en Stainier voor het eerst de fossielhoudende glauconietrijke groene zanden van Voort in de boringen van Laambroek, Lillo en Voort (Schmitz & Stainier, 1908-1909). Deze sedimenten waren voordien enkel gekend in het Nederrijngebied in Duitsland. Ze behoren volgens Schmitz en Stainier tot het Aquitaniaan. Tevens rekenen ze de witte zanden onder het fossielrijke grindje van de Bolderberg tot dezelfde ouderdom, met als argument dat het glauconiet en dus ook de groene kleur als gevolg van verwerking ontbreekt. Het grindje zelf correleren ze met de basis van het Mioceen in Waanrode. De Mioceen afzettingen zijn volgens hen diep in de zanden van het Aquitaniaan ingesneden, vandaar dat ze in Waanrode op het Rupeliaan liggen.

1910 - Net als de vorige 2 auteurs meent ook Velge dat de witte zanden op de Bolderberg tot het Aquitaniaan behoren. Het schelpenrijke grindje en het zand erboven rekent hij opnieuw tot het Diestiaan, zoals Dewalque voorheen (Velge, 1910).

1920 - Na de eerste wereldoorlog brengt Halet het probleem van de Bolderberg terug naar voor. Hij zet de diepte waarop het Grind van Elsloo in de verschillende boringen gekend is op kaart uit en tekent dan de isohypsen van het basisvlak van het Mioceen. Het ondulerende karakter van dit vlak verklaart hij door het ravinerende effect van de afzetting. Anderzijds zegt hij dat dit ook het gevolg van breuken kan zijn (Halet, 1920). Tevens beschrijft hij in Elsloo langs de Maas een tweede grindje boven het Grind van Elsloo. De glauconietrijke zanden boven dit tweede grindje rekent hij tot het Pliocceen (Diestiaan). Halet correleert het grind van de Bolderberg dan ook met het Grind van Elsloo. Leriche komt op basis van onderzoek van haaientanden tot gelijkaardige conclusies. Het zand onder het Grind van Elsloo is van Boven-Oligocene ouderdom (Chattiaan) en grind zelf behoort tot het Mioceen (Leriche, 1920).

1922 - Briquet geeft een overzicht van de Neogene afzettingen in het noorden van België. Hierbinnen maakt hij een onderscheid tussen het Diestiaan behorende tot het Mioceen en het Scaldisiaan behorende tot het Pliocene. Ze zijn van elkaar gescheiden door de laatste belangrijke tektonische fase in de Alpiene orogenese op het einde van het Mioceen. De grens tussen het Neogeen en het Oligoceen schrijft hij toe aan een vorige fase in de vorming van de Alpen. Het Diestiaan wordt verder opgedeeld in een marien en een continentaal faciës. Tot het mariene Diestiaan rekent hij het Onder-Antwerpiaan met de sedimenten van de Bolderberg, het Boven-Antwerpiaan met de zwarte zanden van Antwerpen en het Diestiaan sensu stricto. Het continentale faciës komt enkel in het uiterste oosten van de Kempen en in het Rijngebied voor. Op een profiel over het Kempisch Plateau tot in de Roermond Slenk tekent Briquet een reeks breuken aan de oostrand van dit plateau. Niet alleen de Paleozoïsche en Mesozoïsche maar ook de Tertiaire en zelfs de Quartaire sedimenten worden door deze breuken in horsten en slenken opgedeeld. Op basis van het continentale Diestiaan, dat nog net onder de Quartaire grinden op het Kempisch Plateau voorkomt, berekent hij breukbedragen van 120m en meer (Briquet, 1922). Het graven van de schachten van de steenkoolmijnen stelt de toenmalige geologen in staat de verschillende lithologische pakketten nauwkeuriger te beschrijven, te bemonsteren en te onderzoeken. Zo blijkt de basis van het Neogeen gekenmerkt te worden door een groot aantal herwerkte vissentanden van Laat-Oligocene ouderdom (Leriche, 1922). Paleontologisch onderzoek op schelpen toont aan dat deze basis van Mioceen ouderdom is en dat de zanden onder het Grind van Elsloo tot het Chattiaan behoren (Van Straelen, 1922).

1923 - Aan de hand van de boringen, de schachten en de steengangen van de mijnen komt men tot de vaststelling dat het Bekken van de Kempen door een reeks breuken doorsneden wordt. Deze breuken hebben over het algemeen een zuidzuidoost-noordnoordwest strekking en hellen gemiddeld 70° naar het oosten of het westen. Een klein aantal breuken staat juist loodrecht op deze richting. Al deze storingen delen het Steenkoolterrein op in een reeks parallellepipedum-vormige blokken. Murlon en Halet hadden voorheen reeds het bestaan van een aantal breuken in de omgeving van Zolder en Houthalen mogelijk geacht. Bij zijn oost-west snede door de Tertiaire formaties van de Kempen van Aarschot over Diest, Bolderberg en Winterslag tot Eisden, schrijft Halet expliciet dat er abstractie werd gemaakt van de breuken die het terrein doorsnijden (Halet, 1923). Hij kan het evenwel niet nalaten ter hoogte van Zonhoven een mogelijke breuk aan te duiden. In het bijhorend artikel toont hij op basis van paleontologische, lithologische en geometrische criteria aan dat de witte zanden op de Bolderberg nooit van Boven-Oligocene ouderdom kunnen zijn. Hij vermoedt zelfs dat de Boven-Oligocene zanden, die bij het graven van de mijnschachten gevonden werden, ter hoogte van de Bolderberg niet voorkomen. De verbreiding van deze zanden is volgens hem tektonisch bepaald. Bovendien toont Halet aan dat de witte zanden van de Bolderberg juist de zanden zijn die bij de aanleg van de spoorweg tussen Genk en Winterslag onder de Vroeg-Kwartaire sedimenten op het Kempisch Plateau teruggevonden werden. Deze ligniethoudende witte zanden liggen in de put van Winterslag op enkele meters boven het Grind van Elsloo en zijn dus duidelijk van Mioceen ouderdom. Op de officiële geologische kaart van 1904 werden die zanden vanwege de plaatselijke verijzeringen nog tot het Diestiaan gerekend. Twintig jaar na Forir is het Halet die de algemeen aangenomen zuidelijke verbreiding van het Diestiaan weerlegt en de dagzoomgrens vanaf Bolderberg verder oostwaarts naar Opglabbeek toe trekt. Tevens meent hij dat er voorafgaand aan de afzettingen van het Diestiaan een sterke erosie moet geweest zijn. De diepte evenals de lithologie waarop het Diestiaan is afgezet variëren immers sterk op korte afstand. Ook dit fenomeen geeft hij duidelijk weer op het oost-west profiel.

1924 - Stainier geeft een overzicht over de kennis van de geologie van het Bekken van de Kempen. Hierin vermeldt hij het bestaan van 2 soorten breuken, namelijk de breuken die enkel het Steenkoolterrein lijken aan te tasten en de breuken die vanaf het Paleozoïcum tot in de Quartaire grinden te vervolgen zijn. Deze laatste breuken noemt hij grensbreuken. Volgens Stainier vormen ze de noordgrens en mogelijk ook de zuidgrens van het Kempisch steenkoolbekken. Via deze breuken komt het Steenkoolterrein noordwaarts trapsgewijs dieper in de ondergrond te liggen. Juist hierdoor zijn de steenkoollagen en de gesteenten van het Perm, het Trias en het Jura in de slenk voor latere

erosie bewaard gebleven. De Paleozoïsche lagen hellen gemiddeld 10° . In de buurt van de breuken kan deze helling snel groter worden en is er meestal een sterk verstoorde zone aanwezig. De noordgrens van de steenkooexploitatie wordt gevormd door de Roermond Slenk. De steenkoollagen liggen er immers veel te diep om economisch rendabel ontgonnen te kunnen worden. De zuidgrens wordt bepaald door de verbreiding van het Westfaliaan, het gesteentepakket dat steenkoollagen bevat. Deze grens gaat vermoedelijk van Lanaken over Hasselt en Diest naar Kessel (Stainier, 1924).

1926 - Aan de hand van de steenkoolboringen van Veldhoven en Oostham en de mijnschacht van Beringen komt Asselberghs tot gelijkaardige conclusies als Halet voor wat het Diestiaan betreft. Hij vindt een depressie in de top van de klei van het Rupeliaan opgevuld met glauconiethoudende zanden. Onderaan zijn dit fijne zanden en bevatten ze grote glimmers, bovenaan zijn het eerder grove zanden en bevatten ze verijzingen. Op basis van deze lithologische kenmerken rekent hij het onderste zand tot het Mioceen en het bovenste tot het Onder-Pliocene (Diestiaan). Verder beschrijft hij in de mijnschacht de meest oostelijke verbreiding van het Brusseliaan en het Ieperiaan en het voorkomen van continentale sedimenten in het Landeniaan. Van alle Tertiaire lithologieën uit de boring van Veldhoven geeft hij tevens een granulometrische analyse weer (Asselberghs, 1926).

1927 - Stainier onderzoekt in een oost-west georiënteerde reeks boringen ter hoogte van Houthalen de diepte waarop enkele belangrijke horizonten voorkomen. Uit de stratigrafie weet hij dat in het Paleozoïcum tussen de boringen in het westen en die in het oosten een belangrijke breuk aanwezig is. De top van het Paleozoïcum verspringt slechts een viertal meter over deze breuk. Stainier besluit hieruit dat de breuken voor de erosie van de top van het Paleozoïcum gewerkt hebben. Nadien zijn ze omzeggens inactief gebleven. De grotere (en soms tegengestelde) verspringingen van de Mesozoïsche en Tertiaire horizonten over de breuk wijt hij aan het verschil in oriëntatie van transgressie van de verschillende zeeën gekoppeld aan deze Mesozoïsche en Tertiaire pakketten. Stainier is dus van mening dat de breuken herkend in het Paleozoïcum in de Kempen niet tot in de jongere lagen doorgaan. Enkel de grote randbreuk van de Roermond Slenk zou tot in de "morts-terrains" te vervolgen zijn. Deze ligt volgens Stainier ter hoogte van Helchteren. Ze brengt het steenkoolterrein rechtstreeks in contact met de gesteenten van het Permo-Trias. De basis van het Krijt blijft evenwel vlak over de randbreuk heen. Ze zou dus enkel tot aan de basis van de Krijt gesteenten werkzaam geweest zijn (Stainier, 1927).

1930 - Uit een reeks diepe boringen en mijnschachten in de omgeving van Beringen, Genk en Eisden bepaalt Firket door middel van triangulatie de isohypsen van de top van het Paleozoïcum, de top van de Smectieten van Herve en de top van het Rupeliaan. Hij merkt op dat de strekking van de 3 horizonten vergelijkbaar blijft, maar dat de helling naar onder toeneemt. Ter hoogte van breuken stelt hij in de isohypsen van de verschillende laagvlakken onregelmatigheden vast. Hieruit besluit hij, in tegenstelling tot wat Stainier voordien meende, dat de breuken, aanwezig in het steenkoolterrein, op diverse tijdstippen gedurende het Mesozoïcum en het Tertiair opnieuw werkzaam waren (Firket, 1930).

1932 - Tussen 1924 en 1932 worden voor de ontginning van steenkool in Houthalen 2 boringen gedaan en 2 schachten gegraven. Stainier, Halet en Glibert geven een gedetailleerde beschrijving van de verschillende opeenvolgende lithologische eenheden. Hierbij worden vanaf het maaiveld tot de top van de klei van het Rupeliaan 4 silexgrinden gevonden. Het onderste grind vormt de basis van het Chattiaan, het volgende is het Grind van Elsloo, de basis van het Neogeen, en tussen het Bolderiaan en het Diestiaan blijkt geen grind aanwezig te zijn. Aan de 2 overige schelpenrijke grinden wordt geen belang gehecht en niemand legt een verband met het fossielhoudende grind aan de top van de Bolderberg.

1935 - Halet bestudeert een nieuwe ontsluiting op de Bolderberg en vindt er maar één grind, namelijk dat van het Diestiaan. Op basis van deze ontsluiting en van enkele boringen voor de aanleg van het Albertkanaal maakt hij een noord-zuid snede ter hoogte van Bolderberg. Op de kleiige en zandige sedimenten van het Rupeliaan vindt hij het Mioceen Grind van Elsloo terug. Daarboven ligt een zestal meter glauconiet- en schelpenhoudend zand, gevolgd door de witte zanden van de Bolderberg, die op hun beurt afgedekt worden door het grind en het zand van het Diestiaan. Zoals hij

reeds in 1923 vermoedde, zijn de Laat-Oligocene zanden er nergens terug te vinden. Hij stelt vast dat de basis van het Diestiaan er zeer sterk noordwaarts daalt (3%) en laat de onderliggende basis van het Neogeen hetzelfde doen (Halet, 1935).

1936 - Halet maakt opnieuw een profiel aan de hand van enkele boringen voor de aanleg van het Albertkanaal. Ditmaal is het een oost-west profiel van Hasselt tot Genk. Van onder naar boven beschrijft hij de klei (R2c) en het zand (R2d) van het Rupeliaan. Beide eenheden gaan geleidelijk in elkaar over. Daarboven ligt het Grind van Elsloo, gevolgd door 5 à 6m grijs glauconiet- en mica-houdend zand (Bm) en 10m bruin kwartszand met grote glimmers (Bc). Deze gesteenten zijn van Miocene ouderdom. Het onderste zand noemt hij het mariene Bolderiaan, het bovenste zand het continentale Bolderiaan. Met de nieuwe boringen voor het Albertkanaal vult Halet zijn 15 jaar oude isohypsenkaart van het Grind van Elsloo aan. Hij brengt tevens enkele verbeteringen aan. De syn- en anticlinale allure van dit basisvlak verklaart hij door het spel van verschillende breuken waarvan hij in 1920 reeds het bestaan vermoedde. Een jaar later geeft hij een overzicht van enkele Neogene basisgrinden in de Kempen (Halet, 1936 en 1937).

1937 - Grosjean maakt onder de vorm van een structurele kaart van het Steenkoolbekken van de Limburgse Kempen een synthese van alle tot dan toe uit boringen, mijnschachten en mijngangen verzamelde gegevens. De kaart stelt de isohypsen van de basis van het Krijt voor tezamen met aanwijzingen of er al dan niet Rode Gesteenten en/of breuken aanwezig zijn. Plaatselijk is ook de Quaregnon horizont weergegeven. Verder beschrijft hij meer in detail de tektonische stijl van het Steenkoolterrein in de omgeving van Beringen. Op een oost-west profiel zijn een aantal horsten en slenken voorgesteld. Ze worden van het westen naar het oosten afgelijnd door de breuken van Beringen, Kleine Heide, Hoek en Korspel. Aan de hand van de goed herkenbare mariene Quaregnon horizont raamt hij het verticale breukbedrag (voor het Paleozoïcum) van de breuken van Kleine Heide op 150m, dat van de breuk van Hoek op 240m en dat van de breuk van Korspel zelfs op 500m. De grootte van de breukbeweging langs de breuk van Beringen is niet onmiddellijk te bepalen aangezien de mariene band ten westen van deze breuk niet meer voorkomt (Grosjean, 1936 en 1937).

1938 - Net als Halet 3 jaar tevoren onderzoekt Tavernier op zijn beurt een aantal ontsluitingen op de Bolderberg. Op de meeste plaatsen beschrijft hij één grind. Enkel op één plaats vindt hij 2 verschillende grinden met ertussen 50cm zand. Hij rekent beide grinden tot het Diestiaan. Hij bestudeert eveneens opnieuw de ontsluiting van Van den Broeck in Waanrode. Uit de positie van het grind van het Diestiaan ten opzichte van de onderliggende sedimenten besluit Tavernier dat dit basisvlak zeer onregelmatig is, mogelijk als gevolg van een breuk (Tavernier, 1938).

1943 - Tavernier brengt een overzicht van de afzettingen van het Neogeen in België. Hij maakt een vergelijking met de Neogene sedimenten in de omliggende landen. Het Bolderiaan en het Antwerpiaan zouden van Midden-Miocene ouderdom zijn. Het Bolderiaan zou wel net iets ouder zijn dan het Antwerpiaan. Het Diestiaan met zijn belangrijk transgressief basisgrind zou van Onder-Pliocene ouderdom zijn. Verder blijkt uit mineralogisch onderzoek dat de zanden van het Bolderiaan onderaan van mariene oorsprong zijn, terwijl het bovenste deel eerder in een estuarien milieu werd afgezet (Tavernier, 1943). In een studie over de westrand van de Roermond Slenk vermeldt Grosjean dat langs enkele breuken het basisgrind van het Neogeen 45m verspringt. In sommige gevallen blijken zelfs de bewegingen van de basis van de Quartaire Maasgrinden langs deze storingen 20m te bedragen (Grosjean, 1942).

1954 - De "Prodrome d'une description géologique de la Belgique" geeft een overzicht van de toenmalige geologische kennis van België. Hierin behandelt Gulinck het Oligoceen en Tavernier beschrijft het Neogeen en het Quartair. Dit overzicht toont dat er omtrent verschillende zaken nog onenigheid bestaat. Zo wordt afhankelijk van de auteur het Diestiaan in het Boven-Mioceen of het Onder-Pliocene geplaatst en het Bolderiaan in het Midden- of het Boven-Mioceen.

1955 - de Heinzelin stelt een nieuwe terminologie voor sedimenten van het Neogeen voor, omdat vele oude namen in de loop der jaren verschillende betekenissen gekregen hebben. Alle gesteenten tussen het basisgrind van het Neogeen en het basisgrind van het Diestiaan krijgen de naam "Houthaliaan" in de Kempen en "Antwerpiaan" in de provincie Antwerpen, overeenkomstig het idee

van Glibert in 1945. Beide pakketten worden nu tot het Midden-Mioceen gerekend. Het Diestiaan wordt vervangen door “Deurniaan” en behoort vanaf nu tot het Boven-Mioceen. De limonietische zandstenen en zanden in Tessenderlo, Eindhout en Kwaadmechelen rekent hij op basis van paleontologische criteria tot het Pliocene en behoren volgens de Heinzelin dus niet tot het Diestiaan of het nieuwe Deurniaan (de Heinzelin, 1955).

1957 - Aan de hand van een vergelijkende studie met de Vlaamse banken voor de Belgische kust toont Gullentops aan dat de heuvels van het Hageland oorspronkelijk zandbanken waren, afgezet in de Diestzee (Gullentops, 1957).

1959 - de Ridder toont aan dat er na het Mioceen nog belangrijke jonge Tertiaire en Quartaire tektonische bewegingen hebben plaats gehad in de Roermond Slenk. Breukbedragen voor de basis van het Quartair van meer dan 40m zijn eerder regel dan uitzondering (de Ridder, 1959).

1961 - Legrand maakt een studie van enkele tektonische fenomenen in België. Hij situeert het ontstaan van de breuken, die later de Roermond Slenk zullen aflijnen, bij de opheffing van de Kempen ergens tussen het Lias en het Senoon. Het verschil in dikte van de sedimenten van het Perm, het Trias en het Onder-Jura in de verschillende boringen schrijft hij toe aan de sterke erosie voor de afzetting van het Krijt. Hierbij bleven de gesteenten in de slenken beter bewaard dan op de horsten. Het dikteverschil zou in geen geval een gevolg van de sedimentatie zijn. Tijdens het Boven-Krijt zou het gebied van de Roermond Slenk als gevolg van inverse tektonische bewegingen boven de omgeving komen uit te steken. De afzettingen van die tijd zijn nu juist wel ten gevolge van de sedimentatie minder dik in de slenk dan er rond. De periode van het Krijt tot het Oligoceen geeft volgens Legrand geen directe aanwijzingen voor actieve breukwerking. Vanaf het Laat-Oligoceen wordt de Roermond Slenk en de onmiddellijke omgeving een tektonisch zeer actief gebied. De breukwerking zet zich voort tijdens het Mioceen en het Quartair en blijkt zelfs in sterke mate de loop van de Maas beïnvloed te hebben. De subsidentie van het Bekken van de Kempen verklaart hij door een rotatie. De helling van de lagen wordt immers groter naarmate de gesteenten ouder worden. De as van deze rotatie zou ter hoogte van de Demer liggen (Legrand, 1961).

Datzelfde jaar toont Gulinck aan dat de grote kwartsietische zandsteenblokken, die over een groot deel van de Limburgse Kempen voorkomen, van Miocene ouderdom zijn. Ze werden binnen de zanden van het continentale Bolderiaan gevormd (Gulinck, 1961). Voorheen werden ze tot het Diestiaan (Van Ertborn, 1901), het Rupeliaan (Van den Broeck, 1895 en 1901) en zelfs het Landeniaan (Delvaux, 1886) gerekend.

Nog in 1961 heeft er te Gent een symposium over de stratigrafie van het Neogeen plaats. Tijdens dit symposium tracht men een nieuwe duidelijke lithostratigrafie voor het Neogeen op te stellen. De vroegere stratigrafie was gebaseerd op de paleontologie en die gaf niet altijd ondubbelzinnige resultaten. Nu gaat men over tot een zuiver lithologische opdeling van het Neogeen. Voor het kaartblad Hasselt geeft dit van jong naar oud, de Zanden van Diest, de Zanden van Genk, de Zanden van Houthalen en het Grind van Elsloo. De kaarten en de profielen van Tavernier en de Heinzelin en van Gulinck, voorgesteld tijdens het symposium, zijn nog een mengeling van oude en nieuwe stratigrafische termen. Beide kaarten verschillen slechts weinig van de kaart van Forir uit 1903. Gulinck maakt een isohypsenkaart van de basis en de top van het Diestiaan. Het ravinerende karakter van het basisvlak komt goed tot uiting op deze kaart, maar wordt op de profielen niet weergegeven. Aansluitend aan het symposium wordt een excursie georganiseerd. De klassieke geologische sites van Waanrode, de Rijnrodeberg en de Bolderberg worden natuurlijk aangedaan. Op de Bolderberg wordt trouwens opnieuw het dubbele grind waargenomen. Het onderste grind en het dunne zandpakket erboven worden als herwerkt materiaal van het Bolderiaan aanzien. Ze vormen dus samen met het tweede grind de basis van het Diestiaan (Tavernier & de Heinzelin, 1962).

1963 - Gullentops leidt in het kader van het zesde internationale congres voor sedimentologie een excursie door het Cenozoïcum van België. In de excursiegids worden naast een weergave van de verschillende ontsluitingen ook grafieken met korrelgrootte-analysen en percentages aan zware mineralen voorgesteld. Net als Gulinck beschrijft hij de kwartsietische zandstenen in de Zanden van Maasmechelen, een lateraal faciës van de Zanden van Genk. Binnen deze zanden worden nog

verschillende lignietlagen teruggevonden en geheel bovenaan bemerkt Gullentops een silexgrind. Op 10m onder dit grind tekent hij nog een laag zeer grof zand (Gullentops, 1963).

1970 - Gulinck vult de isohypsenkaart van het Grind van Elsloo van Halet aan met een reeks nieuwe waarnemingen. Bovendien geeft hij op de kaart weer waar de Zanden van Houthalen voorkomen, al dan niet met de typische macrofauna (Gulinck, 1970). Ringelé en De Meuter tonen respectievelijk aan de hand van mollusken en foraminiferen aan dat de Zanden van Houthalen van Midden-Miocene ouderdom zijn. Het verschil in fauna met de Midden-Miocene Zanden van Antwerpen zou wijzen op een klein ouderdomsverschil. De Zanden van Houthalen zouden een weinig ouder zijn (Ringelé, 1970; De Meuter, 1970).

1972 - Paleontologisch onderzoek gebaseerd op planktonische foraminiferen door Hooyberghs en De Meuter plaatst de Zanden van Houthalen in het Aquitaniaan, het Onder-Mioceen. De Zanden van Genk zouden waarschijnlijk tot het Midden-Mioceen behoren, maar nog ouder zijn dan de Zanden van Antwerpen (Hooyberghs & De Meuter, 1972).

1973 - Gullentops doet mineralogisch en granulometrisch onderzoek op de glaszanden van Maasmechelen, een lateraal faciës van de Zanden van Genk. De zanden hebben voor meer dan 60% een korrelgrootte tussen 177 en 250. Het zijn goed gesorteerde homogene zuivere kwartzanden. Ze bevatten slechts weinig zware mineralen. Hij concludeert dat de zanden het product zijn van een sterk verweerde schiervlakte. Aanvankelijk zouden ze fluviaal transport ondergaan hebben, maar de uiteindelijke sedimentatie gebeurde in een wijde riviermonding onder sterke getijdeninvloed. Het grootste deel van de mineralen is afkomstig uit de Ardennen. Bovenaan in de zanden is er ten gevolge van een zeespiegeldaling een bodem ontwikkeld, gepaard gaande met verkiezelingen. Bovenop deze bodem beschrijft hij een nieuw transgressiegrind bedekt met iets grovere licht glauconiethoudende zanden (Gullentops, 1973). Laga geeft een overzicht van de Neogene formaties van België. Samen met De Meuter beschrijft hij de Zanden van Dessel, fijne homogene micarijke zanden, waarin ze een rijke benthonische en planktonische foraminiferen fauna aantreffen. Op basis van deze fauna kunnen ze de laatste zanden met de Zanden van Deurne correleren. Deze zanden waren aan de hand van hun macrofauna een Boven-Miocene ouderdom toegeschreven. Op basis van diezelfde macrofauna en van de geometrische continuïteit worden de zanden met de Formatie van Diest gecorreleerd (Laga & De Meuter, 1972; Laga, 1973). Gulinck geeft een overzicht van de afzettingen van het continentale Landenian in België. De sedimenten zouden vanaf Leopoldsburg ten noorden van het kaartblad Hasselt in een smalle noordnoordoost-zuidzuidwest gerichte lagune afgezet zijn. Deze lagune zou gelegen zijn tussen Veldhoven en Houthalen over Beringen, Diest en Loksbergen in de richting van Tienen (Gulinck, 1973).

1974 - Vandenberghé geeft een gedetailleerde lithostratigrafische beschrijving van de Boomse Klei. Deze is opgebouwd uit een ritmische afwisseling van silt- en kleibanden. Op welbepaalde niveaus binnen de formatie komen kalknodules, septaria voor. Hij maakt een correlatie tussen de verschillende ontsluitingen waaronder de tijdelijke ontsluitingen langs het Albertkanaal in Hasselt en Diepenbeek. Hij beschrijft de R2d zanden boven de Klei van Boom, de Zanden van Eigenbilzen. Deze zanden situeert hij ergens boven septariahorizont S60 (Vandenberghé, 1974, 1978).

1978 - In zijn studie over de geomorfologie van Limburg wijst Paulissen op de tektonisch bepaalde afzetting van de Vroeg-Pleistocene Rijn- en Maaszanden (Paulissen, 1973, 1978).

1980 - Tys maakt op basis van de bestaande gegevens een studie van het Steenkoolterrein ten noorden van het ontginningsgebied van de Kempische mijnen. In tegenstelling tot Legrand legt hij het ontstaan van het breukenpatroon, dat het Steenkoolterrein opdeelt in blokken, bij de opwelling van de Anticline van Brabant voor de afzetting van de gesteenten van het Perm. Dit breukenpatroon heeft er tezamen met de pre-Perm erosie voor gezorgd dat de Rode Gesteenten discordant op Westfaliaan gesteenten van verschillende ouderdom afgezet werden. Hierbij werden de jongste Westfaliaan gesteenten in de slenken bewaard. Deze breuken zouden na het Lias gereactiveerd worden en er zouden zelfs tegengestelde bewegingen optreden. Er zou geen wezenlijk verschil bestaan tussen de storingsen in het Steenkoolterrein en de randbreuken van de Roermond Slenk. De reactivatie van de breuken na het Lias en de pre-Krijt erosie zouden ervoor gezorgd

hebben dat de gesteenten van het Perm, Trias en Jura tot op verschillende diepte afgebroken werden. Hierbij werden de jongste sedimenten weer bewaard in de slenken. De sedimenten van het Krijt liggen zo op Rode Gesteenten van verschillende ouderdom. Deze besluiten zouden belangrijke gevolgen hebben voor de nog aanwezige steenkoolreserves in de ondergrond van de Kempen (Tys, 1980).

1981 - De Geyter brengt een gedetailleerde lithostratigrafische en petrologische studie van de Formatie van Landen. Voor de Kempen maakt hij een opdeling in een onderste naamloze kleiige eenheid (later het Lid van Waterschei), een silt, waarvoor hij het Lid van Halen als naam voorstelt, een marien fijn glauconiethoudend zand (later het Lid van Grandglise) en het continentale Complex van Loksbergen. Het mariene zand zou niet meer voorkomen ten oosten van de lijn Genk - Hasselt - Sint-Truiden. Op de bijhorende kaarten situeert hij de basis en de top van de Formatie van Landen respectievelijk op -25 en -75m ten zuiden van Hasselt en op -225 en -325m ter hoogte van Beringen. De dikte van de formatie zou dus naar het noorden toe verdubbelen (De Geyter, 1981, 1987).

1985 - Geofysische boorgatmetingen in het noordoosten van de België laten toe vijf formaties te onderscheiden in de sedimenten van het Boven-Krijt en het Vroeg-Tertiair. Van oud naar jong zijn dit de Formatie van Aken, enkel voorkomend in het oosten van het Bekken van de Kempen, de Formatie van Vaals, in heel de Kempen aanwezig, de Formatie van Gulpen, die naar het oosten in de Pre-Valkenburg eenheid overgaat, en de Formatie van Maastricht voor het Boven-Krijt en de Formatie van Houthem voor het Vroeg-Tertiair. De Formatie van Houthem zou in de hele Kempen voorkomen. Ze is echter moeilijk op lithologische basis te onderscheiden van de Formatie van Maastricht. De grens tussen beide formaties werd op een meer uitgesproken hardground gelegd. Naar de Roermond Slenk toe zou het stratigrafisch hiaat tussen de twee laatste formaties stapsgewijs per breuk verkleinen (Felder et al., 1985).

1986 - Rossa toont aan de hand van seismiek aan dat in het Bekken van de Kempen en in de Roermond Slenk sinds het Onder-Krijt langs de breuken belangrijke inverse bewegingen hebben plaatsgehad. Deze inverse bewegingen hebben langs een breuk niet overal eenzelfde grootte en ze kunnen ten gevolge van een kanteling der breukblokken zelfs overgaan in normaalbreuk bewegingen. De inverse bewegingen zijn tot in het Tertiair merkbaar, meestal zijn ze echter door latere normaalbreuk bewegingen gecompenseerd (Rossa, 1986).

1988 - Demyttenaere beschrijft de post-Paleozoïsche geologische geschiedenis van Noord-België. Seismisch onderzoek en geofysische boorgatmetingen laten hem toe voor een aantal belangrijke horizonten diepte- en diktekaarten en breukenkaarten te maken van het Belgische gedeelte van de Roermond Slenk. Voor het kaartblad Hasselt vindt hij in de basis van het Krijt ter hoogte van Helchteren en van Korspel een breuk. In het uiterste noorden van de kaart ligt de basis van het Krijt op -650m. Dezelfde breuken zijn ook waarneembaar in de basis van het Tertiair. Deze basis ligt in het noorden op -400m. In het Mioceen komt enkel nog de breuk in de buurt van Helchteren voor. De basis van het Mioceen zou in het noorden op -100m liggen (Demyttenaere, 1988; Demyttenaere & Laga, 1988; Demyttenaere, 1989).

1989 - Aan de hand van mineralogisch en korrelgrootte onderzoek besluit Fobe dat de Eocene sedimenten in schacht van Beringen tot de formaties van Brussel en Ieper behoren. De sedimenten van de Formatie van Ieper zouden behoren tot het Lid van Mons-en-Pévèle en het Lid van Orchies (Fobe, 1989).

1990 - Gullentops geeft een overzicht van het Tongeriaan. Hierbij brengt hij een duidelijk inzicht in de stratigrafische positie van de verschillende leden van het continentale Tongeriaan ten opzichte van het onderliggende mariene Tongeriaan en het bovenliggende Rupeliaan. Uit de sedimentologie, de mineralogie en de granulometrie van de mariene sedimenten in het typegebied blijkt dat de Tongeriaan Zee een weinig diepe zee was. Ze transgredeerde snel over een vlak gebied dat onderhevig was aan tektonische subsidentie. Deze nieuwe zakking in het zuidelijk Noordzee gebied zou volgens Gullentops de latere Oligocene tektonische activiteiten in de Roermond Slenk aankondigen. Na een snelle regressie van de zee (meer dan 100km), als gevolg van het sedimentair opvullen en een eustatische zeespiegeldaling, worden verschillende perimariene sedimenten afgezet. De Zanden van

Berg met onderaan een grind van silexkeien luiden dan weer de Rupeliaan transgressie in. Deze transgressie is niet alleen door subsidentie te verklaren. Ze zou voornamelijk het gevolg zijn van een sterke zeespiegelstijging (Gullentops, 1987, 1990).

1991 - In opdracht van het Ministerie van de Vlaamse Gemeenschap wordt een structureel ondiepwater seismisch onderzoek uitgevoerd op de verschillende kanalen in de Kempen. Het geïnterpreteerde seismisch profiel (De Batist et al., 1991) langs het Albertkanaal op het kaartblad Hasselt tussen de sluis van Kwaadmechelen en de sluis van Diepenbeek toont een aantal interessante fenomenen (fig. 8). Zo is er ter hoogte van Kwaadmechelen de diepe insnijding van de Zanden van Diest doorheen de Rupel groep en de Tongeren groep tot in de Zanden van Brussel. Tussen Kwaadmechelen en Beringen snijden de Zanden van Brussel op hun beurt in de Formatie van Kortrijk. De fluvio-lagunaire opvullingen van de erosiegeulen door de Formatie van Tienen in de onderliggende Formatie van Hannut tussen Beringen en Bolderberg zijn ook goed herkenbaar. Van het noorden naar het zuiden snijdt de groep van Tongeren achtereenvolgens de formaties van Brussel, Kortrijk en Hannut af. In de zuidelijke helft van het profiel kan men zelfs de Formatie van Houthem herkennen. De Formatie van Diest gaat evenwel niet tot in Hasselt zoals op het profiel weergegeven wordt. De basis van de Formatie van Diest komt namelijk ter hoogte van Bolderberg aan de oppervlakte (streepjeslijn op fig. 8). De reflector die vervolgd werd tot Hasselt is in feite de basis van de Formatie van Bolderberg. De top van het Paleozoïcum tussen Beringen en Kwaadmechelen is eigenlijk regelmatig, maar lijkt door multiële reflectie lokaal verdiept (Dusar, pers. med.).

1992 - In het oosten van het kaartblad Hasselt, op de grens met het kaartblad Rekem, wordt er in het Paleozoïcum een belangrijke noord-zuid gerichte flexuur- en breukzone herkend. Deze zone wordt het Donderslag Lineament genoemd. De zone vormt de grens tussen het oostelijke deel van het Kempisch Steenkoolbekken, waar de belangrijkste breuken een westnoordwest-oostzuidoost oriëntatie hebben en de lagen van het Westfaliaan een oost-west strekking hebben, en het westelijke deel van het Kempisch Steenkoolbekken, waartoe het kaartblad Hasselt behoort en waar zowel de breuken als de lagen een noordwest-zuidoost richting hebben. Het Donderslag Lineament zou een breukzone zijn langswaar in het Paleozoïcum belangrijke transversale bewegingen hebben plaatsgehad (Dusar & Langenaeker, 1992).

1994 - Voor de oostelijke randbreuken van de Roermond Slenk wordt een beweging van 0.5mm per jaar voor het Mioceen-Plioceen en 0.8mm per jaar voor het Quartair berekend. Voor de breuken aan de zuidwestelijke kant van de slenk zouden snelheden van 0.015mm per jaar bekomen worden voor het Oligoceen-Plioceen. De schoksgewijze subsidentie gedurende het Laat-Neogeen en het Quartair zou het gevolg zijn van transversale breukbewegingen (Geluk et al., 1994).

1995 - Fobe geeft een lithologisch profiel en een korrelgrootteverdeling van een tijdelijke ontsluiting in Heist-op-den-Berg weer. Aan de hand van deze waarnemingen stelt hij een nieuwe lithostratigrafische indeling voor de Formatie van Kasterlee voor. Een vergelijking met de lithologie en de korrelgrootteverdeling van een profiel in een zandgroeve nabij Helchteren laten hem toe ook hier de Formatie van Kasterlee en zelfs de Formatie van Poederlee te “herkennen” (Fobe, 1995).

1998 - De pre-Krijt bekkenevolutie voor het Bekken van de Kempen wordt vanuit stratigrafisch en structureel standpunt voorgesteld in een doctoraatsthesis, met bijzondere aandacht aan de evolutie van het organisch materiaal en het koolwaterstoffenpotentieel. De eerste pre-Krijt subcrop-kaarten voor het geheel van het Bekken van de Kempen op basis van een eeuw exploratie d.m.v. mijnbouw, seismische exploratie en boringen zijn kenbaar gemaakt (Langenaeker, 1998).

3.2. Lithostratigrafie

De stratigrafische beschrijving van de verschillende lithologische eenheden gebeurt van jong naar oud, dus van boven naar onder. In de geologie van het Bekken van de Kempen bevatten de bovenste lagen immers altijd de jongste sedimenten en worden er steeds oudere gesteenten aangetroffen naarmate men zich dieper in de ondergrond begeeft. De verschillende gesteenten worden samen met de lithostratigrafische benaming, de profiel- en kaartnotatie en de chronostratigrafische

positie in de stratigrafische tabel voorgesteld (tabellen 1-4). Voor de dagzomende pakketten worden tevens het symbool overeenkomstig de oude officiële geologische kaart op 1:40000 weergegeven. Tabel 1 geeft een algemeen stratigrafisch overzicht met een aanduiding (x) of er al dan niet sedimenten van een welbepaalde stratigrafisch interval op het kaartblad Hasselt aanwezig zijn. Tabellen 2 tot en met 4 geven een meer gedetailleerd overzicht voor de Quartaire en Tertiaire pakketten. In de onderstaande tekst zal er soms sprake zijn van breuken. Enkele breuken worden met de naam vermeld waarmee ze in het Steenkoolterrein gekend zijn. Aangezien de relatie tussen de storingen in het Steenkoolterrein en die in het Tertiair niet altijd eenduidig is, is deze naamgeving niet voor alle breuken mogelijk. De meeste breuken zullen dan ook met het nummer vermeld worden waarmee ze op de afgedekte geologische kaart zijn weergegeven.

3.2.1. Quartaire sedimenten (tabel 2)

De continentale afzettingen, die discordant op de mariene sedimenten van het Tertiair liggen, zijn zeer heterogeen van aard. De oudste Quartaire sedimenten liggen op het Kempisch Plateau in het noordoosten van het kaartblad. Ze bestaan uit afzettingen van de Rijn en van de Maas. De Rijnafzettingen zijn van Vroeg- of Midden-Pleistocene ouderdom, het zijn de Zanden van Lommel. De Maassedimenten zijn van Midden-Pleistocene ouderdom. Ze bestaan uit de Zanden van Winterslag, die op (of naast) de Rijnzanden liggen en de Grinden van Zutendaal, die op hun beurt op de Zanden van Winterslag afgezet zijn. De afzetting van deze gesteenten is tektonisch bepaald (Paulissen, 1973, 1978). Door een hernieuwde werking van de westelijke randbreuken van de Roermond Slenk tijdens het Laat-Pliocene zakten de blokken ten oosten van de breuk van Rauw op het kaartblad Mol en meer zuidelijk de breuken van Rauw (2)¹ en van Voortheide (4) op het kaartblad Hasselt. Hierdoor wordt een arm van de Rijn-Maas delta aangetrokken, met als gevolg dat het confluëntiegebied van beide rivieren tijdens het Cromeriaan waarschijnlijk ter hoogte van Helchteren komt te liggen. De Rijn zelf mondde langs de zakkingszone ten oosten van Turnhout in de zee uit. In die tijd zet de rivier de Zanden van Lommel af met als meest zuidwestelijke verbreiding ongeveer de lijn Houthalen-Kerkhoven-Rauw. Mogelijk ten gevolge van nieuwe tektonische activiteiten binnen de Nederrijn Slenk schuift de Rijn in noordoostelijke richting op. De Maas kan nu verder naar het noorden doordringen en zet ondertussen de Zanden van Winterslag af. Die bestaan hoofdzakelijk uit verspoelde Tertiaire zanden van de Formatie van Bolderberg en de Formatie van Diest. Ze zijn terug te vinden in een brede noordoost gerichte band van Genk - Helchteren tot Opitter - Grote Brogel. Later worden onder periglaciale omstandigheden (Elster-ijstijd) de Grinden van Zutendaal afgezet. De verbreiding van al deze sedimenten tot de lijn Winterslag-Houthalen-Kerkhoven wordt bepaald door de steilwand aan breuken (2) en (4), die in het verlengde liggen van de breuk van Rauw op het kaartblad Mol. Deze steilwand vormde de westelijke grens van de depressie en fungeerde waarschijnlijk als stootoever voor de Maas (Van Mechelen, 1982; Goossens, 1984; Gullentops & Vandenbergh, 1995).

Ten noorden van de Demer worden de Tertiaire gesteenten bedekt met zand, ten zuiden ervan met zandleem. Dit zand- en zandleemdek zijn van Laat-Pleistocene ouderdom. Ze werden afgezet tijdens de laatste ijstijd, de Weichsel-ijstijd. Sterke noordenwinden brachten het zand en het zandleem vanuit de droogliggende Noordzee aan. Hierbij werden de zwaardere zandkorrels niet zover getransporteerd als de fijnere leemdeeltjes. Vandaar dat de verbreiding van het dekzand beperkt blijft tot het gebied ten noorden van de Demer. Vanaf het einde van de Weichsel-ijstijd waren deze zanden onderhevig aan verwaaiing. Hierdoor ontstonden plaatselijk landduinen. Ten oosten van het Albertkanaal en voornamelijk op het Kempisch Plateau zijn tal van deze duinen terug te vinden.

De jongste Quartaire sedimenten zijn afgezet tijdens het Holoceen. Ze vullen de diepe insnijdingen van de rivierdalen op, die tijdens de laatste ijstijd door de sterke erosie gevormd waren. Deze alluviale sedimenten bevatten onderaan meestal een residueel basisgrind en bestaan verder voor-

¹ De cijfers tussen haakjes verwijzen naar de nummering van de breuken op de geologische kaart en op de profielen.

ERATHEEM	SYSTEEM		SERIE		TIJD (MJ)			
C E N O Z O I C U M	QUARTAIR		Holoceen		0			
			Pleistoceen		0.01			
	TERTIAIR	Neogeen	Plioceen		1.65			
			Mioceen		5.2			
		Paleogeen	Oligoceen		25.2			
			Eoceen		36			
			Paleoceen		54			
					66.5			
			M E S O Z O I C U M	KRIJT		Boven		96
Onder		131						
JURA		Boven			152			
		Midden			179			
		Onder			210			
TRIAS		Boven			231			
		Midden			240			
		Onder			250			
		P A L E O Z O I C U M		PERM		Boven		260
						Onder		290
KARBOON			Stephaniaan		300			
			Westphaliaan		310			
			Namuriaan		325			
			Viseaan		342			
			Tournaisiaan		355			
					375			
DEVOON			Boven		385			
			Midden		410			
			Onder		438			
SILUUR					510			
ORDOVICIUM					570			
CAMBRIUM								

Tabel 1: Algemeen stratigrafisch overzicht.

Q U A R T A I R	SERIE		ETAGE	LITHOLOGIE	TIJD (J)
					0
	H O L O C E E N			Moeraserts (ijzeroer) Rivier- en beekalluvium Veen	
	B O V E N		Weichseliaan	Duinzand Zand- en zandleemdek	10000
			Eemiaan		
	M I D D E N		Saaliaan		125000
			Holsteiniaan		
			Elsteriaan		
			Cromeriaan	Grind van Zutendaal Maaszand van Winterslag Rijnzand van Lommel	
P L E I S T O C E E N	O N D E R				700000
					1650000

Tabel 2: Lithostratigrafie van het Quartair voor het kaartblad Hasselt (25).

TERTIAIR	NEOGEEN	SERIE		ETAGE	GROEP	FORMATIE	LID	SYMBOOL		TIJD (MJ)
		PLIOCEEN	BOVEN ONDER	Nieuw				Oud		
				Piazeniaan						1.65
				Zancleaan		Kasterlee (?)		Kl		
				Messiniaan		Diest	Dessel	Di DiDe	D	5.2
				Tortoniaan						6.3
				Serravaliaan						
				Langhiaan						
				Burdigaliaan		Bolderberg	Genk	BbGe	Bdd	16.2
							Houthalen	BbHo	Bdb	
				Aquitaniaan						20
				Chattiaan		Voort		Vo		25.2
				Rupeliaan	RUPEL	Eigenbilzen		Eg	R2d	30
						Boom		Bm	R2c	
						Bilzen	Kerniel	BiKe	R2b	
							Kleine-Spouwen	BiKs		
							Berg	BiBe		
										36

Tabel 3: Lithostratigrafie van het Tertiair (1) voor het kaartblad Hasselt (25).

TERTIAIR	P A L E O G E E N	SERIE		ETAGE	G R O E P	FORMATIE	LID	SYMBOOL	TIJD (MJ)
		O L I G O C E E N	O N D E R	Rupeliaan	T O N G E R E N	Borgloon	Oude Biezen	Bo	
							Henis		
			B O V E N	Priaboniaan		Sint Huibrechts Hern	Neerrepn	Sh	36
							Grimmertingen		
		E O C C E E N	M I D D E N	Bartoniaan					39.4
				Lutetiaan		Brussel		Br	42
			O N D E R	Ieperiaan	I E P E R	Kortrijk	Moen	KoMo	49
							Saint-Maur	KoSm	
						Tienen	Loksbergen	TiLo	54
			B O V E N	Thanetiaan	L A N D E N	Hannut	Grandglise	HnGr	
							Halen	HnHa	
							Waterschei	HnWa	
									58
			M I D D E N	Selandiaan		Heers	Gelinden	HsGe	
							Orp	HsOr	
			O N D E R	Daniaan	H A S P E N G O U W	Opglabbeek	Opoeteren	OpOp	60.2
						Houthem		Ho	
									66.5

Tabel 4: Lithostratigrafie van het Tertiair (2) voor het kaartblad Hasselt (25).

namelijk uit zand, klei en een dik pakket veen. Het alluvium van de Demer bevat bovendien veel afbraakmateriaal afkomstig uit de Ardennen. Daarentegen bestaat in de Zuiderkempen het alluvium in de beken tussen de heuvels van de Zanden van Diest meestal enkel uit een pakket veen bovenop een laag van ijzeroer. Dit is een roestige limonietneerslag op de glauconiethoudende Zanden van Diest die de beekdalbodems ondoordringbaar en moerassig maakt.

3.2.2. Tertiaire sedimenten (tabel 3 en 4)

Op basis van “Voorstel lithostratigrafische indeling van het Paleogeen” (Marechal & Laga, 1988), “A new lithostratigraphic scale for the Palaeogene of Belgium” (Marechal, 1994), “Lithostratigraphy and biostratigraphy based on benthonic foraminifera of the Neogene deposits of Northern Belgium” (De Meuter & Laga, 1976), “The Northwestern European Tertiary Basin, Results of the International Geological Correlation Programme, 1.2.3 Belgium” (Laga in Vinken, 1988) en de lithologische beschrijving van enkele belangrijke boringen, ontsluitingen en mijnschachten op het kaartblad is de volgende lithostratigrafische onderverdeling opgemaakt. De dagzomende lithologische eenheden, dit zijn de Formatie van Diest tot en met de Formatie van Boom en plaatselijk zelfs het Lid van Kerniel, worden iets uitvoeriger aangehaald. De verbreiding van deze pakketten wordt onder het volgende hoofdstuk (3.3) besproken. Het grootste deel van de diepere, niet dagzomende, Tertiaire lagen komt over het ganse kaartblad voor. Voor de lithologische eenheden waarvoor dit niet het geval is, wordt het in de onderstaande lithostratigrafische beschrijving vermeld.

3.2.2.1. Formatie van Diest

Deze formatie bestaat uit een bruingroen tot grijsgroen glauconietrijk middelmatig tot grof zand met zeer dunne kleilaagjes (“clay drapes”). Door verwerking is het zand meestal limonietisch geelbruin en aaneengekit tot ijzerzandsteenbanken. In deze zandsteenbanken is duidelijk een gekruiste gelaagdheid herkenbaar. Soms bevatten ze zelfs afdrucken van schelpen. Kenmerkend voor de Zanden van Diest zijn de vele fossiele wormgangen of bioturbaties. Plaatselijk zijn deze zanden zeer rijk aan mica of zijn ze een beetje ligniethoudend. Gewoonlijk worden ze naar onder toe fijner en kleirijker. Aan de basis komt er meestal een grind van blauwzwarte vuursteenkeien voor. Afhankelijk van de plaats zijn dit dikke eivormige of kleine platte silexen. Soms komen er sterk verweerde wit verkleurde silexkeitjes voor in dit basisgrind. Deze keitjes worden “cacholons” genoemd. Naar het noordoosten wordt het zand over de hele dikte van de formatie fijner en komen er in de top meerdere dunne violette kleilaagjes voor. In het westen is er duidelijk een onderscheid te maken in een deel met fijn zand aan de basis van de formatie en een deel met grof zand erboven. De fijne donker- tot zelfs zwartgroene zanden vormen het Lid van Dessel. Op basis van de rijke microfauna onderaan in dit pakket worden deze fijne zanden tot het Boven-Mioceen gerekend (Laga, 1973).

De Zanden van Diest komen voor in een lange westzuidwest-oostnoordoost gerichte geulvormige insnijding. Deze geul zou ontstaan zijn door sterke kustparallelle getijdenstromingen bij een verlaging van de zeespiegel, waarschijnlijk in combinatie met zakkingen binnen de Roermond Slenk ten gevolge van hernieuwde tektonische activiteit. De uitschuring werd tijdens de transgressie van de Diestzee opnieuw gevuld met grove groene glauconiethoudende zanden. Dit zandpakket kan in het diepste punt van de geul een dikte van 150m bereiken. In het westen bevindt er zich op verschillende plaatsen temidden van de groene zanden een geel fijn zand. Dit geel zand wordt door Gullentops (pers. med.) aanzien als geërodeerd materiaal van het Onder-Oligoceen dat vanuit het westen door de getijdenstromingen aangevoerd werd. Bovendien hebben deze stromingen er voor gezorgd dat de Zanden van Diest afgezet werden als zandbanken. Deze banken verplaatsten zich met de tijd, net zoals de Vlaamse Banken dat de dag van vandaag voor de Belgische kust doen (Gullentops, 1957). Vandaar ook de schuine gelaagdheid die zo kenmerkend is voor de Zanden van Diest. De zandbankenstructuur is na het terugtrekken van de Diestzee het best bewaard gebleven in het Hageland en in het zuiden van de Zuiderkempen.

In het noordoosten van de kaart in de omgeving van Helchteren wordt op verschillende plaatsen bovenin de Zanden van Diest een glauconiethoudend fijn zand op een kleilaag teruggevonden. Volgens Gullentops (pers. med.) zou het hier gaan om materiaal dat afgezet werd tijdens het Plioceen door de Zee van Kasterlee. Deze sedimenten zouden een kleirijk lateraal faciës van de Zanden van Kasterlee vormen, afgezet in een beschermd milieu tussen de zandbanken in de Formatie van Diest. Gulinck beschouwde deze afzettingen reeds in 1964 als “Kasterliaan”. Ook Fobe herkende de Formatie van Kasterlee in een groeve te Helchteren (Fobe, 1995). Het zou hier dus om de meest zuidwestelijke verbreiding van deze sedimenten gaan. Een vergelijking tussen de korrelgrootteverdelingen van de Zanden van Kasterlee in Heist-op-den-Berg en in Helchteren toont eerder een verschil tussen beide pakketten aan dan een gelijkenis, zoals Fobe die meent te zien. De lithologische beschrijving van “de gebioturbeerde grijsgroene glauconiethoudende kleiige zanden” en een vergelijking van de korrelgroottesamenstelling van het staal uit Helchteren met die van de Zanden van Diest duiden meer op een aansluiten bij deze laatste formatie dan op een afzonderlijke lithologische eenheid. Overeenkomstig de nieuwe geologische kaart van Mol worden de kleilaag en het bovenliggende fijne zand in dit werk dan ook nog tot de Formatie van Diest gerekend. Om de waarde van de bovenstaande hypothese na te gaan, zijn er evenwel nog onvoldoende gegevens beschikbaar.

3.2.2.2. *Formatie van Bolderberg*

De Formatie van Bolderberg bestaat uit een continentaal lid, de Zanden van Genk, en een marien lid, de Zanden van Houthalen. Onderaan bevindt zich het Grind van Elsloo. In het zuiden van het Bekken van de Kempen vormt dit transgressieve grind de basis van alle Neogene sedimenten. De formatie heeft er een maximale dikte van 70m.

3.2.2.2.1. *Lid van Genk*

Het Lid van Genk is op te delen in vier zandpakketten, telkens van elkaar gescheiden door een karakteristieke grindlaag. Het onderste pakket wordt gevormd door bleekgele tot witte mica-houdende fijne kwartzanden. Kenmerkend zijn de grote glimmers, de verkiezelde schelpfragmenten van bivalven en gastropoden en het voorkomen van enkele lignietlenzen. Het tweede zandpakket bestaat uit witte micahoudende homogene fijne kwartzanden. Onderaan zijn ze soms gelig van kleur, komen er limonietconcreties voor en bevatten ze enkele groene en bruine kleilenzen. In dit pakket zijn er verschillende lignietlagen aanwezig. Onder enkele lignietlagen is het zand deels verkiezeld of komen er gesilicifieerde kwartsietische zandsteenbanken met buisvormige perforaties voor. Die holten waren oorspronkelijk opgevuld met plantenwortels. Het plantendek zelf is nu als lignietlaag terug te vinden. In het midden van Limburg en zelfs ten zuiden van de Demer, ver buiten het huidige verbreidingsgebied van de Zanden van Genk, zijn restanten van deze verkiezelde zandsteenbanken aan te treffen. De zogenaamde zwerfstenen bleven achter na de sterke Pleistocene erosie, het losse zand daarentegen werd juist afgevoerd. Op die manier geven ze een idee van het oorspronkelijk areaal waarbinnen het Lid van Genk afgezet werd (Gulinck, 1961). Het derde pakket wordt gevormd door witte zeer zuivere middelmatige tot grofkorrelige kwartzanden. Opvallend is dat dit deel, in tegenstelling tot de structuurloze zanden van de eerste twee pakketten, duidelijk een gekruiste gelaagdheid bevat. Onderaan zijn deze zanden fijnkorreliger maar de gekruiste gelaagdheid blijft zichtbaar. Ook in dit pakket is er een lignietlaag aanwezig. Het bovenste zandpakket bestaat ook uit witte middelmatige tot grove kwartzanden. In dit deel komt er een beetje glauconiet voor. Bovendien bevat het onregelmatige limonietconcreties. In de diepere ondergrond zijn de vier zandpakketten over de hele dikte bruineel gekleurd en worden ze “sables chamois” genoemd.

De grindlagen die de verschillende delen van elkaar scheiden, hebben alledrie een karakteristieke samenstelling. Bovendien zijn ze kleirijker dan de zandpakketten zelf. Het Grind van Terlamen, het grind tussen het eerste en het tweede zandpakket, wordt gevormd door kleine onregelmatige afgeronde platte zwarte silixkeitjes, bruinzwarte zandsteenbrokjes en verkiezelde schelpjes

temidden van een dikke laag grove kwartskorrels en zwarte silexfragmentjes. Deze grindlaag ligt gemiddeld op 38m boven het Grind van Elsloo dat aan de basis van de formatie ligt. Het Grind van Terlamen werd in 1852 voor het eerst beschreven door Dumont. Het is tevens dit grind dat op sommige plaatsen op de Bolderberg net onder het basisgrind van de Zanden van Diest voorkomt. Over de betekenis van deze grindlaag werd trouwens gedurende een eeuw heftig gediscussieerd. Het tweede grind, het Grind van Opgrimbie, bestaat eveneens uit vuursteenkeien temidden van een laag grove kwartskorrels, zwarte silexfragmentjes en kleine schelpfragmenten. De silexkeien zijn in dit geval evenwel weinig talrijk. Bovendien zijn het grote silexen, meestal zijn ze zeer onregelmatig van vorm en komen er zowel zwarte, blauwgrijze als witte (“gecachaloniseerde”) keien voor. De basis van deze grindlaag lijkt licht te onduleren. Ze ligt gemiddeld op 11m boven het Grind van Terlamen. Het Grind van Opgrimbie werd in 1963 voor het eerst door Gullentops in een groeve nabij Opgrimbie beschreven. Het Grind van Meulenberg is de bovenste grindlaag. Net als bij de voorgaande lagen komen er vuursteenkeien, verkiezelde schelpfragmenten, kleine stukjes zwarte silex en grove kwartskorrels voor. De keien vormen in dit grind het hoofdbestanddeel. Meestal zijn het grote blauwgrijze silexkeien en zijn ze eivormig afgerond. Soms komen er ook zwarte eerder hoekige keien voor. Deze laatste grindlaag ligt ongeveer op 6 à 7m boven het Grind van Opgrimbie en komt enkel ten oosten van de breuk van Voortheide (4) voor. Het feit dat de zanden boven dit grind grofkorrelig zijn, een weinig glauconiet bevatten en bovendien een gekruiste gelaagdheid vertonen, maakt het onderscheid met de Zanden van Diest in boringen niet steeds mogelijk. Dit is zeker het geval wanneer er bij de Formatie van Diest geen basisgrind aanwezig is, zoals ter hoogte van Houthalen. De mogelijkheid bestaat dus dat het Grind van Meulenberg daar als basisgrind van de Formatie van Diest aanzien werd. Zodoende zal de basis van de Zanden van Diest er enkele meters te laag liggen. Op korrelgrootte-analysen is de grens tussen beide pakketten wel duidelijk vast te leggen aangezien het silt-kleigehalte in de Zanden van Diest het dubbele is van dat in de Zanden van Genk (zie hoofdstuk 4). De drie grindlagen binnen het Lid van Genk blijken niet altijd continu te zijn. Korrelgrootte-analysen tonen evenwel aan dat op plaatsen, waar deze vuursteenkeien in boringen niet teruggevonden worden, er toch een algemene vergroving van het sediment optreedt.

Uit de mineralogie blijkt dat de sedimenten van het Lid van Genk zeker onderaan nog een marien karakter vertonen (Tavernier, 1943). De Zanden van Genk kunnen dus niet als een zuiver continentaal-fluviatiele afzetting gezien worden. Waarschijnlijk is het onderste deel van het lid afgezet in een wijde riviermonding waar nog voldoende materiaal door de zee aangevoerd werd. Hogerop in de zanden neemt het continentale karakter toe, vandaar ook het verschijnen van de lignietlagen, de verkiezelde zandsteenbanken met plantenwortels en de paleobodem (Gullentops, 1973) die bovenaan in het pakket ontwikkeld is. De regressieve trend, die hier duidelijk door de Lid van Genk weerspiegeld wordt, vormt de aanzet tot de grote zeespiegeldaling die aan de basis ligt van de sterke erosie, voorafgaand aan de afzetting van de Formatie van Diest.

3.2.2.2.2. *Lid van Houthalen*

Dit is een zeer glauconietrijk en micarijk bruingroen tot zwartgroen kleiig fijn zand met vele grote schelpen en tanden van vissen. Onderaan in het zandpakket komen de schelpen geconcentreerd in banken voor. De basis wordt gevormd door het Grind van Elsloo, een grind dat bestaat uit zwarte vuursteenkeien, grove kwartskorrels, gerolde groenzwarte zandsteenfragmenten, gerolde fosfaatconcreties, haaientanden en herwerkte fossielen afkomstig uit de onderliggende formatie. Naar boven toe neemt het glauconietgehalte af en komt er een beetje ligniet voor. Aangezien er een geleidelijke overgang is van een marien naar een continentaal sedimentatiemilieu, is de grens met de bovenliggende Zanden van Genk niet altijd duidelijk. Het Lid van Houthalen is gemiddeld 6m dik. Naar het noordoosten wordt het pakket iets dikker en bovendien nog rijker aan fossielen. Op basis van benthonische foraminiferen werd aan dit zand een Onder-Miocene ouderdom toegekend (De Meuter & Laga, 1976).

3.2.2.3. *Formatie van Voort*

De Formatie van Voort bestaat uit een groenzwart tot groenbruin zeer glauconietrijk kleiig middelmatig zand. Dit zand bevat veel fossielen, gerolde schelpfragmenten, fosfaatconcreties en groene zandsteenbanken. Soms is er ligniet aanwezig en komen er binnen dit pakket enkele dunne kleilagen voor. Op sommige plaatsen worden er aan de basis silexkeitjes of een grof zand met gerolde kwartsen teruggevonden, elders is er een geleidelijke overgang naar het onderliggend grijs kleiig fijn zand van de Formatie van Eigenbilzen. De Zanden van Voort zijn in de meeste mijnschachten gemiddeld 30m dik. Naar het uiterste noordoosten van de kaart neemt de dikte echter toe tot 50m en meer, naar het zuiden en het westen daarentegen wigt het pakket uit. Deze snelle verandering in dikte en de verbreiding die beperkt blijft tot het gebied ten noordoosten van de lijn Winterslag-Zolder-Beverlo, weerspiegelen het sterk tektonisch gebonden karakter van de afzetting. Paleontologisch onderzoek van macrofossielen (von Koenen, 1884; Schmitz & Stainier, 1909) en van planktonische foraminiferen (Hooyberghs, 1983) wijst uit dat de Formatie van Voort tijdens het Boven-Oligoceen afgezet werd.

3.2.2.4. *Groep van de Rupel*

De Rupel groep kan opgedeeld worden in de Formatie van Eigenbilzen, de Formatie van Boom en de Formatie van Bilzen. Deze formaties bestaan voornamelijk uit kleiige sedimenten afgezet tijdens het Onder-Oligoceen. Ook de Formatie van Voort wordt soms tot deze groep gerekend.

3.2.2.4.1. *Formatie van Eigenbilzen*

De lithologische eenheid, zoals ze hier gedefinieerd wordt, bestaat uit een dik pakket grijs tot grijsgroen kleiig fijn zand en silt. Het bevat bovenaan een beetje glauconiet. In tegenstelling tot de bovenliggende formatie bevatten de Zanden van Eigenbilzen weinig of geen macrofossielen. Naar het noorden en het westen toe gaat de formatie geleidelijk over in een afwisseling van silt en kleilaagjes om uiteindelijk over de hele dikte kleiig te worden. Dit fenomeen is zeer goed waar te nemen bij boorgatmetingen. Op de resistiviteitsmetingen zijn de zanden op te delen in 3 pakketten (fig. 10). Onderaan op de Boomse Klei (s.s.) ligt een pakket van ongeveer 16m homogeen goed gesorteerd zeer fijn zand en silt. Daarop komt een pakket voor van gemiddeld 21m, bestaande uit een opeenvolging van 2 tot 3m dikke silt- en zandlagen. Dit is het meest grove deel. Bovenaan wordt het begrensd door een meer kleiige laag. Het bovenste pakket is ongeveer 13m dik. Het wordt gevormd door een ritmische afwisseling van dunne silt- en zandlaagjes ("wiggles" in Leroi, 1995). Ze worden naar boven toe grover en eindigen in een 4 tot 5m dikke zandlob. Van het zuiden naar het noorden wordt de resistiviteit van dit geheel stelselmatig kleiner. Dit wil zeggen dat het sediment fijnkorreliger en kleirijker wordt. Van het oosten naar het westen daalt voornamelijk de resistiviteit van het onderste en het bovenste pakket. Het middelste deel blijft het langst grof. In het oosten van het Bekken van de Kempen, buiten de grenzen van het kaartblad Hasselt, kan er op de resistiviteitsmetingen nog een vierde pakket binnen de Zanden van Eigenbilzen herkend worden. Net als het derde pakket eindigt dit in een 4 à 5m dikke zandlob. Deze wordt voorafgegaan door 3 "wiggles" waarvan de onderste ongeveer 2m dik is. De twee andere wiggles hebben een dikte van 1m en zijn niet steeds goed waarneembaar. Dit vierde pakket is gemiddeld 9m dik. De verschillende pakketten van de Formatie van Eigenbilzen zijn niet altijd alle aanwezig. Zoals het vierde pakket, op een enkele boring na, op het kaartblad Hasselt ontbreekt, zo blijkt ook het tweede pakket meer oostwaarts regelmatig afwezig te zijn. Waarschijnlijk is dit het gevolg van breukgebonden subsidentie gekoppeld aan de Laat-Oligocene tektonische activiteiten binnen de Roermond Slenk (Verstraelen, 1996).

De oorspronkelijke beschrijving van de Zanden van Eigenbilzen op het kaartblad Hasselt gebeurde door Van den Broeck (1895) op de Keiberg ten zuiden van Herk-de-Stad en door Halet (1936) langs het Albertkanaal tussen Hasselt en Genk. De zanden die zij beschreven, vormen het

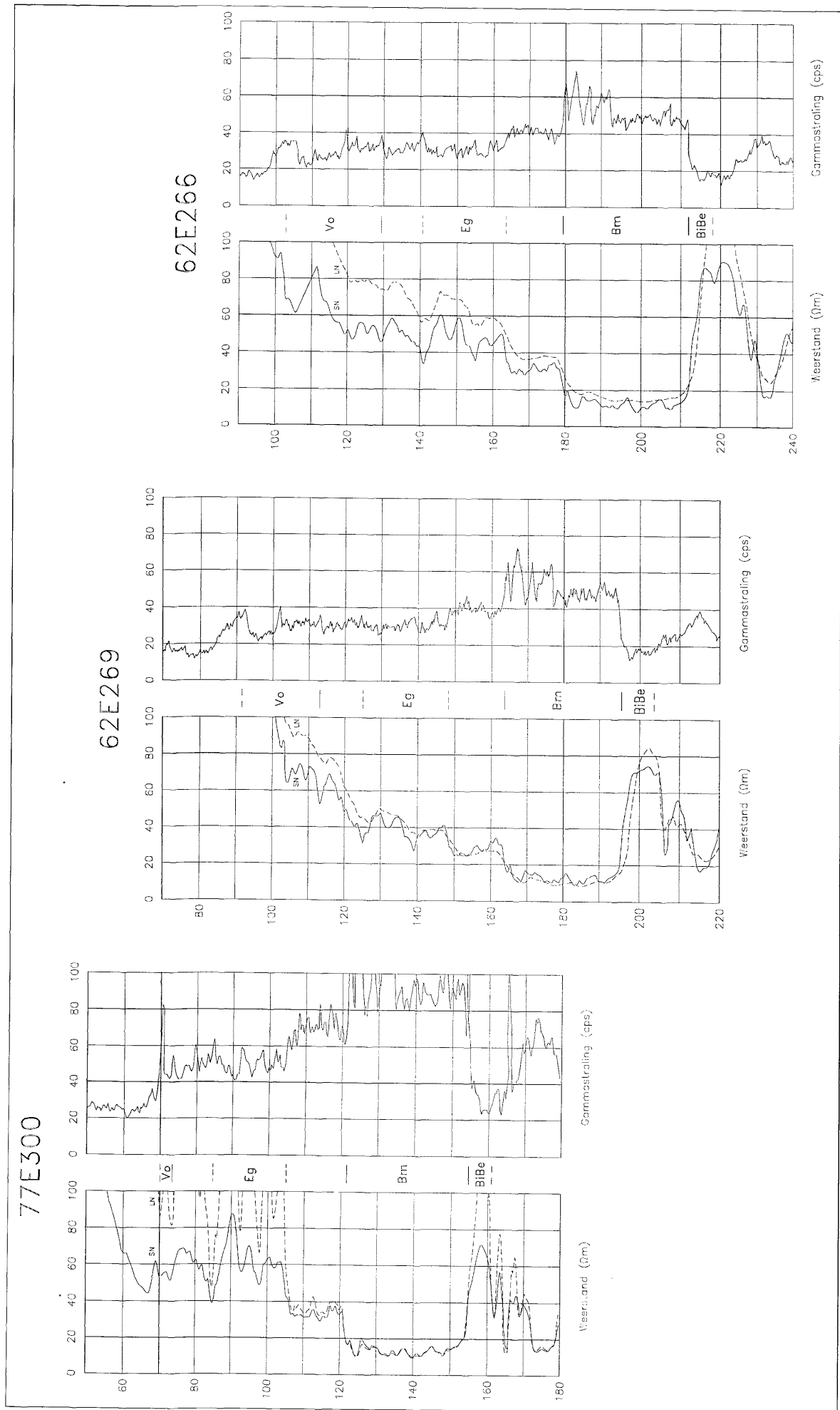
onderste pakket van de Zanden van Eigenbilzen zoals ze hierboven gedefinieerd worden. Dit is het deel dat bekend staat als de R2d zanden en dat door Demyttenaere (1988) op zijn log-correlaties met B aangeduid wordt. In het zuidwesten van het kaartblad bestaat dit deel van de Zanden van Eigenbilzen uit een zeer kleiig bleek grijsbruin samenhangend zand afgewisseld met silt- en kleilaagjes. In het noorden nabij Beringen wordt er hoofdzakelijk nog klei aangetroffen. Op ongeveer 47m boven de basis van de Boomse Klei wordt hier evenwel in verschillende boringen een grind van kwartskorrels teruggevonden. Dit zou wel eens de basis van het middelste, meest grove pakket binnen de Formatie van Eigenbilzen kunnen zijn. De geleidelijke verticale en horizontale overgang naar klei, de aanwezigheid van septaria en de ritmiciteit binnen de afzetting laten vermoeden dat het om een lateraal faciës van de Klei van Boom gaat. De dikte van de Zanden van Eigenbilzen, zoals ze hier beschreven worden, bedraagt ongeveer 50m. Dit geldt enkel voor het oostelijke deel van het kaartblad. Gezien de overgang naar klei kan er in het noorden en het westen immers niet echt meer gesproken worden van de “Zanden” van Eigenbilzen. Naar het zuiden toe worden de zanden dan weer stelselmatig verder afgesneden door de Formatie van Bolderberg. Ook hier komen ze dus met een gereduceerde dikte voor. Enkel waar de Zanden van Voort aanwezig zijn, is de Formatie van Eigenbilzen met de “volledige” dikte terug te vinden. Een NS-profiel van Fonteintje over Houthalen tot Bokrijk, gebaseerd op enkele boorgatmetingen en korrelgrootte-analysen, aangevuld met 2 boorbeschrijvingen, verduidelijkt de situatie (fig. 11).

3.2.2.4.2. *Formatie van Boom*

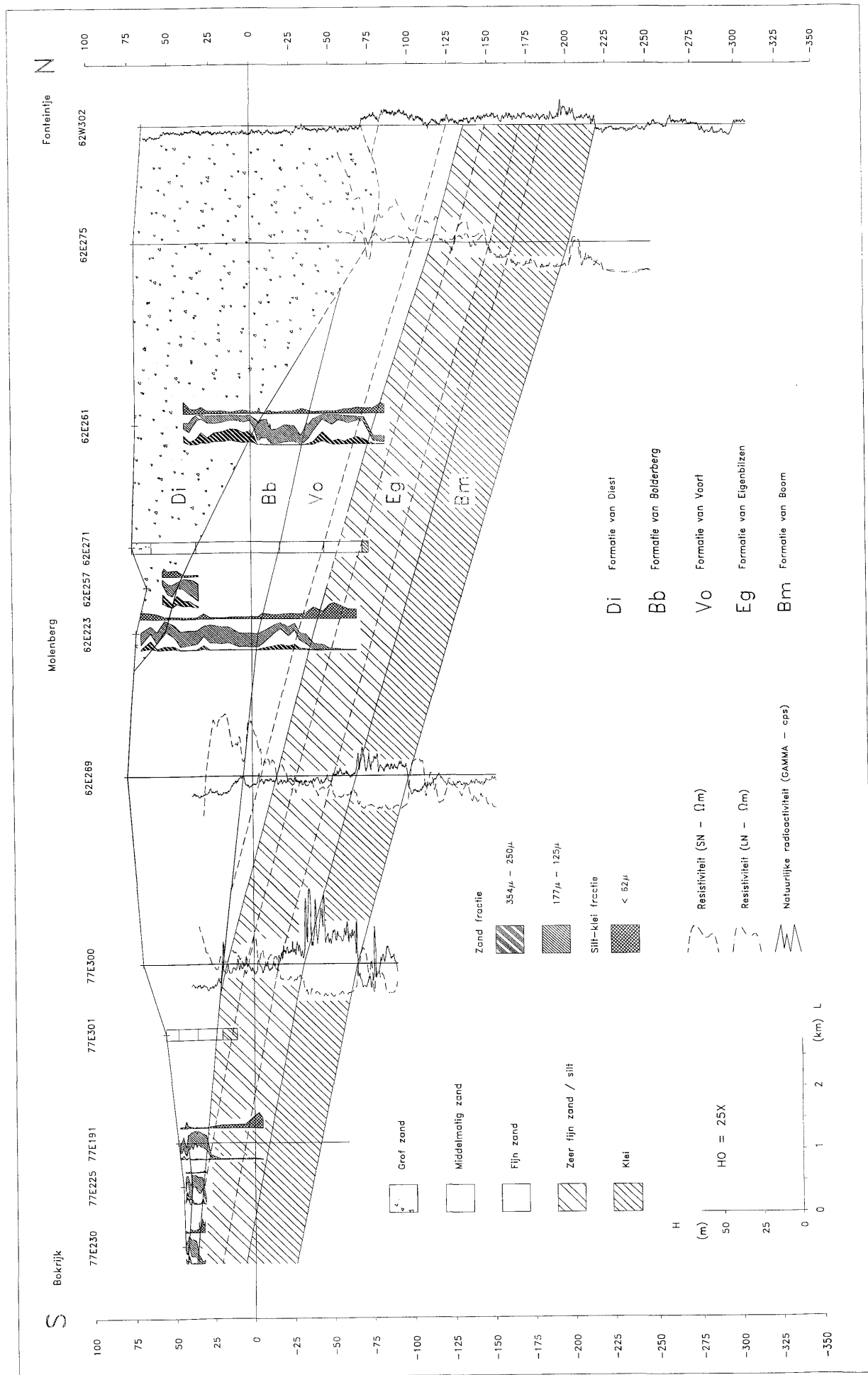
De drie leden waarin de Boomse Klei in het type gebied kan opgedeeld worden, zijn in het zuidoosten van het Bekken van de Kempen niet meer te onderscheiden. De formatie doet zich hier voor als een grijze harde vette klei afgewisseld met siltige tussenlagen. Het is een fijne mica- en zandhoudende klei met weinig glauconiet, een beetje schelpjes, schubben en tanden van vissen en pyriet. Het pakket is dooraderd met verticale en conchoïdale breukjes (“stiff fissured clay”) en wordt gekenmerkt door de aanwezigheid van septaria. Dit zijn grote broodvormige kalknodulen die in welbepaalde horizonten binnen de klei voorkomen. Ze bevatten een quasi radiaal netwerk van spleten (septa), waarvan de wanden meestal gemineraliseerd zijn (pyriet, calciet, ...). In het noorden van de kaart is de Formatie van Boom ongeveer 83m dik. Naar het zuiden toe wordt de klei zeer zandig. Het bovenste deel gaat er over in de Zanden van Eigenbilzen, zodat de Boomse Klei (s.s.) er nog slechts 33m dik is. Net als de Formatie van Eigenbilzen vertoont de Boomse Klei een zeer karakteristiek patroon op boorgatmetingen (fig. 10). Opvallend zijn de zeer lage resistiviteitswaarden, maar het meest in het oog springend is wel de gammastraling. Hierin zijn duidelijk twee delen te onderscheiden, een onderste deel met een vrij gelijkmatige gammastraling en een bovenste deel met een viertal zeer hoge gammapijken. Waar de Zanden van Eigenbilzen niet voorkomen, is er boven het deel met de hoge pieken nog een derde deel te herkennen. Dit vertoont terug een gelijkmatige gammastraling met ongeveer eenzelfde amplitude als het onderste deel (fig 11. Boring 62W302). De grote pieken weerspiegelen in zekere mate het hoge gehalte aan organisch materiaal dat de klei bevat. Geheel in het zuidzuidoosten is er onderaan in de Formatie van Boom nog een laterale overgang naar het Zand van Kerniel (bovenaan) en de Klei van Kleine-Spouwen (onderaan). De Klei van Boom is hier dan nog 20m dik (fig. 12).

3.2.2.4.3. *Formatie van Bilzen*

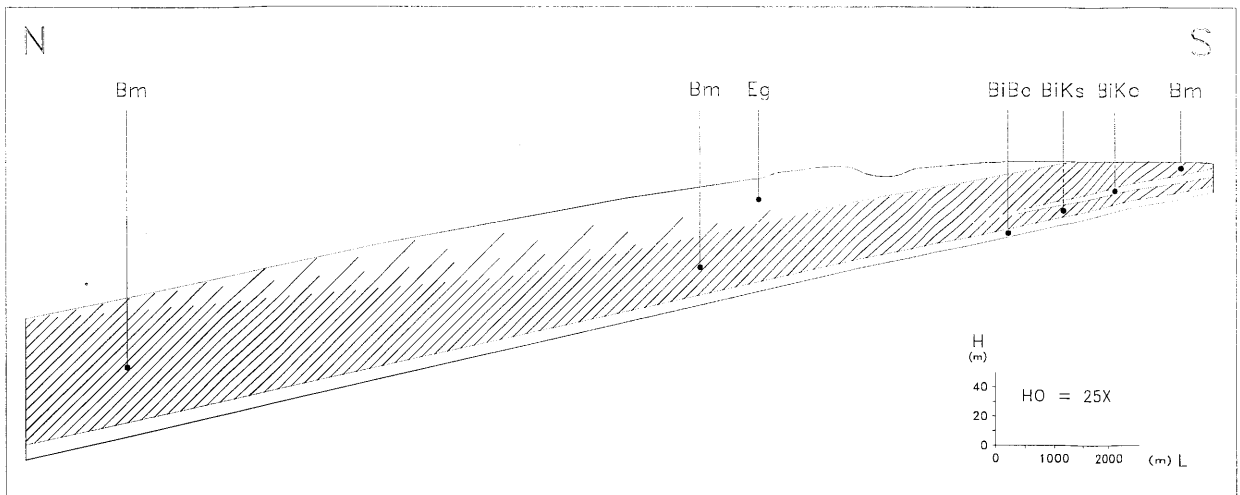
Deze formatie bestaat uit twee zandpakketten gescheiden door een kleirijke eenheid. Van boven naar onder zijn dit het Lid van Kerniel, het Lid van Kleine-Spouwen en het Lid van Berg. Alle drie vormen ze een oostelijk lateraal meer kustnabij faciës van het onderste deel van de Boomse Klei (het Lid van Belsele-Waas en deels het Lid van Terhagen) in vergelijking tot het typegebied (Leroi, 1995).



Figuur 10: De verschillende pakketten van het Oligoceen en de verdeling binnen de Formatie van Eigenbilzen op basis van boorgatmetingen in het oosten van het kaartblad



Figuur 11: NS-profiel van Fonteinje tot Bokrijk gebaseerd op boorgatmetingen en korrelgrootte-analysen aangevuld met 2 boorbeschrijvingen



Figuur 12: Overzicht van de verschillende facies binnen de Rupel Groep

3.2.2.4.3.1. Lid van Kerniel

Dit lid is een grijswit tot geel middelmatig kwartzand. Het bevat slechts weinig mica's en ook het voorkomen van glauconiet is eerder uitzonderlijk. Af en toe is het zand kleilig en in het midden zou het een grindje van gerolde kwartsen bevatten. Dit grindje werd evenwel in geen enkele boring op het kaartblad Hasselt waargenomen. Het zandpakket is 4 tot 6m dik, maar het wigt snel uit naar het noorden en het westen. De overgang naar het onderliggende Lid van Kleine-Spouwen gebeurt zeer geleidelijk.

3.2.2.4.3.2. Lid van Kleine-Spouwen

Temidden van het Zand van Kerniel en het Zand van Berg bevindt zich een zandige klei met talrijke schelpen (*Nucula compta*). Deze klei is groenig of grijswit van kleur. Vanwege het grote aantal schelpjes wordt dit pakket ook wel de Nucula Klei genoemd. Reeds in 1852 had Lyell op basis van paleontologisch onderzoek besloten dat deze klei gelijktijdig met de Klei van Boom was afgezet, maar dan wel meer kustwaarts. De dikte bedraagt 6 tot 9m. Deze varieert echter sterk van het oosten naar het westen, wat doet vermoeden dat afzetting en verbreiding van de klei tektonisch bepaald werden.

3.2.2.4.3.3. Lid van Berg

Het Lid van Berg is een bleekgrijs soms bruinachtig middelmatig tot halffijn kwartzand. In tegenstelling tot het Zand van Kerniel is dit zand wel mica- en glauconiethoudend. Het bevat bovendien regelmatig schelpen en gevlot hout. Onderaan wordt het zand sterk kleilig en komen er kwartsgranulen of platte zwarte silexkeien als basisgrind voor. In het zuiden is dit lid gemiddeld 5m dik. Naar het noorden neemt de dikte toe tot ongeveer 15m. De grens met de Boomse Klei is er moeilijk te bepalen, aangezien het Lid van Berg er overgaat in een fijn grijsgroen kleilig zand (Zanden van Ruisbroek?). In hoeverre er dan nog gesproken kan worden van het Lid van Berg en niet van het Lid van Belsele-Waas van de Formatie van Boom is niet echt duidelijk. Waarschijnlijk bevindt het noorden van het kaartblad Hasselt zich in het gebied waar de laterale overgang tussen beide leden plaats heeft.

De internationale stratigrafie maakt een onderverdeling in het Onder- en het Boven-Oligoceen, respectievelijk het Rupeliaan en het Chattiaan. In de Belgische stratigrafie is het Oligoceen opgedeeld in het Onder-, het Midden- en het Boven-Oligoceen. De Formatie van Voort zou tot het Boven-

Oligoceen behoren en de Formaties van Eigenbilzen en Boom en de Leden van Kerniel en Kleine-Spouwen zouden afgezet zijn tijdens het Midden-Oligoceen. Het Lid van Berg daarentegen zou reeds tot het Onder-Oligoceen behoren (Hooyberghs, 1983). De toename van de dikte naar het noordoosten van de kaart en de verschillende laterale faciësveranderingen binnen de Rupel Groep wijzen op een beginnende tektonische activiteit in de omgeving van de Roermond Slenk gedurende de afzettingsperiode van deze Onder- en Midden-Oligocene sedimenten. Tijdens of op het einde van het Midden-Oligoceen moet er een periode met inverse tektonische bewegingen geweest zijn, aangezien de sedimenten afgezet in die tijd in de Roermond Slenk dunner zijn dan erbuiten. Na de erosie van een deel van de Midden-Oligocene sedimenten, als gevolg van de tektonische opheffing en een zeespiegeldaling aan het begin van het Boven-Oligoceen, worden in het zakkingsgebied van de Roermond Slenk en in de Antwerpse Kempen de Zanden van Voort afgezet. Deze zanden blijven evenwel enkel in de slenk en zijn onmiddellijke omgeving bewaard. In de Antwerpse Kempen worden nog wel herwerkte fossielen uit de Formatie van Voort teruggevonden in het basisgrind van het Neogeen. Dit wil zeggen dat tijdens of onmiddellijk na de afzetting van de Zanden van Voort de subsidentie alleen in de slenkzone groot genoeg was om deze sedimenten tegen erosie te beschermen. Voor het kaartblad Hasselt zou deze breukgebonden subsidentie een hoogtepunt bereiken in het Boven-Oligoceen, zoals blijkt uit de dikte en de verbreiding van de afzetting van de Zanden van Voort. Over het algemeen is de tektonische activiteit in de Roermond Slenk het sterkst tijdens het Mioceen. De dikte van de sedimentpakketten tussen de 3 grinden binnen de Formatie van Bolderberg blijft voor de verschillende breukblokken op dit kaartblad evenwel vrij constant. Dit zou er op kunnen wijzen dat tijdens het Mioceen het geheel van breukblokken op het kaartblad Hasselt aan een constante zakking onderhevig was of dat gedurende die periode de tektonische activiteit er eerder gering was.

3.2.2.5. Groep van Tongeren

Chronostratigrafisch gezien behoren de sedimenten van de Tongeren groep tot de overgangsperiode tussen het Eoceen en het Oligoceen. De continentale afzettingen van de Formatie van Borgloon zouden van Onder-Oligocene ouderdom zijn, terwijl de mariene sedimenten van de Formatie van Sint-Huibrechts-Hern tot het Boven-Eoceen zouden behoren. De juiste stratigrafische positie van deze pakketten ten opzichte van die in het westen van België is evenwel nog niet duidelijk.

3.2.2.5.1. Formatie van Borgloon

De Formatie van Borgloon komt enkel in het zuiden van de kaart voor. De noordelijke verbreedingsgrens loopt ongeveer van Assent over Bolderberg en Zonhoven naar Winterslag. Deze continentale en lagunaire afzettingen zijn zeer heterogeen van aard. Ze bestaan onderaan gewoonlijk uit groene en zwarte klei met schelpenresten, de Henis Klei. Dikwijls komen er zwarte ligniethoudende horizonten voor. Het Lid van Henis is maximum 9m dik. Naar boven toe is er een afwisseling van grijze en blauwe harde klei met grijs tot grijsgroen micahoudend fijn zand met veel fossielen. Dit pakket vormt het Lid van Oude Biezen. Soms bevat het enkele zandsteenconcreties. Het Lid van Oude Biezen is gemiddeld 4m dik. Meestal is evenwel enkel het Lid van Henis aanwezig.

3.2.2.5.2. Formatie van Sint-Huibrechts-Hern

De Formatie van Sint-Huibrechts-Hern wordt gevormd door witgroene tot grijsgroene glauconiethoudende en micahoudende kleiige fijne zanden. Ze zijn op te delen in het Lid van Neerrep en het Lid van Grimmertingen. Het bovenste pakket, de Zanden van Neerrep, vertoont meestal een fijne gelaagdheid. Gewoonlijk bevat dit geen fossielen. Aan de basis kan er evenwel een verharde schelpenlaag voorkomen. Op verschillende plaatsen in het westen van de kaart wordt er zelfs een laag

silexen teruggevonden. Daarentegen is het onderste pakket, de Zanden van Grimmeringen, plaatselijk zeer rijk aan fossielen. Naar onder toe worden deze zanden zeer kleiig en kan er zelfs een glimmerrijke kleilaag met schelpenresten voorkomen. Op sommige plaatsen is er een basisgrind van platte zwarte silexkeien aanwezig. Dit transgressieve grind markeert een belangrijk effen erosief oppervlak. Het maakt duidelijk een hoekdiscordantie met alle onderliggende pakketten, hetgeen wijst op tektonische activiteiten voorafgaand aan de afzetting van de formatie. In het zuiden van het kaartblad kan er plaatselijk een opdeling gemaakt worden in het Lid van Neerrep en het Lid van Grimmeringen. De eerste lithologische eenheid is er maximum 10m dik, de tweede ongeveer 20m. Naar het noorden toe is deze opdeling niet meer mogelijk. De formatie wordt er over de hele dikte gevormd door een groen glauconiethoudend kleiig fijn zand. De dikte van dit pakket kan oplopen tot 40m. De kans bestaat dat een deel van dit pakket tot de Zanden van Ruisbroek van de Formatie van Zelzate behoort eerder dan tot de zanden van de Formatie van Sint-Huibrechts-Hern. Net als voor de leden van Berg en van Belsele-Waas bevindt het noorden van het kaartblad Hasselt zich immers in een overgangsgebied tussen twee lateraal afgezette pakketten.

3.2.2.6. *Formatie van Brussel*

Dit zijn lichtgrijze en gele weinig glauconiethoudende kalkrijke fijne tot grove zanden. Ze bevatten kalkzandsteenbanken, sporadisch enkele kleibrokken en vele fistelzandstenen (grès fistuleux). Dit zijn fossiele leefgangen van allerhande borende organismen waarvan de wand met een kiezelcement versterkt is (Houthuys, 1990). Onderaan is er een grind aanwezig dat bestaat uit gerolde kwartsen, gebroken schelpen en zwarte en groene vuursteenkeien. Deze mariene zanden werden in geulvormige structuren binnen een estuarium afgezet. De geulen waren aanvankelijk ontstaan door het insnijden van een rivier na een sterke zeespiegeldaling. Bij een eerstvolgende zeespiegelstijging werden ze door de getijdenwerking verder uitgeschuurd om achteraf opgevuld te worden met de Zanden van Brussel. Door de getijdenstromingen werden de zanden als zandbanken afgezet, vandaar ook de typische gekruiste gelaagdheid. Op seismische secties (fig. 8) ter hoogte van Kwaadmechelen en tussen Kwaadmechelen en Beringen zijn deze brede zuidzuidwest-noordnoordoost georiënteerde geulvormige uitschuringen in de onderliggende Formatie van Kortrijk nog duidelijk zichtbaar (De Batist et al., 1992). Aangezien naast het voorkomen van de geulen, de Formatie van Brussel bovendien naar het oosten toe halverwege het kaartblad uitwigt, is de dikte van dit Midden-Eocene pakket zeer variabel. In het westen zijn de zanden gemiddeld 15m dik, in de geulen kan de dikte tot 50m oplopen.

3.2.2.7. *Formatie van Kortrijk*

Deze Formatie van Onder-Eocene ouderdom behoort tot de Groep van Ieper. Op het kaartblad Hasselt is ze op te delen in een zandige eenheid bovenaan en een kleirijke eenheid onderaan. Paleontologisch onderzoek (Steurbaut, 1991) en mineralogisch en granulometrisch onderzoek (Fobe, 1989) wijzen uit dat de zandige eenheid het Lid van Moen zou zijn eerder dan het Lid van Egem. De kleirijke eenheid zou het Lid van Saint-Maur zijn. Gezien de grote afstand tot het typegebied van beide leden is deze lithostratigrafische correlatie niet echt zeker. De lithologische beschrijving is dan ook deze van de sedimenten zoals ze zich in het gebied van de kaart voordoen. Ze kan dus enigszins verschillen van beschrijving in het typegebied. De terminologie die hier gebruikt wordt, is deze voorgesteld in “Voorstel lithostratigrafische indeling van het Paleogeen” (Marechal & Laga, 1988) en de gepubliceerde nieuwe lithostratigrafische schaal voor het Paleogeen van België (Marechal, 1994). De meeste auteurs kiezen echter het Zand van Mons-en-Pévèle (een lateraal faciës van de Klei van Roubaix) voor het Lid van Moen en de Klei van Orchies voor het Lid van Saint-Maur (Fobe, 1989; Willems & Moorkens, 1991; Steurbaut, 1991).

3.2.2.7.1. *Lid van Moen*

Het zandige pakket wordt gevormd door een donkergrijs groenig fijn kleirijk en siltrijk kalkig zand. Dit zand bestaat uit grof glauconiet in grijze fijne zandige matrix met nummulieten. Soms bevat het kleibrokken.

3.2.2.7.2. *Lid van Saint-Maur*

Dit lid bestaat uit donkergrijze zware glauconiethoudende harde klei. Soms is er zelfs sprake van kleisteen. Het kleigehalte stijgt met de diepte.

Aangezien ook de Formatie van Kortrijk halverwege het kaartblad naar het zuiden en het oosten toe uitwigt, is het moeilijk aan deze mariene sedimenten een welbepaalde dikte toe te kennen, die representatief is voor de hele oppervlakte waarbinnen ze op de kaart voorkomen. De maximale dikte van het Lid van Moen en het Lid van Saint-Maur zijn respectievelijk 14m en 30m.

3.2.2.8. *Groep van Landen*

Zowel de continentale sedimenten van de Formatie van Tienen als de mariene sedimenten van de Formatie van Hannut behoren tot de Groep van Landen. Beide formaties zijn van Boven-Paleocene ouderdom, biostratigrafisch gezien kondigt de Formatie van Tienen zelfs al een overgang naar het Eoceen aan.

3.2.2.8.1. *Formatie van Tienen*

De Formatie van Tienen wordt vertegenwoordigd door het Lid van Loksbergen. Dit lid sluit aan bij het Lid van Dormaal dat in het zuiden net buiten de kaart dagzoomt. Het lid bestaat uit zware zwarte en vette lignietrijke klei met zandige boorgangen, pyriet, vissenschubben, wortelsporen en andere plantenresten. Onder de klei is er meestal een witachtige zandige mergel aanwezig, afgewisseld met lenzen van zandige bleekgroene klei en soms grijze kwartszanden. Ook in dit mergelige deel worden er naast sponsnaalden, veel houtfragmenten gevonden. Deze afzettingen van fluviatiele en lagunaire oorsprong komen in een smalle zuidzuidwest-noordnoordoost gerichte band voor (Gulinck, 1973), gaande van Eghezée over Tienen, Diest en Beringen tot Leopoldsburg. Ze vullen een geulvormige insnijding op in de onderliggende Formatie van Hannut. Dit is duidelijk waar te nemen op seismische secties (fig. 8) ter hoogte van Beringen (De Batist et al., 1992). Deze insnijding, die meer dan 50m diep kan zijn, is waarschijnlijk het gevolg van de erosieve werking van een rivier tijdens een periode met een relatief lage zeespiegelstand (Demyttenaere, 1989). Het Lid van Loksbergen staat hierdoor rechtstreeks in contact zowel met het Lid van Grandglise als met het Lid van Halen en mogelijk zelfs met het Lid van Waterschei. De dikte van de sedimenten is zeer variabel gezien het erosieve karakter van de basis van de formatie. In de boring met het stratotype van het lid bedraagt de dikte 35m.

3.2.2.8.2. *Formatie van Hannut*

De leden van Grandglise, Halen en Waterschei vormen tezamen de Formatie van Hannut. Van boven naar onder worden de mariene sedimenten steeds fijner. Zo bestaat het Lid van Grandglise uit zand, het Lid van Halen uit silt en het Lid van Waterschei uit klei.

3.2.2.8.2.1. *Lid van Grandglise*

Deze transgressieve ondiepe mariene eenheid is opgebouwd uit grijsgroene glauconiethoudende en soms kleiige fijne zanden. Deze zanden worden ook wel de Zanden van Racour of de Zanden van Hoegaarden genoemd. De overgang naar het onderliggende Silt van Halen is zeer gelei-

delijk. Waar de jongere Formatie van Sint-Huibrechts-Hern zonder basisgrind in contact staat met het Lid van Grandglise, daar gaan beide zanden quasi onmerkbaar in elkaar over. De boven- en ondergrens van het lid zijn dus moeilijk te bepalen. De maximale dikte van de zanden is 30m. Waar de Formatie van Tienen voorkomt, zijn de Zanden van Grandglise sterk in dikte gereduceerd (10m in Beringen) en soms zelfs geheel afwezig (Loksbergen).

3.2.2.8.2.2. Lid van Halen

Dit is zeer fijn grijs tot grijsgroen zand en silt met zachte zandsteen of siltsteen en intercalaties van bleke grijsgroene zandhoudende klei. Het silt bevat glimmers, het is licht glauconiethoudend en er kunnen fossielfragmenten in voorkomen. Het Lid van Halen gaat naar onder toe geleidelijk aan over in de Klei van Waterschei. Het pakket is gemiddeld 25m dik, maar 30m is zeker geen uitzondering.

3.2.2.8.2.3. Lid van Waterschei

De fijnste sedimenten van de Formatie van Hannut behoren tot het Lid van Waterschei. Dit bestaat uit een groengrijze mergelige tot grijze kalkhoudende harde compacte klei. Soms bevat de klei schelpjes, visschubben en pyriet. Meestal komt er kleisteen voor. Bij drukontlasting zijn er conchoïdale breukjes in de verharde klei aanwezig. Onderaan wordt de klei zeer kalkrijk en komen er kalknodules voor evenals een laag die zeer rijk is aan sponsnaalden. Sporadisch bevindt er zich daaronder nog een pakket van fijn grijsgroen kleiig zand. De Klei van Waterschei is in het westen ongeveer 20m dik. Naar het oosten en het noorden neemt de dikte sterk toe en kan het lid tot 40m dik worden.

3.2.2.9. *Formatie van Heers*

In het Midden-Paleoceen werden de Zanden van Orp en de Mergels van Gelinden afgezet. Tezamen vormen ze de Formatie van Heers.

3.2.2.9.1. *Lid van Gelinden*

Het Lid van Gelinden is opgebouwd uit brosse compacte witgrijze mergels. Ze bevatten een beetje glauconiet en zand en soms ook visschubben. Ze zijn vooral bekend vanwege de afdrukken van bladeren van landplanten. Deze afdrukken zijn soms gepyritiseerd. De bladeren zijn niet vervormd hetgeen erop wijst dat ze samen met de oorspronkelijke kalkmodder afgezet werden in een kalme baai onder de golfslagbasis. Een variatie in kleigehalte zorgt voor het gebankte karakter van de fijnkorrelige mergels. De Mergels van Gelinden zijn gemiddeld 20m dik.

3.2.2.9.2. *Lid van Orp*

Dit zijn fijne donkergroene tot grijsgroene sterk glauconiethoudende kleiige mariene zanden. Onderin komen soms fossielen en gerolde kwartsen voor. De dikte van de zanden schommelt tussen 3m en 8m. Ze komen trouwens niet overal op de kaart voor. Een trend in het al dan niet voorkomen werd niet onmiddellijk vastgesteld.

3.2.2.10. *Groep van Haspengouw*

Deze groep kan opgesplitst worden in de Formatie van Opglabbeek en de Formatie van Houthem. Dit zijn twee totaal verschillende lithologische pakketten. Terwijl de laatste formatie lithologisch gezien nog aansluit bij de kalkige sedimenten van het Boven-Krijt, luidt de Formatie van Opglabbeek juist een periode in tijdens dewelke voor het eerst sinds lange tijd terug klastische

sedimenten zullen afgezet worden. De grens tussen de Formatie van Houthem en de bovenliggende leden wordt de basis van het Klastisch Tertiair genoemd. Die wordt gevormd door de basis van de Mergels van Gelinden, de basis van de Zanden van Orp of de basis van de Klei van Opoeteren afhankelijk van het al dan niet aanwezig zijn van deze laatste twee leden. De verschillende sedimenten van de groep van Haspengouw werden afgezet tijdens het Onder-Paleoceen.

3.2.2.10.1. Formatie van Opglabbeek

Het Lid van Opoeteren is het enige van de drie leden die de Formatie van Opglabbeek vormen, dat op het kaartblad Hasselt voorkomt, en stond bij de mijnbouwers bekend als de Klei van Zwartberg. Net als de Zanden van Orp komen ook de zwarte tot baksteenrode, plastische ligniethoudende kleien van het Lid van Opoeteren niet overal voor. De dikte varieert van 0m tot 10m.

3.2.2.10.2. Formatie van Houthem

Deze lichtgele soms grofkorrelige kalkarenieten zijn lithologisch gezien gelijkaardig aan de onderliggende Boven-Krijt sedimenten. De grens tussen het Tertiair en het Mesozoïcum wordt gevormd door een sterk gebioturbeerde en verkarste hardground. Net hierboven bevindt zich in de basis van de Formatie van Houthem een laag die aangerijkt is met glauconiet. Deze laag staat gekend als de “PA-layer”. De overwegend kalkige sedimenten van de Formatie van Houthem zijn lithologisch moeilijk van die van het Krijt te onderscheiden. Seismische interpretatie en log-correlaties tonen dat de formatie in gans het Kempisch gedeelte van het kaartblad voorkomt (Felder et al., 1985) en bioklasten-onderzoek bevestigt dit (Felder, 1994). Ook op de profielen van de kanaalseismiek (fig. 8) werd boven de Formatie van Maastricht seismostratigrafisch een eerste sequentie gedefinieerd en “herkend” als de Formatie van Houthem (De Batist et al., 1992). Het pakket gele kalkarenieten zou ca. 20m dik zijn.

3.2.3. Mesozoïsche sedimenten

De afzettingen van het Mesozoïcum zijn op te delen in een pakket met detritische sedimenten van Trias ouderdom en een pakket dat voornamelijk uit carbonaatsedimenten bestaat, afgezet tijdens het Boven-Krijt. De gesteenten van het Trias sluiten aan bij de Laat-Paleozoïsche klastische sedimenten van Perm ouderdom. De Kimmerische tektonische fase tijdens het Jura zorgt voor een hoek-discordantie tussen de twee sedimentseries.

3.2.3.1. Krijt

De lithostratigrafische indeling die hieronder gevolgd wordt, is deze uit Felder et al., 1985. De sedimenten van het Boven-Krijt komen over de hele oppervlakte in de ondergrond van het kaartblad Hasselt voor. De top en de basis van deze gesteenten ligt respectievelijk op ongeveer 125m en 300m onder de zeespiegel in het zuidwesten van de kaart en op 400m en 630m onder het zeeniveau in het noordoosten.

3.2.3.1.1. Formatie van Maastricht

Net als de bovenliggende Formatie van Houthem wordt deze formatie gevormd door grove gele en witte kalkarenieten, traditioneel gekend als “tufkrijt” maar de omschrijving “korrelkrijt” (def. Prof. Gullentops) geeft beter hun samenstelling weer. Binnen deze kalklagen komen enkele silexbanken voor. Bovendien bevatten ze veel macrofossielen, voornamelijk in associatie met de hardgrounds. Een hardground wijst op een tijdelijk stoppen van de sedimentatie en een kolonisatie van de zeebodem door vaste organismen. Aan de hand van de belangrijke hardgrounds is een verdere opdeling binnen de formatie mogelijk. De boven- en de ondergrens van de Formatie van

Maastricht wordt zo gevormd door respectievelijk de Horizont van Vroenhoven en de Horizont van Lichtenberg. De formatie is geheel binnen het Maastrichtiaan afgezet. De dikte van dit krijtpakket schommelt tussen 40 en 50m.

3.2.3.1.2. Formatie van Gulpen

Lithologisch gezien is dit een vrij heterogene formatie. Bovenaan bestaat de formatie uit grijs hard bros compact krijt. Het bevat vrijwel geen macrofossielen. Er komen wel verschillende silexbanken voor (Leden van Lixhe-Vylen). Naar onder toe wordt er een grijze mergel teruggevonden en zijn er zelfs verschillende grijze kleilenzes aanwezig (Lid van Beutenaken). Uiteindelijk komt onderaan een zuiver wit krijt voor (Lid van Zeven Wegen). Het onderscheid kon niet steeds duidelijk gemaakt worden en de laatste pakketten zijn mogelijk niet steeds aanwezig, zeker niet in zuidelijke richting, naar het Massief van Brabant toe. De Formatie van Gulpen is deels afgezet in het Maastrichtiaan en deels in het Campaniaan. Ze vormt aldus een goed voorbeeld van het verschil tussen litho- (Formatie van Gulpen) en chronostratigrafie (Maastrichtiaan en Campaniaan) en toont aan dat de lithostratigrafische grenzen niet steeds met de chronostratigrafische samenvallen. De formatie is ongeveer 90m dik.

3.2.3.1.3. Formatie van Vaals

Deze formatie stond ook bekend als de Assise de Herve. Ze is duidelijk van alle vorige sedimenten te onderscheiden. Ze bestaat namelijk uit een glauconiethoudend kleiig zand met donkergroene kleinsten en gerolde kwartskorrels aan de basis. Het zand bevat veel fossielen en het is lokaal verhard. Binnen de formatie komen kalkknollen en zelfs onregelmatige harde kalksteenbanken voor. Net als het onderste deel van de Formatie van Gulpen is ook deze formatie tijdens het Campaniaan afgezet. Op het kaartblad Hasselt is ze gemiddeld 60m dik.

3.2.3.1.4. Formatie van Aken (Aachen)

Ook deze lithologische eenheid bestaat voornamelijk uit zand. Ze is van de Formatie van Vaals te onderscheiden door de afwezigheid van glauconiet. De formatie bevat schelpen, klei en ligniet. Soms kan het een herwerkte residuele afzetting zijn aan de basis van de bovenliggende Formatie van Vaals. Ze wordt dan ook een Campaniaan of een Santoniaan ouderdom toegeschreven al naargelang het om herwerkte sedimenten gaat of niet. De formatie komt enkel in het noordoosten van het kaartblad voor. Ze is er tot 25m dik, maar wigt zeer snel naar het zuiden en het westen uit.

3.2.3.2. Trias

De lithostratigrafische onderverdeling, voor wat het Trias en het Paleozoïcum betreft, is deze uit Wouters & Vandenberghe, 1994.

Evenals de Formatie van Aken uit het Boven-Krijt zijn de sedimenten van het Trias enkel in het noordoosten van de kaart aanwezig. Bovenaan bestaan deze afzettingen uit grove rode, rozige, bruine, gele en witte residuele verweringszanden, grove rode en witte compacte zandstenen, meestal met gekruiste gelaagdheid, en rode conglomeraten. Al deze gesteenten zouden in een fluviaal milieu afgezet zijn. Tezamen vormen ze het Lid van Bullen. Dit pakket varieert in dikte van 240m over 80m tot 0m over een afstand van 5km.

Onderaan bestaan de sedimenten van het Trias uit fijne rode en grijsrode, soms mergelige, zanden met intercalaties van kleisteen- en siltsteenbanken. Af en toe komen er conglomeraatbanken voor. Aan de basis van deze gesteenten wordt de overgang van een kustnabij naar een zuiver fluviaal facies waargenomen. Ze vormen het Lid van Gruitrode. Deze afzetting is ongeveer 60m dik. Ook voor dit lid kan de dikte op korte afstand afnemen tot 10m en 0m. Het Lid van Gruitrode behoort tezamen met het Lid van Bullen tot de Buntsandstein étage. Op de oude mijnkaarten worden ze als

“Roches Rouges” vermeld. Deze klastische sedimenten sluiten onmiddellijk aan bij de onderliggende Paleozoïsche gesteenten van het Boven-Perm. In de meest noordoostelijke boring waarin deze gesteenten op het kaartblad Hasselt aangetroffen werden, ligt de basis op 925m onder het zeeniveau.

Opvallend zijn de grote dikteverschillen die op korte afstand in de Perm en de Trias sedimenten optreden. Ze zijn te verklaren door de breukwerking tijdens de tektonische fase in het Jura, gevolgd door de post-Kimmerische erosiefase. De lagen waren immers lichtjes scheef gesteld bij de tektonische fase. Bovendien waren ze door breuken opgedeeld in blokken. Sommige blokken waren gezakt en andere dus, relatief gezien, gestegen. Tijdens de erosiefase werden de pakketten dan ook tot op verschillende diepte afgesleten, afhankelijk van de relatieve hoogtepositie van de verschillende breukgebonden blokken. Oorspronkelijk waren de Trias-afzettingen overal aanwezig.

3.2.4. Paleozoïsche sedimenten

De sedimentatie in het Bekken van de Kempen op het kaartblad Hasselt begint mogelijk met het Midden-Devoon. De oudste gesteenten in dit gebied aangeboord zijn echter van Onder-Karboon ouderdom. Een groot deel van de Boven-Karboon gesteenten is eveneens aanwezig. Ze vormen het Steenkoolterrein. De jongste Paleozoïsche gesteenten op de kaart zijn die van het Boven-Perm. Deze sedimenten leunen eerder bij de afzettingen van het Trias aan dan bij de andere Paleozoïsche gesteenten. Ze zijn er dan ook door de Variscische orogenese van gescheiden.

3.2.4.1. Perm

Ook deze sedimenten komen enkel in het noordoosten van het kaartblad Hasselt voor. De gesteenten behoren tot het Lid van Helchteren van de Zechstein étage (Boven Perm). Het Lid van Helchteren bevat lichtgrijze mergelstenen, grijze bruinige kalkstenen, met schelpen, ostracoden en ingespoelde plantenresten, en een basisconglomeraat met keien van kalksteen, zandsteen en schiefer. Dit conglomeraat bestaat uit afbraakmateriaal van het Variscisch gebergte en is mogelijk herwerkt pediment van het Rotliegendes (Onder Perm). Deze lagen werden afgezet in een ondiep marien randbekken van de grote Zechstein-zoutzee. De dikte bedraagt ongeveer 25m, maar neemt naar het zuiden en het westen af tot enkele meters.

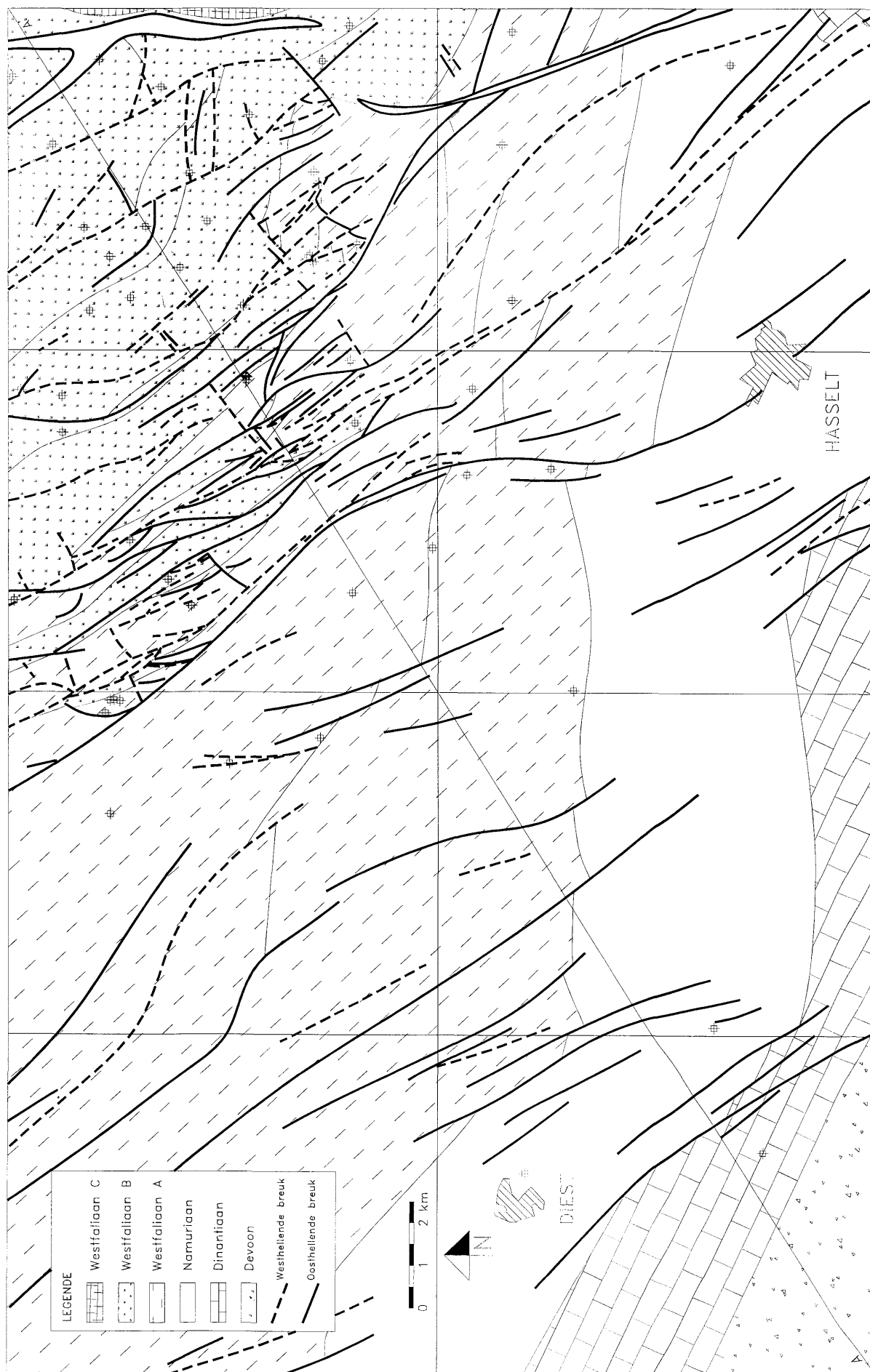
3.2.4.2. Karboon

In het Karboon is er een geleidelijke overgang van een marien naar een continentaal sedimentatiemilieu. Het Dinantiaan bestaat voornamelijk uit mariene carbonaatgesteenten. De schiefers van het Namuriaan zijn reeds afgezet in een delta onder sterke mariene invloed. In het Westfaliaan worden dan uiteindelijk belangrijke hoeveelheden continentaal materiaal afgezet. Hiertoe behoren natuurlijk de steenkoollagen.

3.2.4.2.1. Westfaliaan

Deze serie kan opgedeeld worden in verschillende étages, Westfaliaan A, B, C en D. Westfaliaan gesteenten liggen ten noorden van de lijn Bokrijk-Zelem-Okselaar. Op een zeer smalle Westfaliaan C strook in het noordoosten van de kaart na, komen enkel het Westfaliaan A en B in de ondergrond van het kaartblad voor (fig. 13). De grens tussen deze twee continentale sedimentpakketten wordt gevormd door een mariene horizont, de Quaregnon (of Catharina) horizont. Het Westfaliaan A is verder op te delen in onderaan de zone van Beringen en gevolgd door de zone van Genk, van elkaar gescheiden door de mariene Wasserfall horizont. Dit pakket is ongeveer 1000m dik. Het Westfaliaan B bestaat onderaan uit de zone van As en gevolgd door de zone van Eikenberg, gescheiden door de mariene Eidsen (of Domina) horizont. Hun dikte bedraagt ongeveer 600m.

Deze sedimenten werden afgezet in laaggelegen moerassen die af en toe door zeewater overspoeld werden. Typisch voor de afzettingen is de regelmatige herhaling van een welbepaald



Figuur 13: Subtopkaart van de top van het Paleozoïcum op het kaartblad Hasselt (25) (volgens Langenaeker)

sedimentpakket, een cyclotheem. Dit is ongeveer 8 tot 15m dik. Het bestaat onderaan uit een wortelbodem. Dit zijn zandige en siltige sedimenten waarin de planten wortelen die later door veenaccumulatie voor de vorming van steenkool zullen zorgen. Boven de wortelbodem vindt men dus een steenkoollaag. Het dak van de steenkoollaag wordt gevormd door klei- en siltstenen. Meestal zijn ze in een meer afgezet. Dit meer zou ontstaan zijn door compactie van het organisch materiaal, dat nu de steenkool vormt. Daarboven komen opnieuw zandige en siltige sedimenten voor. Ze hebben een fluviatiele oorsprong. In de afzettingen op deze laatste riviersedimenten kan zich stilaan terug een moerasvegetatie ontwikkelen. Er start zodus een volgende cyclotheem.

3.2.4.2.2. Namuriaan

De subcrop van de Namuriaan gesteenten komt in de ondergrond van het kaartblad Hasselt, onder het discordantievlak van het Krijt, in een smalle oostzuidoost-westnoordwest gerichte band voor, van Diepenbeek tot Diest (fig. 13). De oudste lagen worden gevormd door zwarte uraniumhoudende schiefers en verkiezelde kalkstenen. De schiefers bevatten veel organisch materiaal. Hogerop komen er siltstenen en kleistenen voor met mariene niveaus rijk aan goniatieten. Verder zijn er ook nog zandstenen die als turbidieten dieper in het bekken terecht kwamen. Geheel bovenaan in het Namuriaan vindt men een reeks kleiige en zandige sedimenten terug die door rivieren in delta's werden afgezet. Naar het Westfaliaan toe is er dus een overgang van een marien naar een continentaal sedimentatiemilieu. De dikte van dit pakket Namuriaan gesteenten bedraagt ongeveer 680m (Boring 77W174).

3.2.4.2.3. Dinantiaan

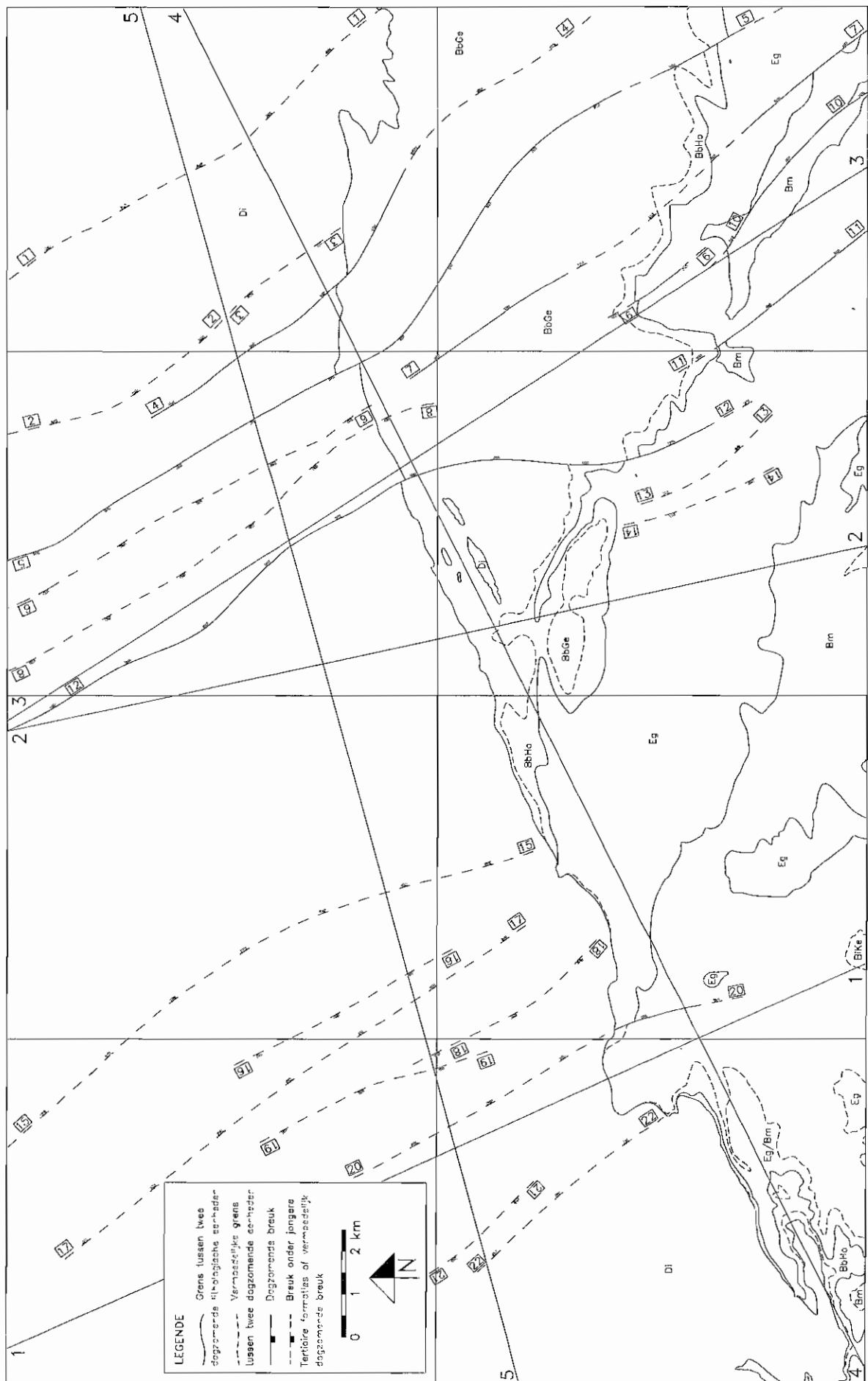
In het zuidwesten van de kaart zijn er in enkele boringen gesteenten van Dinantiaan ouderdom teruggevonden (fig. 13). De sedimenten zijn minstens 800m dik. Ze bestaan voornamelijk uit dolomieten en kalkstenen. Op het einde van het Dinantiaan is er een belangrijke zeespiegeldaling en komt de top van deze carbonaatrijke gesteenten boven het zeeoppervlak te liggen. Aangezien de toplagen van het Dinantiaan op het kaartblad Hasselt verkiezeld zijn, treedt er nauwelijks verkarsting op. De dieper liggende, niet verkiezelde, kalkstenen en dolomieten zijn wel sterk gespleten en poreus.

3.2.4.3. Devoon

Geheel in het zuidwesten ter hoogte van Waanrode komen onder het basisvlak van het Krijt waarschijnlijk nog gesteenten van het Midden- en het Boven-Devoon voor (fig. 13). In de Kempen bestaan de afzettingen van het Midden-Devoon uit zandstenen en conglomeraten. Ze zouden het fluviaal afbraakmateriaal vormen afkomstig van het nabijgelegen Brabant Massief in het zuiden. De Boven-Devoon sedimenten kunnen zandstenen, schalies en kalkstenen bevatten. Tot nu toe werden geen diepe boringen tot in het Devoon uitgevoerd.

3.3. Geologische kaarten

De nieuwe geologische kaart van België is een afgedekte geologische kaart (fig. 14). Dit wil zeggen dat de Quartaire continentale afzettingen, die discordant op de Tertiaire formaties liggen en die nauw verbonden zijn met de landschapsvorming, niet op de kaart voorgesteld worden. De kaart geeft dus het voorkomen en de verbreiding van de verschillende lithostratigrafische eenheden onder het Quartaire dek weer. Het reliëf van de basis en de dikte van de Quartaire sedimenten worden op figuren 22, 23 en 24 weergegeven. De overige figuren in dit hoofdstuk stellen elk een basisvlak van een dagzomende formatie voor. Net zoals in het vorige hoofdstuk verwijzen de getallen tussen haakjes in de onderstaande tekst naar de nummering van de breuken op de afgedekte geologische kaart.



3.3.1. Afgedekte geologische kaart

3.3.1.1. Lithologie

Van het zuiden naar het noorden dagzomen achtereenvolgens het Zand van Kerniel, de Boomse Klei, de Zanden van Eigenbilzen, de Zanden van Houthalen, de Zanden van Genk en de Zanden van Diest, steeds jongere lithostratigrafische eenheden dus. De eerste vijf sedimentpakketten dagzomen in oostzuidoost-westnoordwest gerichte banden en hellen lichtjes naar het noorden. Halverwege het kaartblad wordt de structuur van deze regelmatig noordhellende lagen afgesneden door de Zanden van Diest. Ze vullen een westzuidwest-oostnoordoost gerichte geulvormige insnijding op en staan dus in erosief contact met de vorige oudere formaties.

De oudste dagzomende lithologische eenheid is het Lid van Kerniel. Dit zand komt enkel in het zuiden van de kaart voor en dagzoomt er in het dal van de Gete en het dal van de Herk. Het Lid van Kerniel wordt bedekt door de Boomse Klei. Deze formatie komt over het hele kaartblad voor. De formatie komt in het zuiden en het zuidwesten aan de oppervlakte, evenals op enkele plaatsen in het zuidoosten waar de Demer en enkele bijrivieren zich doorheen de Zanden van Eigenbilzen hebben geschuurd. De Zanden van Eigenbilzen komen voor ten noorden van de lijn Halen - Herk-de-Stad - Hasselt en op enkele heuveltoppen in het zuidwesten temidden van het dagzoomgebied van de Boomse Klei. De westwaartse verbreiding van deze formatie ter hoogte van Loksbergen en Waanrode is niet echt zeker gezien de geleidelijke laterale overgang naar de Formatie van Boom. Ten noorden van de Demer worden de Zanden van Eigenbilzen bedekt door de Zanden van Bolderberg. Ze dagzomen in het oosten ruwweg in een driehoek van Bokrijk over Stokrooie naar Lummen en zo over Zolder naar Houthalen. In het zuidwesten van de kaart tussen Loksbergen en Waanrode komen deze zanden nog voor op de heuvels van het Hageland. Ze worden er bedekt door de Zanden van Diest. Deze formatie dagzoomt over de helft van het kaartblad ten noorden van de lijn Waanrode - Linkhout - Lummen - Zolder - Houthalen. Ter hoogte van Bolderberg komt ze nog op enkele geïsoleerde heuveltoppen aan de oppervlakte.

3.3.1.2. Structuur

Dwars op de voorgaande lithologische opbouw is er een horst/slenk systeem gesuperponeerd. Het merendeel van de breuken van dit systeem heeft een zuidzuidoost-noordnoordwest strekking en helt 70° naar het oosten of het westen. De breuken hebben tot gevolg dat de grenzen tussen verschillende lithostratigrafische eenheden plots verspringen. Dit is zeer opvallend voor het Grind van Opgrimbie, het Grind van Terlamen, het Grind van Elsloo en de grens tussen de Zanden van Eigenbilzen en de Klei van Boom. Op de afgedekte geologische kaart worden de dagzomende breuken met een volle lijn voorgesteld. De vermoedelijk dagzomende breuken en de breuken die schuil gaan onder een pakket jongere Tertiaire lagen worden met een streeplijn weergegeven. Aan de kant van het gezakte blok worden langs de breuklijn op regelmatige afstand rechthoekjes geplaatst. Alle breuken herkend in de basis van de Boomse Klei worden op de kaart ingetekend. Dieper gelegen storingen worden buiten beschouwing gelaten. Enerzijds zijn er te weinig diepe boringen om breukbewegingen in oudere lithologische eenheden te herkennen en anderzijds geven de bestaande seismische opnamen te weinig informatie over de bovenste pakketten om alle storingen, herkend in het Paleozoïcum, tot in het Neogeen te vervolgen.

Uit de isohypsenkaarten van de verschillende dagzomende formaties en de structuurkaart van het Paleozoïcum van de Kempen (Langenaeker, 1998) blijkt dat de meeste breuken vertrekken vanuit de Paleozoïsche sokkel (fig. 13). Op weg naar de oppervlakte sterft het grootste deel van deze breuken uit in Mesozoïsche en Tertiaire lagen. Geleidelijk aan worden de breuktrajecten korter en naargelang men zich hoger in de stratigrafie begeeft, wordt het breukbedrag kleiner en nemen de breuken in aantal af. Slechts enkele breuken dagzomen en wel voornamelijk in het oosten van de kaart. Van de 175 breuken in de top van het Paleozoïcum in dit gebied blijven er 22 over in de basis

van de Boomse Klei en komen er minstens 9 over een verkort breuktraject aan de oppervlakte. In sommige gevallen worden de breukbedragen van verschillende korte dicht bij elkaar gelegen breuken uit het Paleozoïcum door één langere breuk in het Tertiair opgenomen. Het aantal en de belangrijkheid van de storingen neemt toe van het westen naar het oosten. In het oosten strekken de meeste breuken zich uit voorbij de grenzen van de kaart. De storingen zijn er te volgen van het zuiden tot het noorden en waar een breuk toch “stopt” wordt de werking ervan onmiddellijk overgenomen door een andere nabijgelegen breuk die daar juist “begint”. Zo ontstaat een ingewikkeld “en échelon” systeem van horsten en slenken waarbij de verschillende blokken soms over een korte afstand met elkaar verbonden en verder opnieuw gescheiden zijn. Op basis van de beschikbare gegevens blijft deze breukwerking in het zuiden beperkt en nemen de breukbedragen naar het noord-oosten toe.

3.3.2. Isohypsen van de basis van de Formatie van Boom (fig. 15)

Strikt genomen gaat het hier niet om de basis van de Formatie van Boom zoals gedefiniëerd in de nieuwe lithostratigrafie van het Paleogeen (Marechal & Laga, 1988; Marechal, 1994). Het voorgestelde vlak is in feite de grens enerzijds tussen de Zanden van Berg en de Klei van Boom in het overgrote deel van het kaartblad en anderzijds tussen de Zanden van Berg en de Klei van Kleine-Spouwen in een klein deel in het zuidoosten van de kaart. Aangezien het Lid van Kleine-Spouwen een lateraal faciës is van het onderste deel van de Boomse Klei, is het grensvlak van beide eenheden met het Lid van Berg stratigrafisch gezien gelijk. Het gaat hier dus om één en hetzelfde vlak.

Uit de isohypsen blijkt dat de Klei van Boom over het hele kaartblad voorkomt. Enkel in het westen tussen Diest en Tessenderlo wordt de basis van de klei door een geul, opgevuld met de Zanden van Diest, doorsneden. Op deze plaats is de Formatie van Boom geheel weggeërodeerd. In het zuiden ligt de basis gemiddeld 35m onder het maaiveld, in het noorden ligt ze ongeveer op 200m onder de zeespiegel. Het basisvlak van de klei helt gemiddeld 0.6° naar het noorden. Het is door een reeks breuken in verschillende blokken opgedeeld. Mijnschachten, seismische interpretatie en een enkele boring tonen aan dat de breukvlakken een zuidzuidoost-noordnoordwest strekking hebben en gemiddeld 70° naar het oosten of het westen hellen. Zo ontstaat er een reeks slenken en horsten in het basisvlak van de Boomse Klei. Van het westen naar het oosten verandert de oriëntatie van dit basisvlak per blok van WNW-ESE 0.4° N over EW 0.5° N naar WSW-ENE 0.5° N in het zuiden en 0.85° N in het noorden. De belangrijkste verandering in de helling en strekking gebeurt in het midden van de kaart aan de breuk van Beringen (12). Ten oosten van deze storing zijn het breukbedrag en de lengte waarover de breuken vervolgbaar zijn aanzienlijk groter dan ten westen ervan.

De breukbedragen zijn niet constant over de hele lengte van de breuken. Dit is normaal aangezien de verschillende blokken telkens een andere oriëntatie hebben en de breukvlakken geen rechte vlakken zijn, maar onduleren. Dit verklaart trouwens ook waarom voor een bepaald basisvlak langs één breukvlak soms schijnbaar tegengestelde bewegingen hebben plaatsgehad. Dit systeem van veranderende sprongen langs een breuk binnen éénzelfde stratigrafisch interval werd reeds aangetoond door Rossa (1986). De sterk wisselende spronghoogten of zelfs inversie van beweging langs eenzelfde breukvlak en het sterk ondulerend verloop van breukvlakken zijn te wijten aan de intermitterende reactivatie van oudere breuken ten gevolge van de verdieping, gebeurlijk inversie, en laterale verschuiving van de Roermond Slenk. De Tertiaire gesteenten kunnen deze kanteling en sleurbeweging opvangen door de vorming van flexuren of breuken. Inversie van breukbeweging kan te wijten zijn aan een compressieve opstoot van gezakte blokken door zijdelingse verplaatsingsdruk (Dusar, pers. med.).

Algemeen gezien nemen de breukbedragen af van het noorden naar het zuiden. Dat deze storingen werkzaam zijn geweest tijdens de afzetting van het onderste deel van de Boomse Klei blijkt uit de dikteveranderingen in het kleipakket tussen de top van het Lid van Berg en de zogenaamde “dubbelband” binnen de Boomse Klei of de basis van de Formatie van Eigenbilzen. Deze dikte-

veranderingen zijn goed te volgen op de resistiviteitsmetingen. Ze spelen zich voornamelijk af in de onderste 10m van de formatie net boven de top van de Zanden van Berg.

3.3.3. Isohypsens van de basis van de Formatie van Eigenbilzen (fig. 16)

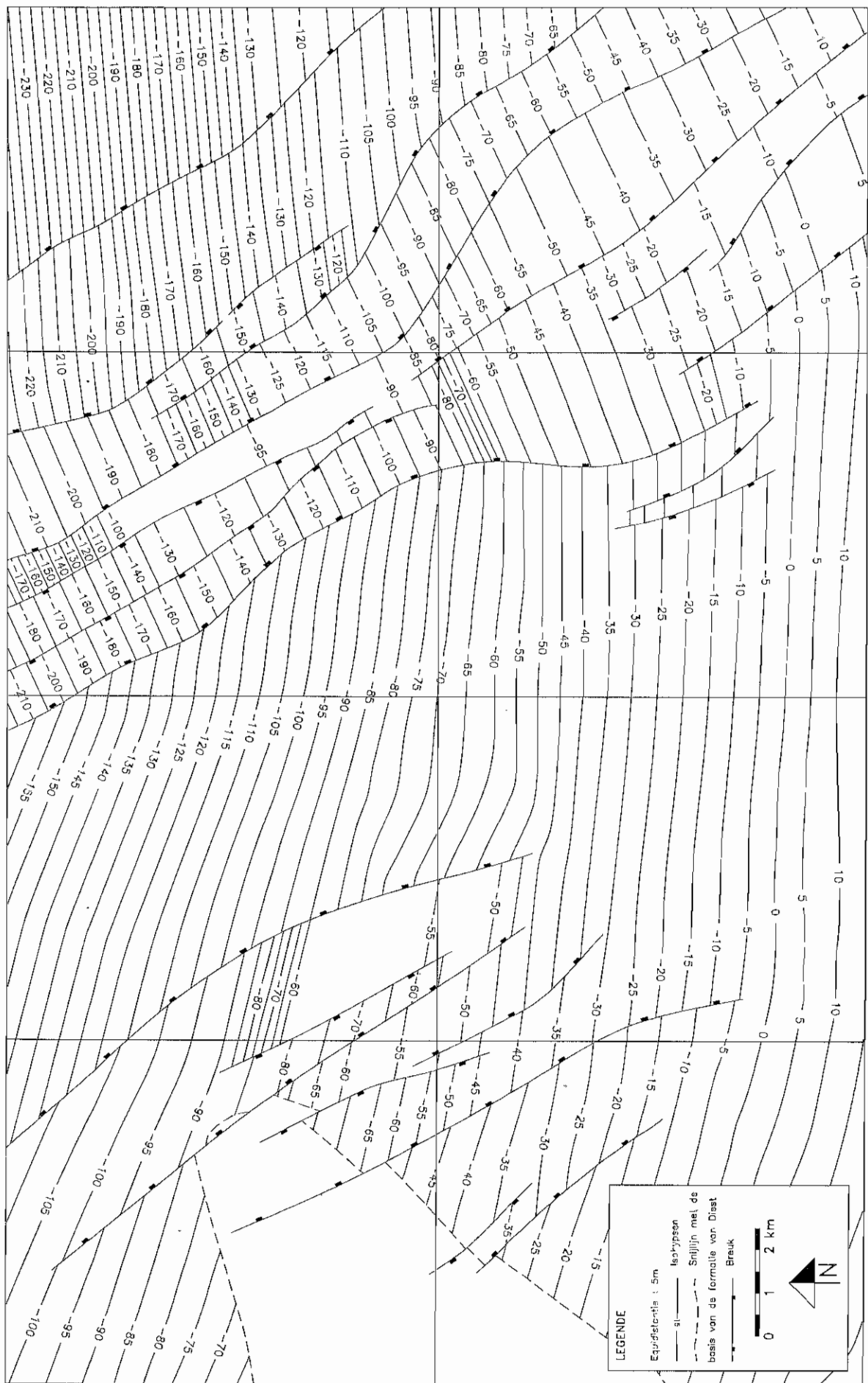
De basis van de Formatie van Eigenbilzen die hier voorgesteld wordt, is die zoals ze door Van den Broeck (1895) en Halet (1936) beschreven werd. Het is dus de basis van het onderste pakket van de Zanden van Eigenbilzen zoals ze in deze verklarende tekst aan de hand van boorgatmetingen gedefinieerd werden (zie lithostratigrafie 3.2.2.4.1.). Deze basis ligt in het zuidwesten (ten zuiden van Herk-de -Stad) en het zuiden (ter hoogte van Hasselt) respectievelijk op 30 en 33m boven de basis van de Boomse Klei. Aangezien de Formatie van Eigenbilzen naar het noorden en het westen geleidelijk opgaat in de Formatie van Boom, d.i. het zand en silt gaan over in klei, is de basis van de zanden noordwaarts en westwaarts niet duidelijk vervolgbaar. Men kan er trouwens ook niet echt meer van de “Zanden” van Eigenbilzen spreken. De helling en de strekking van de isohypsens van de basis van de Formatie van Eigenbilzen blijven ongeveer gelijkaardig aan die van de basis van de Formatie van Boom. In het zuiden van de kaart komt deze basis aan de oppervlakte en in het noordoosten, ter hoogte van Houthalen, is ze nog te herkennen op 90m onder het zeeniveau. Het merendeel van de breuken, die zichtbaar zijn in de Formatie van Boom, zijn ook werkzaam geweest tijdens of na de afzettingen van de Zanden van Eigenbilzen. Zo stelde Halet (1936) in het zuidoosten van de kaart langs het traject van het Albertkanaal tussen Hasselt en Genk een drietal flexuren in de basis van de zanden vast. Alle drie liggen ze boven breuken die herkend werden in de basis van de Boomse Klei, respectievelijk breuk (9), (10) en (11). De werking van de storingen wordt naar het noorden toe minder duidelijk, als gevolg van de onzekerheid over de uitbreiding en dus ook de positie van het basisvlak van de Formatie van Eigenbilzen. Uit onderzoek naar de dikte van sedimentaire pakketten op seismische secties blijkt evenwel dat het merendeel van de breuken tijdens de afzetting van de Zanden van Eigenbilzen actief was (Rossa, 1986). Tevens tonen gedetailleerde correlatiestudies van de Formaties van Boom en Eigenbilzen op boorgatmetingen uit het noordoosten van België aan dat de sedimentatieperiode van het laatste pakket tektonisch een belangrijke fase was (Verstraelen, 1996). Aangezien beide formaties (gedeeltelijk) laterale equivalenten zijn (fig.12), kan er gesteld worden dat de breukactiviteiten zich ook in het bovenste deel van de Boomse Klei hebben voorgedaan.

3.3.4. Isohypsens van de basis van de Formatie van Voort (fig. 17)

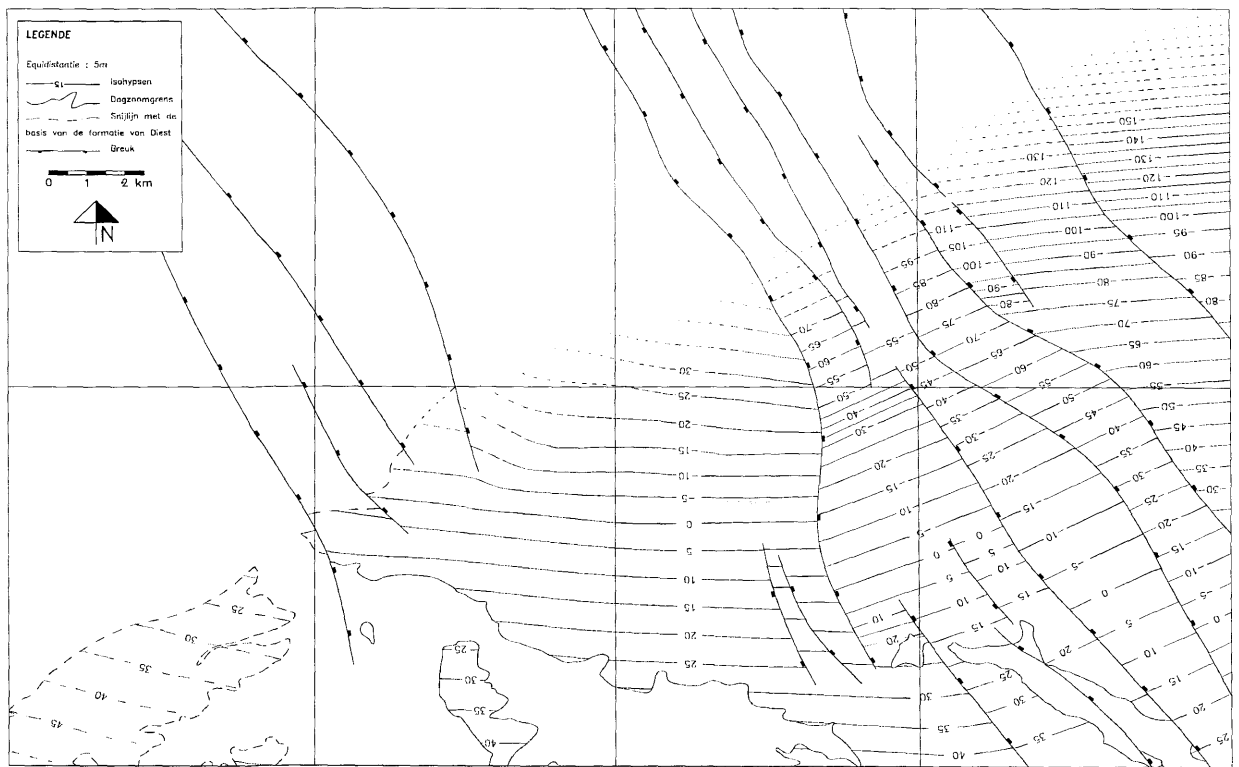
Enkel ten noordoosten van de lijn Winterslag-Zolder-Beverlo zijn er tussen de Formatie van Eigenbilzen en de Formatie van Bolderberg de Zanden van Voort afgezet. Deze sedimenten dagzomen waarschijnlijk nergens aangezien ze naar het westen en het zuiden toe snel uitwiggen. De beperkte verbreiding van de Zanden van Voort toont aan dat het noordoostelijk deel van het kaartblad tot een zakkingsgebied behoorde, mogelijk gebonden aan de Laat-Oligocene breukactiviteiten van de Roermond Slenk. De kanteling ten gevolge van deze breuken en waarschijnlijk ook de subsidentie sterft snel uit naar het zuiden. Dit is goed waarneembaar in de isohypsens van de basis van de Formaties van Boom, Eigenbilzen en Voort, in het noordoosten van de kaart. De helling van de verschillende basisvlakken wordt er zuidwaarts plots minder steil. Deze knik is ook duidelijk zichtbaar op het NS-profiel van Fonteintje tot Bokrijk (fig. 11).

3.3.5. Isohypsens van de basis van de Formatie van Bolderberg (fig. 18)

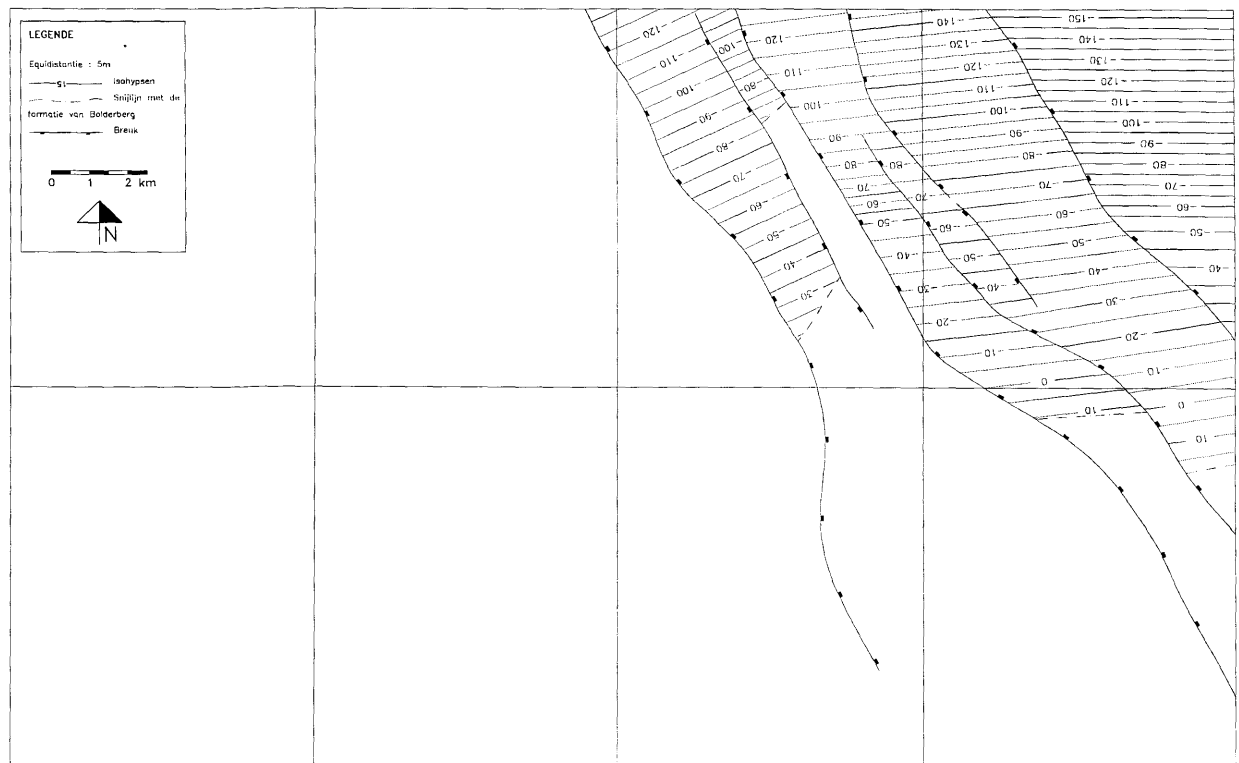
De basis van de Formatie van Bolderberg bestaat uit het zeer karakteristieke Grind van Elsloo. De isohypsens van dit grind tonen aan dat de formatie niet over het hele kaartblad voorkomt. De zuidgrens wordt gevormd door het dagzomen van het grind. In het noorden worden de isohypsens van de basis van de formatie afgesneden door het geulvormige basisvlak van de Zanden van Diest. Het Grind



Figuur 15: Isohypsen van de basis van de Formatie van Boom op het kaartblad Hasselt (25)



Figuur 16: Isohypsien van de basis van de Formatie van Eigenbilzen op het kaartblad Hasselt (25)



Figuur 17: Isohypsien van de basis van de Formatie van Voort op het kaartblad Hasselt (25)

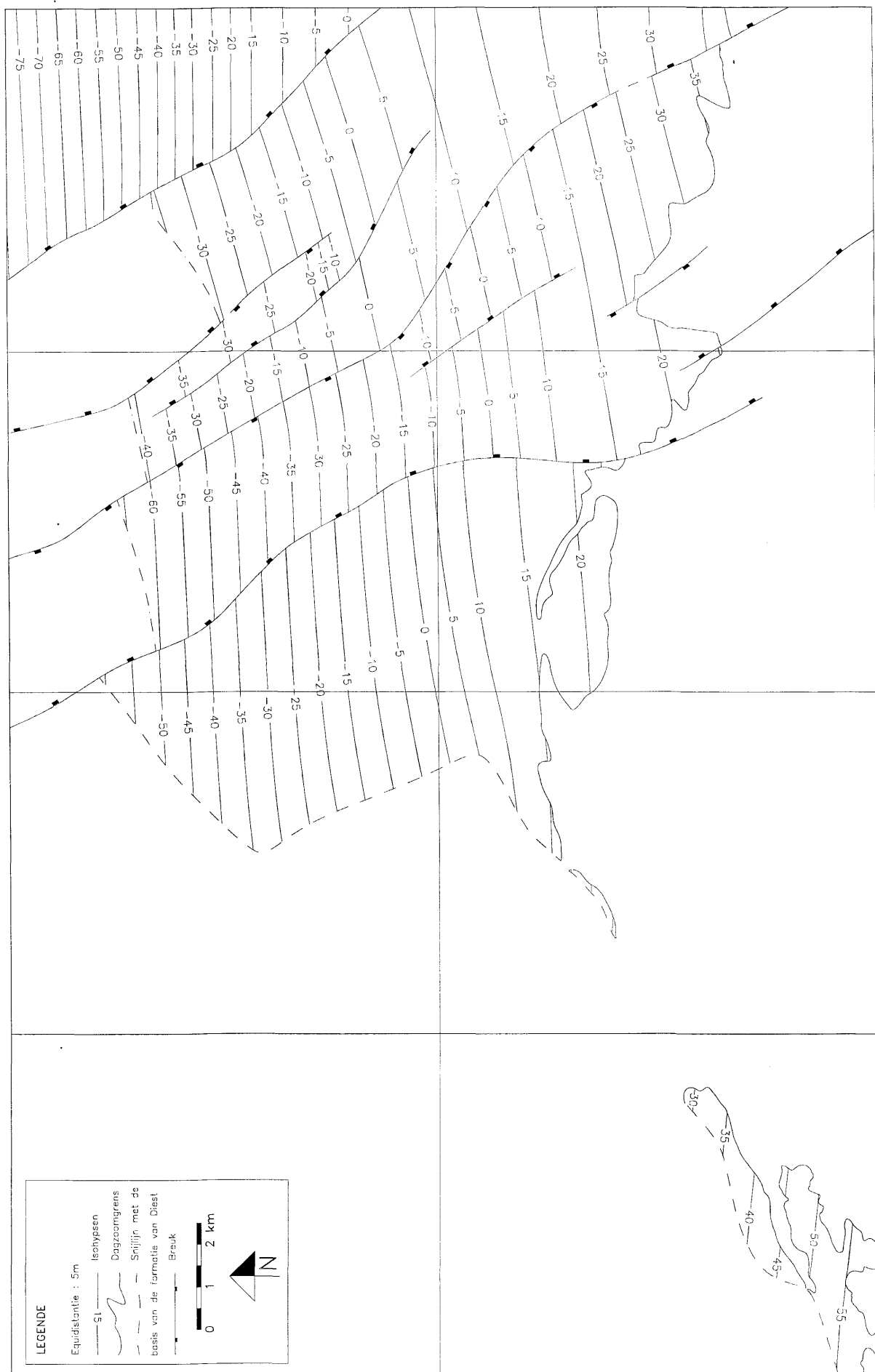
van Elsloo komt in het oosten nabij Rooierheide in de buurt van het Albertkanaal op 40m boven de zeespiegel aan de oppervlakte, in het midden van de kaart ter hoogte van Stokrooie op 25m en in het zuidwesten nabij Waanrode op 60m boven het zeeniveau. In het noordoosten ligt dit basisgrind op 75m onder de zeespiegel. Aangezien de basis van de Zanden van Bolderberg doorsneden wordt door een aantal van de breuken die reeds in de Klei van Boom herkend waren, is de snijlijn met de Zanden van Diest, die de noordgrens van verbreiding van de formatie voorstelt, geen rechte lijn. Ze loopt van Helchteren over Lillo naar Koersel, verder naar Beringen en dan naar Paal en Lummen. In het zuidwesten, waar de Zanden van Bolderberg nog geïsoleerd op een heuvelrug voorkomen, loopt deze snijlijn van Halen naar Waanrode. De strekking van het basisvlak is ook in dit geval gelijkaardig aan die van de basis van de Boomse Klei. De helling van het vlak is echter kleiner geworden, ze bedraagt gemiddeld 0.35° tot 0.4° N. In het zuiden is ze maar weinig verschillend van de helling van de Formatie van Eigenbilzen en de Formatie van Boom. In het noorden daarentegen bedraagt de helling van de basis van de Boomse Klei gemakkelijk het dubbele van die van het Grind van Elsloo. Het wigvormige zandlichaam van de Formatie van Voort tussen de top van de Rupel Groep en de basis van de Neogene sedimenten is hiervoor verantwoordelijk. Een deel van de breuken zichtbaar in de basis van de Formatie van Boom, is niet meer in de basis van de Formatie van Bolderberg aanwezig. Een ander deel is over een verkort breuktraject terug te vinden. Dit geldt voor de breuk van Voortheide (4) en voor breuk (7), beide storingen verdwijnen naar het zuiden.

De isohypsen tonen aan dat langs de breuk van Zolder (5) de verticale beweging een tegengestelde zin heeft in vergelijking met deze in de Boomse Klei. Enkel in het zuiden blijkt de beweging langs het breukvlak in beide formaties een zelfde zin te hebben. Dit kan er op wijzen dat er niet alleen een verticale translatiebeweging langs de breuken plaats vond maar ook een rotatie. Met andere woorden, het blok ten westen van de breuk van Zolder (5) zou naast een algemene zakking ook een sterkere noordwaartse kanteling ondergaan hebben. De blokken ten oosten van deze storing kwamen hierdoor in het noorden, relatief gezien, hoger te liggen ten opzichte van het voornoemde blok. Deze beweging zou vrij laat in de geologische geschiedenis van het Bekken van de Kempen plaats gehad hebben en mogelijk bijgedragen hebben tot de vorming van het Kempisch Plateau (zie 3.3.8.).

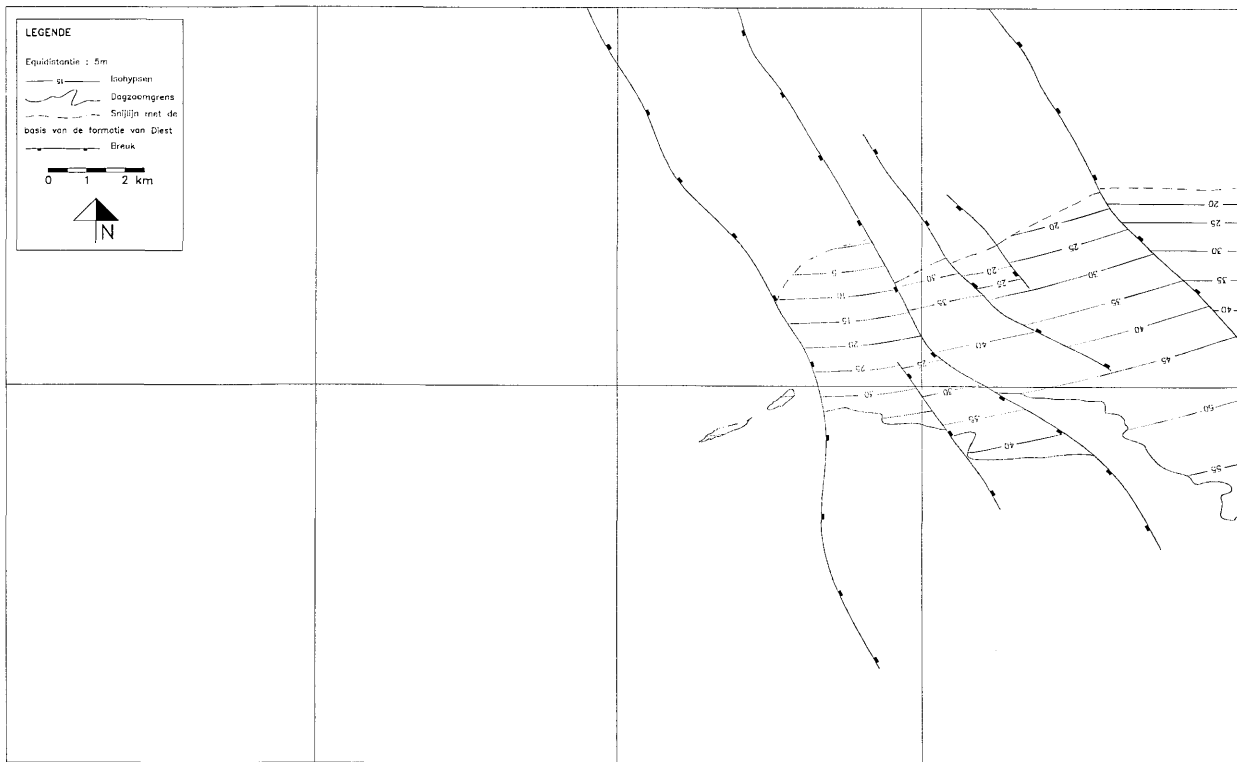
3.3.6. Isohypsen van het Grind van Terlamen en van Opgrimbie (fig. 19 en 20)

Binnen de Formatie van Bolderberg komen er naast het Grind van Elsloo nog drie andere grindlagen voor. De eerste grindlaag wordt op 38 à 39m boven de basis van de formatie teruggevonden en wordt het Grind van Terlamen genoemd. Het tweede grind, het Grind van Opgrimbie, ligt op 11 à 12m boven het eerste. Het Grind van Meulenberg komt nog 6m hoger voor in de stratigrafie.

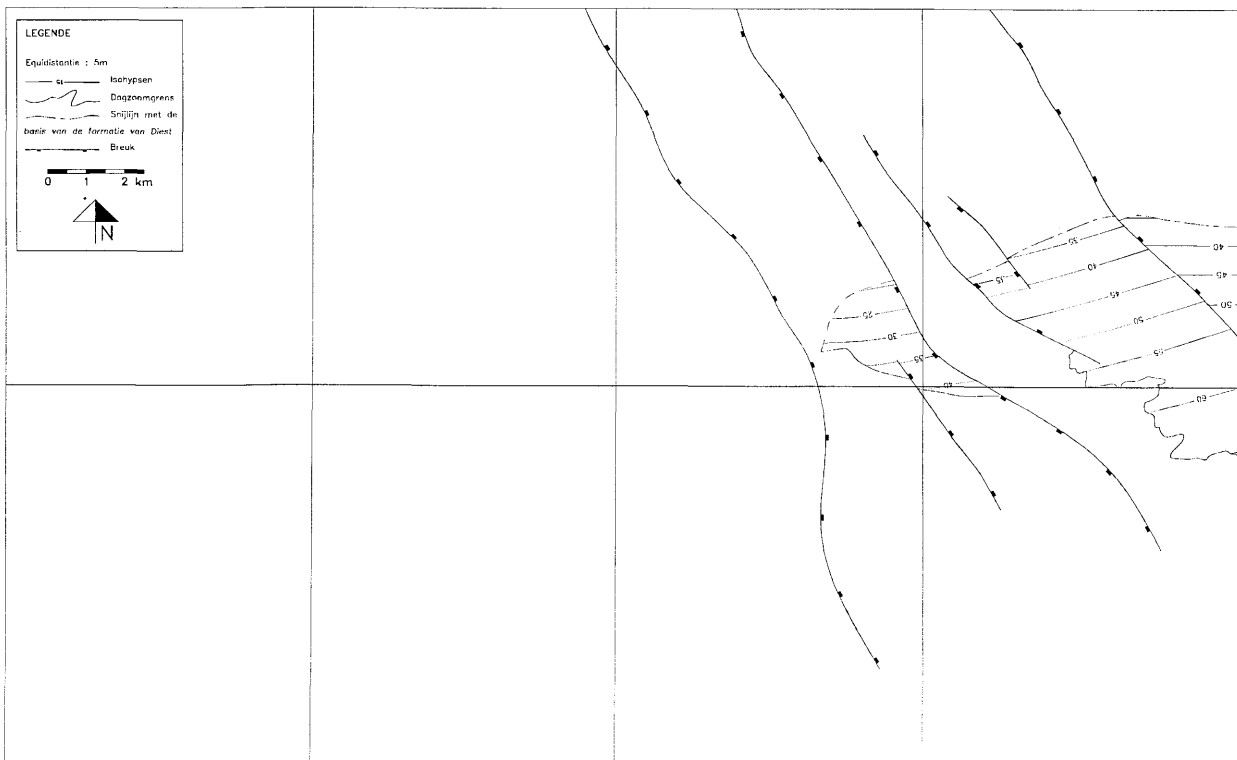
Het Grind van Terlamen dagzoomt ten westen van Winterslag nabij Boksbergheide in de helling van het Kempisch Plateau op 55m boven de zeespiegel. Net ten zuiden van Zonhoven komt het grind op 40m aan de oppervlakte. Natuurlijk dagzoomt het grind ook in de helling van de klassieke site van Bolderberg net onder het basisgrind van de Zanden van Diest op 48m boven de zeespiegel. Dit is trouwens de plaats waar het grind voor het eerst door Dumont (1882) beschreven werd en het is tevens ook de meest westelijke plaats waar het tot nu toe waargenomen werd. Bovendien is het de enige plaats ten westen van de breuk van Beringen (12) waar het Grind van Terlamen voorkomt. Net als de vorige basisvlakken wordt ook het vlak met dit grind in het noorden door het basisvlak van de Formatie van Diest afgesneden. De snijlijn tussen de twee vlakken loopt ongeveer van de Donderslagse heide over Houthalen tot Zolder. De oriëntatie van het vlak met het Grind van Terlamen is dezelfde als die van het Grind van Elsloo. Dit geldt ook voor het Grind van Opgrimbie. Aangezien de dikte van de zandpakketten tussen de drie verschillende grinden constant blijft, zijn deze zanden en grinden in een tektonisch relatief kalme periode afgezet ofwel was het geheel van breukgebonden blokken op de kaart tijdens de periode van de afzetting aan een constante zakking onderhevig. Dit wil zeggen dat de breuken die nu de verschillende grinden doorsnijden pas na de afzetting van de formatie gevormd zijn. Hierbij gaat het om de herwerking van breuken die reeds tijdens de afzetting



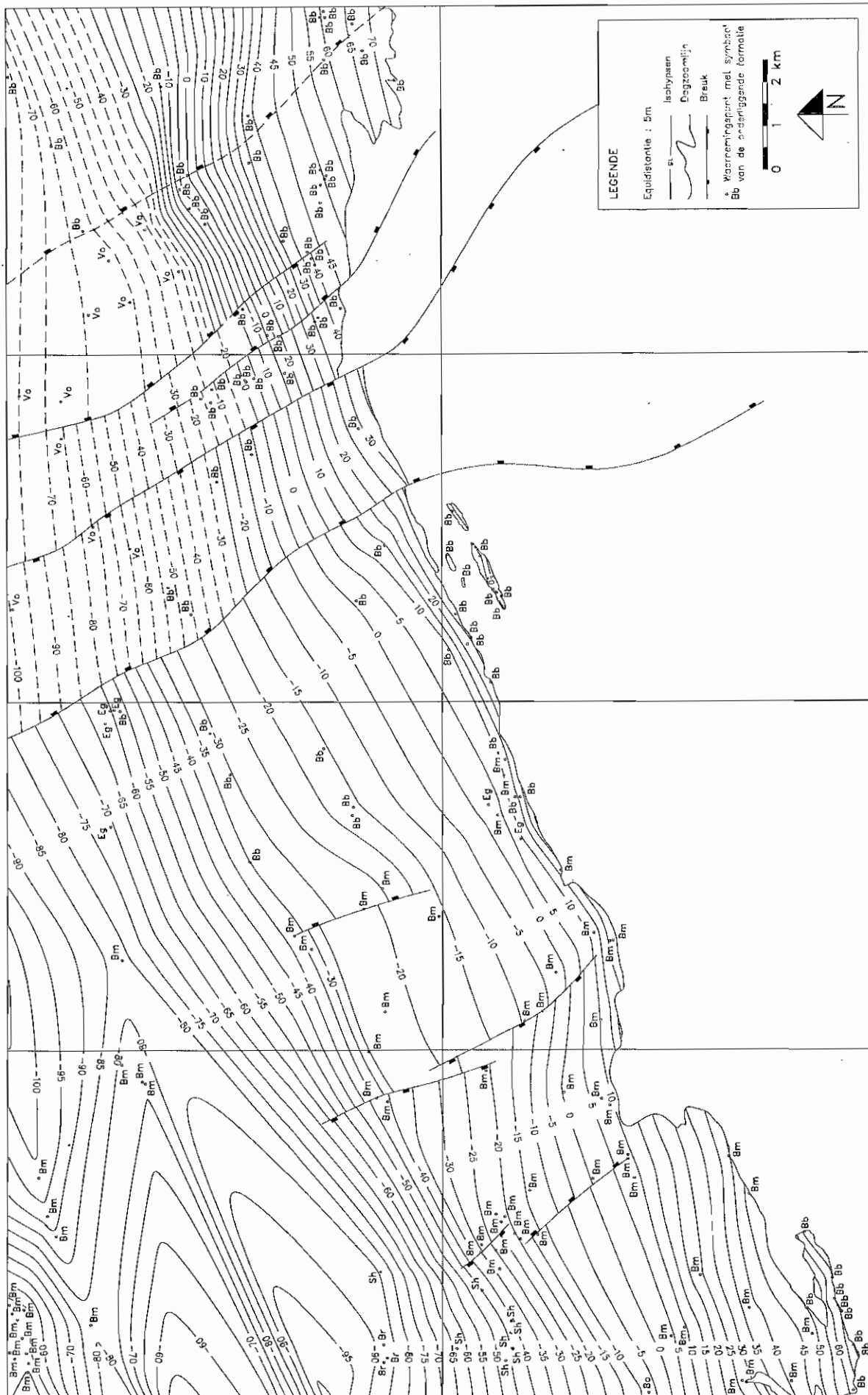
Figuur 18: Isohypsens van de basis van de Formatie van Bolderberg op het kaartblad Hasselt (25)



Figuur 19: Isohypsien van het Grind van Terlamen op het kaartblad Hasselt (25)



Figuur 20: Isohypsien van het Grind van Opgrimbie op het kaartblad Hasselt (25)



Figuur 21: Isohypsen van de basis van de Fomatie van Diest op het kaartblad Hasselt (25)

van de verschillende sedimenten van de Rupel Groep en van de Formatie van Voort een belangrijke rol gespeeld hadden. Juist door de aanwezigheid van de verschillende grindjes is het mogelijk deze breuken in de Formatie van Bolderberg tot aan de oppervlakte te vervolgen.

3.3.7. Isohypsenvan de basis van de Formatie van Diest (fig. 21)

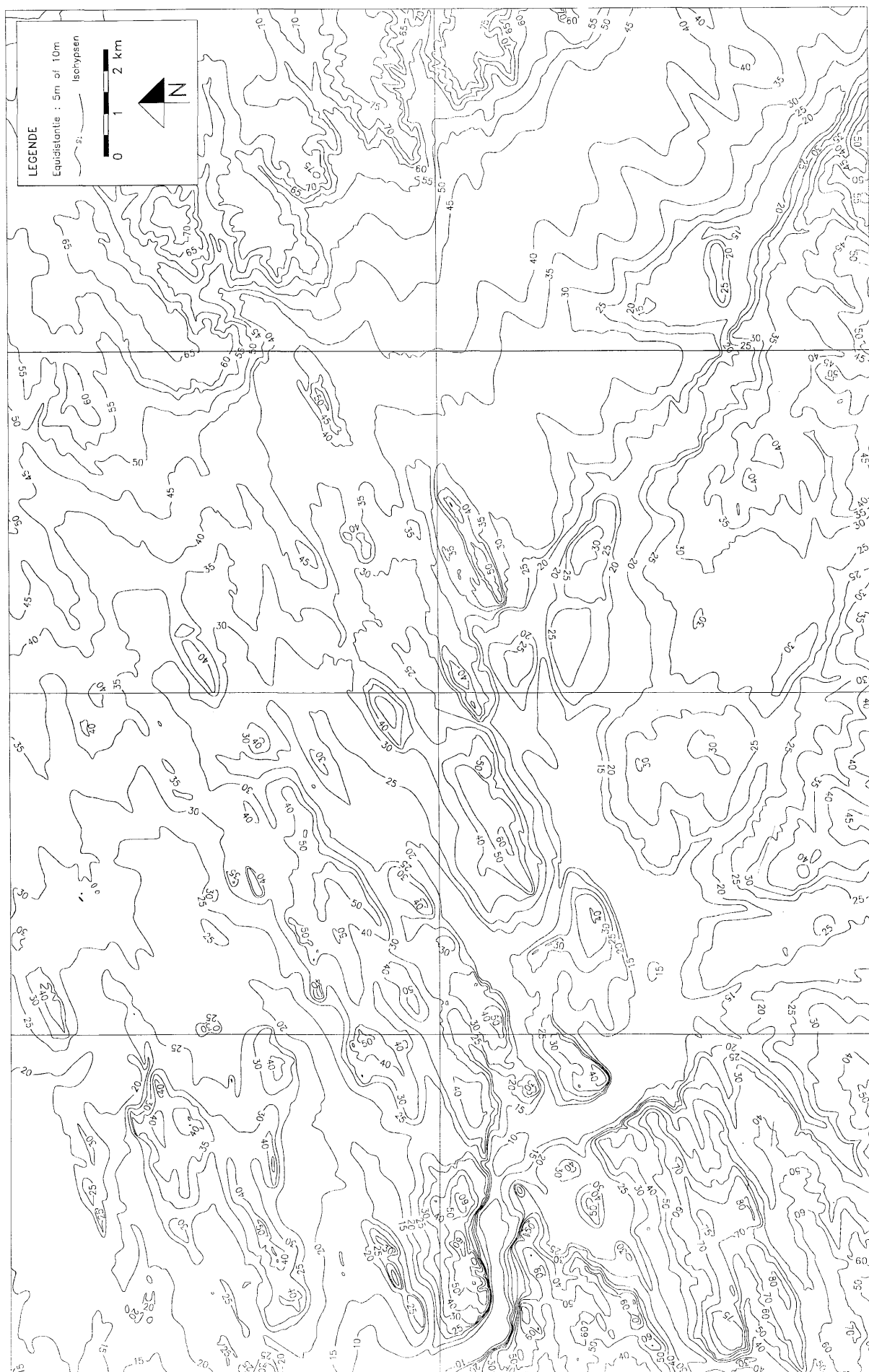
De isohypsenvan de basis van de Formatie van Diest laten een westzuidwest-oostnoordoost georiënteerde geulvormig erosieve structuur zien. Deze geulvorm komt het best tot uiting in het westen tussen Diest en Tessenderlo. Juist door het erosieve karakter staat de formatie in het oosten in discordant contact met de Formaties van Bolderberg, Voort, Eigenbilzen en Boom. In het westen erodeert ze zelfs de Formaties van Boom, Bilzen, Borgloon en Sint-Huibrechts-Hern zodat ze rechtstreeks in contact komt met de Zanden van Brussel. De helling van de zuidflank van de geul varieert sterk van 0.5° tot 0.9°N en plaatselijk zelfs 2°N . In het zuidwesten ter hoogte van Waanrode en in het oosten nabij Kelchterhoef komt het basisgrind van de Formatie van Diest op 70m boven de zeespiegel aan de oppervlakte. In het midden van de kaart op de Bolderberg dagzoomt de formatie op 50m boven het zeeniveau en een kilometer meer noordwaarts te Viversel op 25m. Het diepste punt van de geul loopt ten noorden van Diest en Tessenderlo, onder Kwaadmechelen en Oostham in de richting van Hechtel en ligt gemiddeld op 110m onder de zeespiegel. Vanaf deze lijn stijgt het basisvlak in het noordwesten in de buurt van Laakdal terug tot op -50m en liggen de Zanden van Diest opnieuw boven op de Boomse Klei.

De afhelling van de centrale as van de geul van het westen naar het oosten in de richting van de Roermond Slenk, doet denken dat de vorming van de geul, die aan de afzetting van de Zanden van Diest vooraf gaat, beïnvloed werd door zakkingen binnen deze slenkzone. De afvoer van het geërodeerde materiaal, zoals blijkt uit de oriëntatie van de schuine gelaagdheid, gebeurde in ieder geval in de richting van de slenk. Tussen het einde van de sedimentatie van de Zanden van Bolderberg en het begin van de afzetting van de Zanden van Diest moet er dus nog een periode van belangrijke tektonische activiteit in de omgeving van de Roermond Slenk geweest zijn. Een aantal breuken die zichtbaar zijn in de verschillende vlakken met de grinden binnen de Formatie van Bolderberg zijn niet meer in de basis van de Formatie van Diest aanwezig, maar worden er juist door afgesneden. Deze breuken zijn nog wel als flexuren in de isohypsenvan het geulvormige basisvlak terug te vinden. Een ander deel van de breuken is nog wel in de basis van de formatie aanwezig, zij het dan wel over een verkort breuktraject. In het westen blijft het aantal en de werking van de breuken beperkt. Ze komen bovendien niet tot aan de oppervlakte. In het oosten daarentegen zijn eukale breuken nog over de hele lengte werkzaam. De verticale bewegingen langs de breuk van Beringen (12) en de breuk van Zolder (5) zijn niet gering. Ook de breuken van Helchteren (1), Rauw (2), Lillo (3) Voortheide (4) en Korspel (6) zijn waarschijnlijk nog tijdens of na de afzetting van de zanden actief geweest. De ondulerende basis, eigen aan de geulvormige afzettingsstructuur van de Zanden van Diest en een tekort aan boringen en goede boorbeschrijvingen in het noordoosten van de kaart maken het echter onmogelijk deze storingen in de basis van de formatie te herkennen. De breuken zijn waarschijnlijk tot aan de oppervlakte te vervolgen, aangezien er sporen van terug te vinden zijn in de sedimenten van het Quartair en in de huidige topografie.

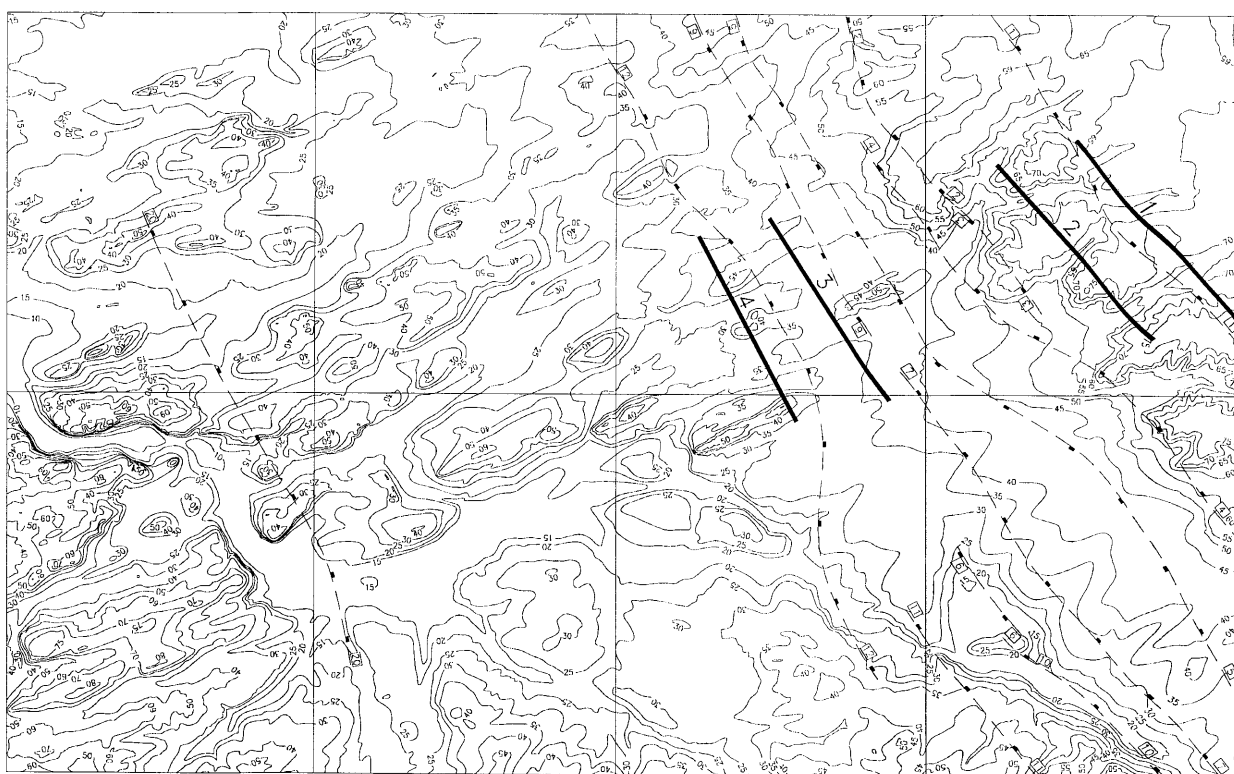
3.3.8. Isopachen en Isohypsenvan het Quartair (fig. 22, 23 en 24)

De isohypsenvan de basis van het Quartair stellen eveneens de top van het Tertiair voor. In die zin geeft de kaart met de isopachen, lijnen van gelijke dikte, juist datgene weer wat op de kaart met de isohypsenvan is weggelaten, namelijk de Quartaire sedimenten. Deze sedimenten liggen als een dek over het topografisch oppervlak van de top van de Tertiaire afzettingen. Aangezien ze over het algemeen dikker zijn in de alluviale vlakten van het rivierstelsel dan op de toppen van de heuvels, zullen deze gesteenten een reliëf verzachtende of nivellerende werking hebben.

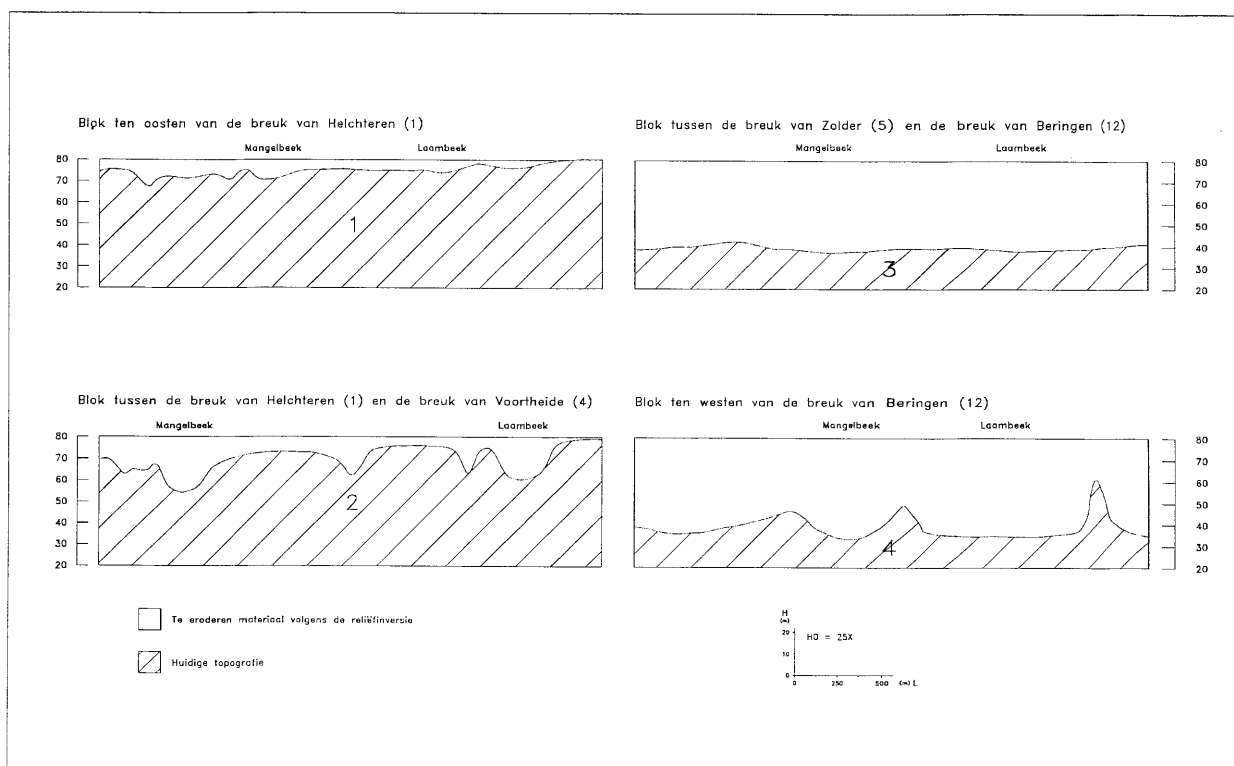
Een uitzondering hierop zijn de Pleistocene Rijn- en Maasafzettingen op het Kempisch Plateau.



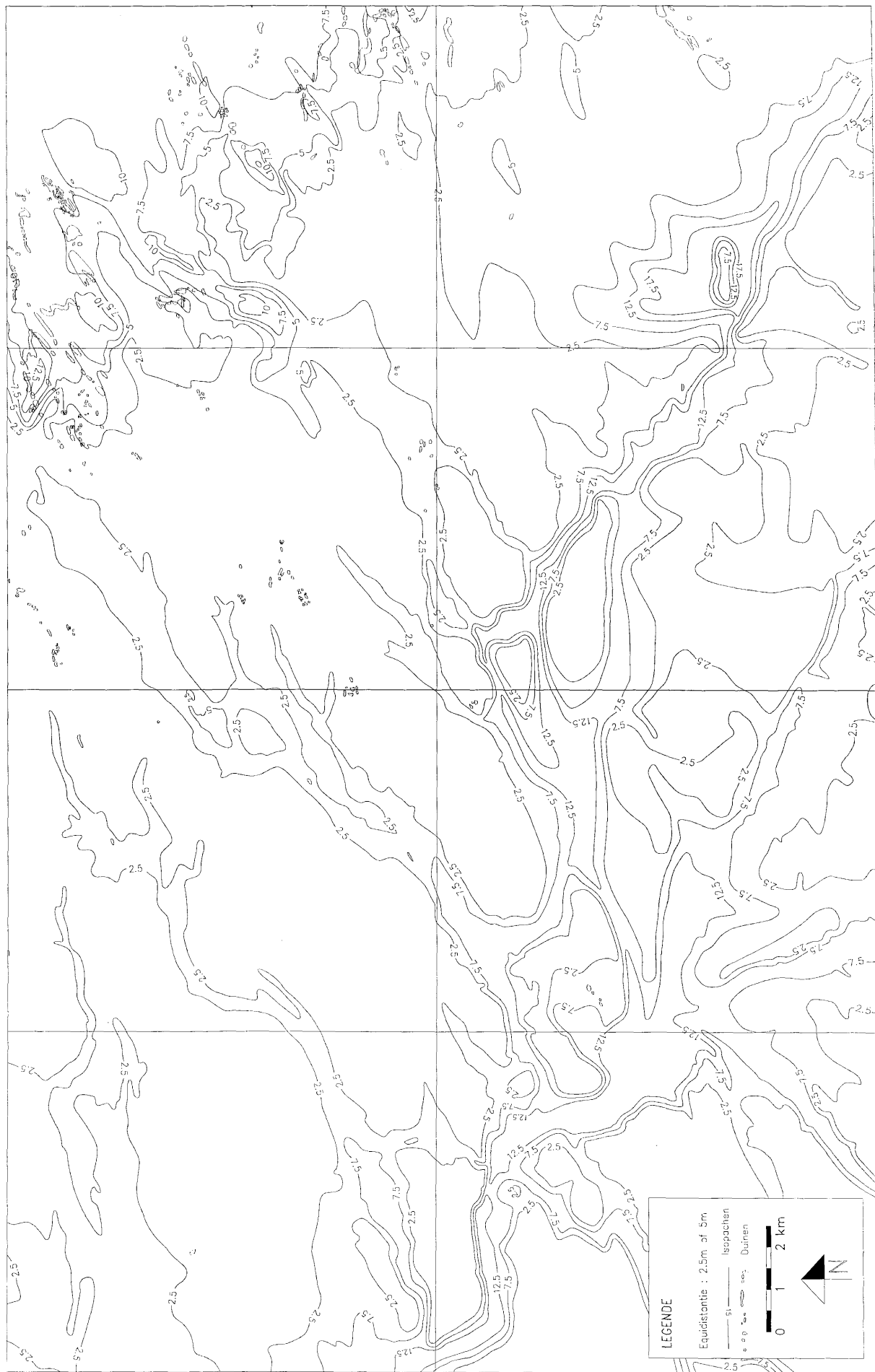
Figuur 22: Reliëf van het bovenvlak van het Tertiair op het kaartblad Hasselt (25)



Figuur 23a: Reliëf van het bovenzvlak van het Tertiair met de mogelijk dagzomende breuken en de situering van de profielen van figuur 23b op het kaartblad Hasselt (25)



Figuur 23b: Profielen van het huidige reliëf met de hoeveelheid te eroderen materiaal in geval van reliëfinversie op het kaartblad Hasselt (25)



Figuur 24: Diktekaart van het Quartair op het kaartblad Hasselt (25)

Deze sedimenten hebben een reliëf versterkend effect. Het plateau dat reeds in het reliëf van het bovenvlak van het Tertiair aanwezig is (fig. 22), wordt nog extra geaccentueerd door een lokaal meer dan 10m dik pakket fluviatiele gesteenten. Algemeen wordt aangenomen dat het plateau ontstaan is door een reliëfinversie. De grove rivierzanden ten oosten van de breuken van Voortheide (4) en Rauw (2) zouden minder goed te eroderen zijn dan de Tertiaire zanden ten westen ervan (fig. 23a). De sterke erosie die sinds de Elster-ijstijd op het gebied heeft ingewerkt, zou grote hoeveelheden van dit Tertiaire materiaal, meer dan 30 tot 40m dik, via het rivierstelsel afgevoerd hebben. De Maas- en Rijnzanden bleven echter liggen, met als gevolg dat ze als het ware in het reliëf uitgerepareerd werden en als plateau boven de omgeving bleven uitsteken (Paulissen, 1973, 1978; Goossens, 1984). Dit is slechts ten dele waar. Een aantal waarnemingen gerelateerd aan het Kempisch Plateau zijn niet door deze reliëfinversie te verklaren:

- Ten eerste is er de lithologie. De Maas- en Rijnsedimenten zouden minder goed te eroderen zijn dan de Tertiaire zanden ten westen van het Kempisch Plateau. De fijne zanden van de Formatie van Bolderberg zullen inderdaad sterk onder de erosie geleden hebben, zoals trouwens blijkt uit de zuidelijke verbreiding van de zwerfstenen van Mioceen ouderdom (Gulinck, 1961). De grove zanden van de Formatie van Diest daarentegen zijn dikwijls door vroegere bodemvormingsprocessen tot ijzerzandsteen aaneengekit. Ze zijn evenmin als de Vroeg-Kwartaire rivierafzettingen van het plateau gemakkelijk te eroderen. De heuvels van het Hageland die even hoog als het Kempisch Plateau boven de omgeving uitsteken, vormen er het beste bewijs van. Bovendien bestaan de Maasafzettingen hier uit de Zanden van Winterslag. Dit zijn grove grindhoudende zanden die hoofdzakelijk bestaan uit verspoeld Mioceen materiaal van de Formaties van Bolderberg en Diest. De Rijnzanden bevatten nog minder grind dan de Maaszanden. Een reliëfinversie gebaseerd op een verschil in weerstand tegen erosie ten gevolge van een lithologisch verschil gaat hier niet echt op.

- Ten tweede is er de randzone van het plateau. De top van de helling van de gewestelijke grens van het Kempisch Plateau volgt in het huidige reliëf, van het zuiden naar het noorden, de hoogtelijnen van 75, 70 en 65m. Bovendien valt ze samen met de breuken van Rauw (2) en Voortheide (4) en dus met de meest westelijke verbreiding van de Maas- en Rijnsedimenten. De voet van de helling volgt de hoogtelijnen van 50 en 45m en komt overeen met de breuk van Zolder (5). De aldus vastgestelde grenzen volgen in het reliëf van de top van het Tertiair respectievelijk de hoogtelijnen van 70 en 60m en van 45m (fig. 23a). Nader onderzoek van de top van de helling toont aan dat deze zich meestal binnen de Tertiaire zanden bevindt en dat de grindhoudende Maas- en Rijnzanden er dikwijls zeer dun (gemiddeld 1m) zijn of zelfs geheel ontbreken. De Zanden van Bolderberg en de Zanden van Diest zijn dus tot aan de bovenkant van het plateau te vervolgen en steken zodoende mee in het reliëf uit. De rand van het plateau wordt juist door de Tertiaire zanden in plaats van de Vroeg-Kwartaire riviersedimenten gevormd. Een goed voorbeeld hiervan vindt men in de zandgroeve nabij de Holsteen en op de Boksbergheide. Bij reliëfinversie zou men eerder een plateaurand bestaande uit Maas- en Rijnafzettingen verwachten.

- Ten derde is er de hoeveelheid geërodeerd materiaal en de plaats van de erosie. In het geval van de reliëfinversie zou er tijdens het Quartair ten westen van het Kempisch Plateau over een grote oppervlakte een enorme hoeveelheid sediment moeten afgevoerd zijn. Een vergelijking tussen 4 noord-zuid profielen van de huidige topografie (fig. 23b), telkens gelegen binnen een breukgebonden blok (fig. 23a), toont waar de erosie heeft plaatsgevonden en toont opnieuw waarnemingen die niet door een reliëfinversie kunnen verklaard worden. In het oosten bovenop het Kempisch Plateau is er een vrij vlak reliëf met een hoogte tussen 75 en 80m boven de zeespiegel. Tussen de breuk van Helchteren en de breuken van Rauw (2) en Voortheide (4) is het plateau sterk versneden door een aantal riviertjes. De hoogste punten liggen op +80m en de laagste punten op +55m. Ten westen van het Kempisch Plateau, tussen de breuken van Zolder (5) en Korpel (6) en de breuk van Beringen (12) op het blok van Heusden-Zolder, is er een zwak ondulerend reliëf. Het ligt gemiddeld op een hoogte van 40m boven het zeeniveau. Onmiddellijk ten westen van de breuk van Beringen (12) vindt men een reeks heuvels met toppen tot +60m. Deze heuvels maken deel uit van de oorspronkelijke zandbanken uit de Diestzee. De depressies tussen deze zandbanken liggen gemiddeld op 30m boven

de zeespiegel. De erosie op het Kempisch Plateau lijkt zeer klein geweest te zijn, enkel aan de plateaurand was er sterke riviererosie. De riviertjes hebben zich op het plateau zelfs door de Quartaire fluviatiele zanden en grinden heen tot in het Tertiaire substraat gesneden. Ten westen van de breuk van Beringen (12) heeft de belangrijkste erosie plaatsgevonden in de depressies tussen de zandbanken uit de Diestzee, aangezien de riviertjes komende van het Kempisch Plateau hierin de gemakkelijkste weg naar de Demer vonden. Het zwak ondulerend reliëf op het blok van Heusden-Zolder ligt gemiddeld 15m lager dan de toppen van de heuvels in de Zanden van Diest ten westen van de breuk van Beringen (12) en 25 à 30m lager dan de bovenrand van het Kempisch Plateau. Het lijkt dus alsof de erosie op dit blok veel sterker was dan op de omliggende blokken. Bovendien zou de erosie zich niet geconcentreerd hebben in de waterlopen, maar zou ze over de hele oppervlakte van het blok ongeveer gelijkmatig geweest zijn, gezien het vrij vlakke, zwak ondulerende, karakter van het huidige reliëf en het reliëf van de top van het Tertiair.

- Ten vierde zijn er de zandbanken in de Zanden van Diest. Deze zandbanken komen veelvuldig voor ten westen van de breuk van Beringen (12) en bereiken er een hoogte van +70m en meer. Ten oosten van de breuken van Rauw (2) en Voortheide (4) zijn de Zanden van Diest ook terug te vinden onder de Quartaire Rijn- en Maassedimenten. De top van de formatie ligt er op 60 à 70m boven de zeespiegel, zoals blijkt uit het reliëf van het bovenvlak van het Tertiair (fig. 23a). Het paleoreliëf van de zandbanken kan hier beschouwd worden als afgetopt door de Quartaire rivierafzettingen. Op het blok van Heusden-Zolder zijn de zandbanken van de Diestzee in het huidige reliëf niet meer waar te nemen. Met uitzondering van een kleine heuvel (+50m) ten oosten van Zolder, tussen de breuk van Korspel (6) en de breuk van Zolder (5), liggen de hoogste punten er nu op 45m boven het zeeniveau.

Een verklaring voor al deze waarnemingen uit het Quartair zou gezocht kunnen worden in de tektoniek gebonden aan de Roermond Slenk. De vorming van deze slenk was voorheen al bepalend voor verschillende Tertiaire afzettingen. Breukgebonden subsidentie zorgt voor de vorming van een depressie ten oosten van de breuken van Rauw (2) en Voortheide (4), die opgevuld wordt met Quartaire Rijn- en Maassedimenten (zie lithostratigrafie 3.2.1.). Terwijl de breukbewegingen en de zakking zich meer oostwaarts verder zetten, verplaatsen de Rijn en de Maas zich eveneens oostwaarts in de richting van hun huidige bedding. Terzelfder tijd of misschien iets later wordt er, eveneens ten gevolge van breukgebonden subsidentie, een depressie gevormd tussen de breuk Beringen (12) en de breuken van Korspel (6) en Zolder (5). Het blok van Heusden-Zolder blijft buiten de invloedssfeer van de Rijn en de Maas, aangezien het door een topografisch hoog gescheiden wordt van de depressie ten oosten van de breuken van Rauw (2) en Voortheide (4). Dit hoog komt in de diepere ondergrond overeen met een horst tussen de breuk van Zolder (5) en de breuken van Rauw (2) en Voortheide (4) (zie verder fig. 28, 29 en 30), gekend als Massief van Voort (Grosjean, 1936). De zakkingszone tussen de breuken van Beringen (12) en Zolder (5) was in het steenkoolterrein reeds gekend als de "Fosse de Zolder" (Fourmarier, 1927). In tegenstelling tot de depressie in het oosten wordt deze laagte niet opgevuld met Rijn- en Maassedimenten, maar blijft ze "leeg". Een gevolg hiervan is dat de omliggende blokken relatief gezien in reliëf komen te staan.

In het oosten vormt de breuk van Zolder (5) nu zowel de westelijke boven- als ondergrens van het Kempisch Plateau. Deze begrenzing is dus in oorsprong een geologisch structureel fenomeen. De erosie zorgt ervoor dat de rand van het plateau, die geheel uit Tertiaire zanden bestaat, door normale hellingsprocessen afgebroken wordt tot tegen de Quartaire Maas- en Rijnsedimenten. De bovengrens van het plateau migreert dus oostwaarts en komt ongeveer samen te liggen met de breuken van Rauw (2) en Voortheide (4). De geomorfologische bovengrens wordt nu gevormd door de meest westelijke verbreiding van de Vroeg-Kwartaire fluviatiele afzettingen, maar beide fenomenen hebben dus oorspronkelijk geen echt oorzakelijk verband, zoals in het geval van de reliëfinversie. De geomorfologische ondergrens valt natuurlijk nog altijd samen met de geologisch structurele grens, namelijk de breuk van Zolder (5). De hoeveelheid te eroderen materiaal is veel kleiner dan bij de reliëfinversie en beperkt zich nu tot de rand van het plateau. De zakking van het blok van Heusden-Zolder verklaart ook waarom de topografie in de zanden van Diest op dit blok gemiddeld 20m lager ligt dan op de

omliggende blokken. De zakking van dit blok zal waarschijnlijk geleidelijk gebeurd zijn, mogelijk zelfs met een gelijkaardige snelheid als de erosie op de omliggende blokken. Een gevolg hiervan is dat de rand van het Kempisch Plateau sterk ingevreten wordt door het rivierstelsel. Tevens worden de depressies tussen de heuvels in de Zanden van Diest ten westen van de breuk van Beringen (12) verder uitgediept. Op het dalende blok treedt er weinig of geen erosie op, aangezien de zakking gelijke tred houdt met de erosie op de omliggende blokken, evenmin wordt er een dik alluviaal pakket afgezet. Het oorspronkelijke reliëf van de zandbanken van de Diestzee wordt er dan ook door de algemene erosie afgezwakt eerder dan geaccentueerd.

Andere aanwijzingen in de huidige topografie voor het zakken van het blok van Heusden-Zolder en voor de Quartaire breukwerking in het algemeen, zijn te vinden in het rivierstelsel. De loop van de meeste rivieren is over korte afstand door de breukgebonden subsidentie beïnvloed geweest. Dit is het opvallendst voor de Demer ter hoogte van Kuringen, voor de Mangelbeek ten oosten van Zolder en voor de Zwarte Beek ten westen van Beringen. De loop van deze rivieren buigt ter hoogte van de breuk van Beringen (12) enkele honderden meters noordwaarts af, om daarna terug de oorspronkelijke richting te vervolgen. De loop van de Mangelbeek maakt nog gelijkaardige sprongen bij het kruisen van de breuk van Korspel (6) ten noorden van Zolder en bij het kruisen van de breuken van Voortheide (4) en Rauw (2) ter hoogte van Lillo. Opvallend zijn ook de stroomopwaartse ontdubbelingen van de bovenlopen van de Sonnisbeek, de Mangelbeek en de Laambeek bij de breuk van Helchteren (1) op het Kempisch Plateau in het noordoosten van kaart. De Vroeg-Quartaire Rijn- en Maasafzettingen zijn in de boringen onmiddellijk ten oosten van deze breuk veel dikker dan in de boringen ten westen. Hieruit zou nog een spronghoogte van 5m langs de breuk van Helchteren (1) voor de basis van het Quartair gevonden worden. De huidige afhelling van het Kempisch Plateau zou ontstaan zijn door de relatieve opheffing van de blokken ten oosten van de breuken van Rauw (2) en Voortheide (4) na de afzetting van de Rijn- en Maaszanden en zelfs na het ontstaan van het huidige rivierstelsel op het plateau. Deze opheffing zou net als de subsidentie tevoren, breukgebonden zijn en zou aansluiten bij de opheffing van de Hoge Venen (Stevens, 1947; Paulissen, 1978). Aangezien het huidige verschil in hoogte van de top van de Zanden van Diest op het gezakte blok tussen de breuk van Beringen (12) en de breuken van Korspel (6) en Zolder (5) ten opzichte van deze op omliggende blokken 15 à 20m bedraagt, zou dit betekenen dat de gemiddelde beweging langs deze breuken sinds de Elster-ijstijd ongeveer 0.1mm per jaar bedraagt. Dit moet dus ook de gemiddelde snelheid van de riviererosie tussen de heuvels in de Zanden van Diest op het blok ten westen van de breuk van Beringen (12) geweest zijn. De grootste bewegingen in het Quartair langs de randbreuken van de slenk worden op 0.8mm per jaar geschat (Geluk et al., 1994).

De afzettingen van de Demer en de zuidelijke bijrivieren werken reliëf nivellerend. De diepe insnijdingen van deze rivieren, ontstaan tijdens de laatste ijstijd, zijn duidelijk in het reliëf van de top van het Tertiair zichtbaar. Deze rivierdalen zijn allemaal opgevuld met alluviale sedimenten van gemiddeld 10m dik. Voor de Demer zelf kan de dikte van het alluvium gemakkelijk tot 20m oplopen (fig. 24). Ten oosten van Hasselt is er in het bovenvlak van de Tertiaire sedimenten een diepe kom aan-wezig, opgevuld met 20m dikke Quartaire alluviale afzettingen, waaronder veel materiaal afkomstig uit de Ardennen. Dit materiaal lijkt afkomstig van het Kempisch Plateau in het oosten, aangevoerd door de kleinere bijrivieren van de Demer die er waarschijnlijk de Grinden van Zutendaal geërodeerd hebben. Ten noorden van Hasselt en tussen Hasselt en Bolderberg heeft de Demer een diepe smalle kloof uitgeschuurd. Deze is eveneens geheel opgevuld met een dik alluviaal pakket. Ook hier hebben de breuken waarschijnlijk een rol gespeeld bij de oriëntatie van de loop van de Demer. Opvallend hierbij is dat ten oosten van de breuk van Beringen (12) de bedding van de Demer 5m dieper ligt dan ten westen (fig. 23a). Dit hoogteverschil kan niet toegeschreven worden aan de erosieve werking van de Demer. Met uitzondering van enkele speciale gevallen, is het voor een rivier onmogelijk stroomopwaarts een diepere bedding uit te schuren dan stroomafwaarts. Bovendien zou een hoogteverschil van 5m een onoverkomelijke hindernis gevormd hebben voor de Demer. Een verklaring is waarschijnlijk opnieuw te vinden in de zakking van het blok tussen de breuk van Beringen (12) en de breuk van Zolder (5). Waarschijnlijk hebben binnen dit blok ook bewegingen

langs breuken (9), (10) en (11) een rol gespeeld. Deze breukwerking moet plaats gehad hebben nadat de rivier haar de diepste bedding had uitgeschuurd. Aangezien de grootste riviererosie tijdens de laatste ijstijd, de Weichsel-ijstijd, is opgetreden, zou dit betekenen dat het blok tussen de breuk van Beringen (12) en de breuk van Zolder (5) sindsdien aan een gemiddelde zakking van 0.1 à 0.2mm per jaar onderhevig was. Dit bedrag is gelijkaardig aan hetgeen hierboven voor hetzelfde blok uit de erosie sinds de Elster-ijstijd berekend werd. Ten westen van Bolderberg zijn twee oude lopen van de Demer in het reliëf van het topvlak van het Tertiair waar te nemen (fig. 22). Beiden zijn opgevuld met 15 tot 20m dik alluvium en zijn in het huidige reliëf niet meer zichtbaar. De huidige loop van de Demer ten westen van Stokrooie is daarentegen weinig diep en de Quartaire opvulling is er niet dikker dan 8m.

Verder naar het westen in de omgeving van Herk-de-Stad vullen 10 tot 12m dikke alluviale afzettingen een breed dal in de het bovenvlak van het Tertiair en vormen zo de huidige vlakte. Dit is de depressie van Halen-Schulen. In de huidige topografie ligt ze op 20m boven de zeespiegel. Een gedetailleerde studie van het reliëf toont aan dat deze vlakte ten westen afgesloten wordt door een opwelling tot 22m. De alluviale sedimenten van de Demer liggen stroomopwaarts dus 2m lager. Dit verschijnsel is op verschillende manieren verklaard geweest. Aanvankelijk werd er gedacht aan een synklinale zakking in de top van het Paleozoïcum die zich tot in het huidige reliëf zou doorgezet hebben (Van de Poel, 1937, 1942; Stevens, 1932, 1942; Stevens & Van de Poel, 1943). Andere verklaringen waren de afsluiting van de depressie door een kegel van alluviaal materiaal en door de oeverwallen van de Gete (Mathijs, 1973) en door windwallen van zandleem opgewaaid uit de rivier-vlakte tijdens de Weichselijstijd (Gullentops et al., 1981). Een andere mogelijkheid is dat breuk (20), die ter hoogte van de Gete en van de 2m hoge afsluiting van de depressie van Halen-Schulen dagzoomt, nog recent in het Quartair actief is geweest. Een spronghoogte van 2m in het alluvium van de Demer zou betekenen dat er vanaf het einde van de Weichselijstijd, sinds de afzetting van deze Holocene sedimenten, een gemiddelde zakking van 0.2mm jaar is opgetreden. Verder naar het westen, ten noorden van Diest is in de huidige topografie een sterk uitgesproken reliëf in de Demervallei aanwezig. De smalle doorgang die de Demer er op weg naar het westen door de heuvels van het Hageland in de Zanden van Diest heeft uitgeschuurd, wordt er deels door een sediment-pakket van 10 tot 15m dikte opgevuld. Het oorspronkelijke reliëf ter hoogte van Diest moet dus nog veel scherper geweest zijn, zoals te zien is in het bovenvlak van het Tertiair. Het is dus duidelijk dat de sedimenten van de Demer en de zuidelijke bijrivieren overal een reliëf verzachtend effect hebben.

In tegenstelling tot de zuidelijke bijrivieren zijn de sedimenten van de riviertjes ten noorden van de Demer maar weinig dik. Het reliëf van het bovenvlak van het Tertiair wordt er gevormd door de westzuidwest-oostnoordoost gerichte heuvels in de Zanden van Diest. De riviertjes stromen in de depressies tussen de oorspronkelijke zandbanken van de Diestzee. Tijdens de laatste ijstijd heeft de riviererosie ervoor gezorgd dat dit reliëf nog meer geaccentueerd werd. Tijdens het Holoceen werden er weinig dikke alluviale sedimenten afgezet. Ze zijn er bijna nooit dikker dan 2.5m zodat de huidige topografie maar weinig verschilt van het reliëf van het topvlak van het Tertiair. Nog een merkwaardigheid is dat deze riviertjes in het noordoosten zich zeer diep in het Kempisch Plateau in de dikke Rijn- en Maaszanden hebben ingesneden. Het gevolg is dat de Quartaire afzettingen in de rivierdalen, de alluviale sedimenten, er dunner zijn dan de Quartaire afzettingen, de Rijn- en Maassedimenten, erbuiten.

Ten noorden van de Demer in de Zuiderkemp en op het Kempisch Plateau is de dikte van de eolische dekzanden gewoonlijk minder dan 1m. Dit geldt ook voor het Quartaire dek op de heuvels van het Hageland. Waar het dekzand tot landduinen is opgewaaid, daar kan de dikte van dit dekzand-pakket meer dan 5m bedragen. Het zandleempakket in Haspengouw ten zuiden van de Demer is gemiddeld 2.5m dik maar het kan gemakkelijk tot 5m oplopen (fig. 24).

De aansluiting van de isopachen en de isohypsen van het Quartair van het kaartblad Hasselt aan het bovenliggend kaartblad Mol is problematisch. Op het kaartblad Mol waren er in het zuidoosten op het Kempisch Plateau slechts weinig gegevens beschikbaar. Men is er dus van de hypothese vertrokken dat de Rijn- en Maaszanden over de hele oppervlakte een constante dikte van ongeveer 4m

hebben. Deze sedimenten blijken echter zeer variabel in dikte te zijn en kunnen gemakkelijk een dikte van 10m bereiken. Het gevolg is dat de isohypsen van de top van het Tertiair in het zuidoosten van het kaartblad Mol ongeveer 5m te hoog liggen en dat de isopachen er dus gemiddeld 5m te dun zijn.

3.3.9. Profielen

Om een duidelijk driedimensionaal beeld van de ruimtelijke verbreiding van de verschillende lithologische eenheden te geven, zijn er 5 profielen getekend. De keuze van de profiellijnen werd bepaald, enerzijds door de ligging van de boringen en anderzijds natuurlijk door de geologisch-structurele opbouw van het terrein. Er werd getracht zoveel mogelijk representatieve diepe boringen in de profielen te incorporeren. De structurele opbouw bepaalde de richting van de profiellijnen, 3 langsprofielen en 2 dwarsprofielen. De langsprofielen hebben een noord-zuid oriëntatie en zijn gelegen binnen de breukgebonden blokken. Ze liggen ongeveer evenwijdig met de helling van de lagen. De dwarsprofielen lopen daarentegen evenwijdig aan de strekking van de lagen en snijden de verschillende breuken en blokken. Ze hebben ongeveer een oost-west oriëntatie. De horizontale schaal van de profielen is 1/50000, de verticale schaal 1/2000. Er werd dus een hoogte overdrijving van 25 maal gebruikt. Omwille van de duidelijkheid werd er op de profielen in deze verklarende tekst een aantal horizonten weggelaten. Zo worden alle pakketten van de Rupel Groep in één laag samen genomen. Ook de verschillende formaties van de Tongeren Groep worden als één geheel voorgesteld. Waar er op de profielen op schaal 1/50000 nog onderverdelingen zijn in verschillende leden, wordt de formatie als kleinste voor te stellen eenheid gebruikt op de profielen in de tekst. Bepaalde fenomenen hieronder beschreven, zijn dus enkel op de profielen in bijlage op schaal 1/50000 waar te nemen.

3.3.9.1. Langsprofielen (fig. 25, 26 en 27)

Profielen 1, 2 en 3 zijn langsprofielen. Profiel 1, gelegen in het westen van de kaart, loopt over Halen en Diest naar Vorst-Laakdal. In het midden van het terrein, van Stevoort naar Beringen, ligt profiel 2. Profiel 3 gaat van Hasselt naar Beverlo en ligt in het oosten in het meer geëccidenteerde deel van het kaartblad.

Op alle profielen valt op dat de Tertiaire lagen lichtjes naar het noorden hellen. Deze helling neemt toe van het zuiden (0.35°) naar het noorden (0.6°) en van boven naar onder (0.85°). De pakketten worden tevens dikker naar het noorden. Eveneens opvallend zijn de verschillende discordantievlakken. Een eerste discordantievlak wordt gevormd door de basis van de Quartaire sedimenten. Een tweede vlak is de basis van de Zanden van Diest. In het westen op profiel 1 komt het erosieve karakter van dit vlak goed tot uiting in de dubbele geulvorm met onderaan in de diepste punten de opvulling met de fijne Zanden van Dessel. Het Grind van Elsloo, de basis van de Zanden van Bolderberg, is een derde discordantievlak. Op profiel 3 is er een duidelijke hoekrelatie waarneembaar tussen de Miocene en de Oligocene sedimenten. Een vierde vlak, de basis van de Formatie van Sint-Huibrechts-Hern, vormt ook een belangrijke hoekdiscordantie met alle onderliggende lithologische eenheden. Van het zuiden naar het noorden en van het westen naar het oosten zijn dit het Lid van Halen, het Lid van Grandglise, het Lid van Loksbergen, het Lid van Saint-Maur, het Lid van Moen en de Formatie van Brussel. De basis van het Lid van Loksbergen is een vijfde discordantievlak. Van het westen naar het oosten, dus van profiel 1 over profiel 2 naar profiel 3, verplaatst deze insnijding met lagunaire sedimenten zich steeds verder noordwaarts. Ze staat rechtstreeks in contact met de verschillende leden van de Formatie van Hannut. De basis van het Klastisch Tertiair, wordt nu eens gevormd door het Lid van Opoeteren, dan weer door het Lid van Orp en op andere plaatsen zelfs door het Lid van Gelinden. Dit vlak is dus wel degelijk een discontinuïteitsvlak, in tegenstelling tot de grens tussen de Tertiaire en de Mesozoïsche gesteenten. Tussen deze twee eenheden lijkt geen echte discordantie te bestaan. De sedimentatie is er quasi continu geweest, vandaar ook de moei-

lijkheid om aan de hand van lithologische beschrijvingen de grens tussen de Formatie van Houthem en de Formatie van Maastricht te bepalen. Een zevende discordantievlak wordt gevormd door de grens tussen de afzettingen van het Krijt en die van het Paleozoïcum. Dit vlak wordt gekenmerkt door een uitgesproken hoekdiscordantie. De basis van de sedimenten van het Krijt helt ongeveer 1° terwijl de helling van de Paleozoïsche lagen varieert van 5 tot 25°. In het noordoosten van de kaart wordt dit vlak lokaal gevormd door de grens tussen de gesteenten van het Krijt en het Perm-Trias.

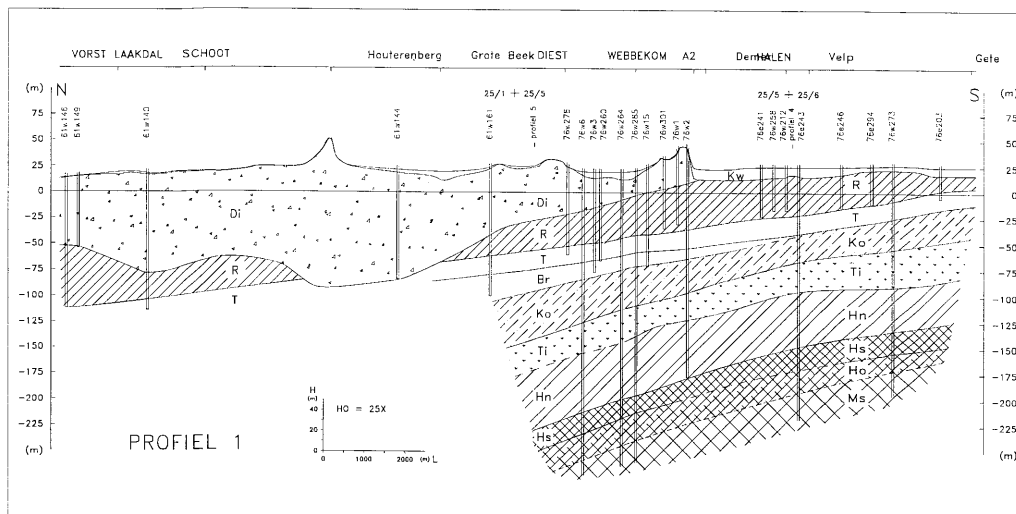
Verder zijn van het westen (profiel 1) naar het oosten (profiel 3) de volgende fenomenen belangrijk. In de Demervallei in het zuiden zijn er de dikke Quartaire sedimenten. Op de heuvels in de Zanden van Diest daarentegen is het Quartaire dek zeer dun, bijna onbestaande zelfs. Naar het oosten toe verschijnen de Zanden van Bolderberg en de Zanden van Voort. Beide formaties worden dikker in die richting. Opvallend is het wigvormig sedimentlichaam van de Zanden van Voort, die waarschijnlijk nergens dagzomen. Ook de Zanden van Eigenbilzen verschijnen naar het oosten toe. In het noorden is er duidelijk de laterale overgang van deze formatie naar de Klei van Boom. Geheel in het zuidoosten is er de verticale opeenvolging van alle laterale faciës van de Formatie van Boom. Van boven naar onder zijn dit, de Zanden van Eigenbilzen, de Klei van Boom, de Zanden van Kerniel, de Klei van Kleine-Spouwen en de Zanden van Berg. Naar het oosten verdwijnt eerst de Formatie van Brussel en dan ook de Formatie van Kortrijk. Eveneens oostwaarts neemt dan weer de dikte van het Lid van Waterschei en het Lid van Gelinden snel toe.

3.3.9.2. Dwarsprofielen (fig. 28, 29 en 30)

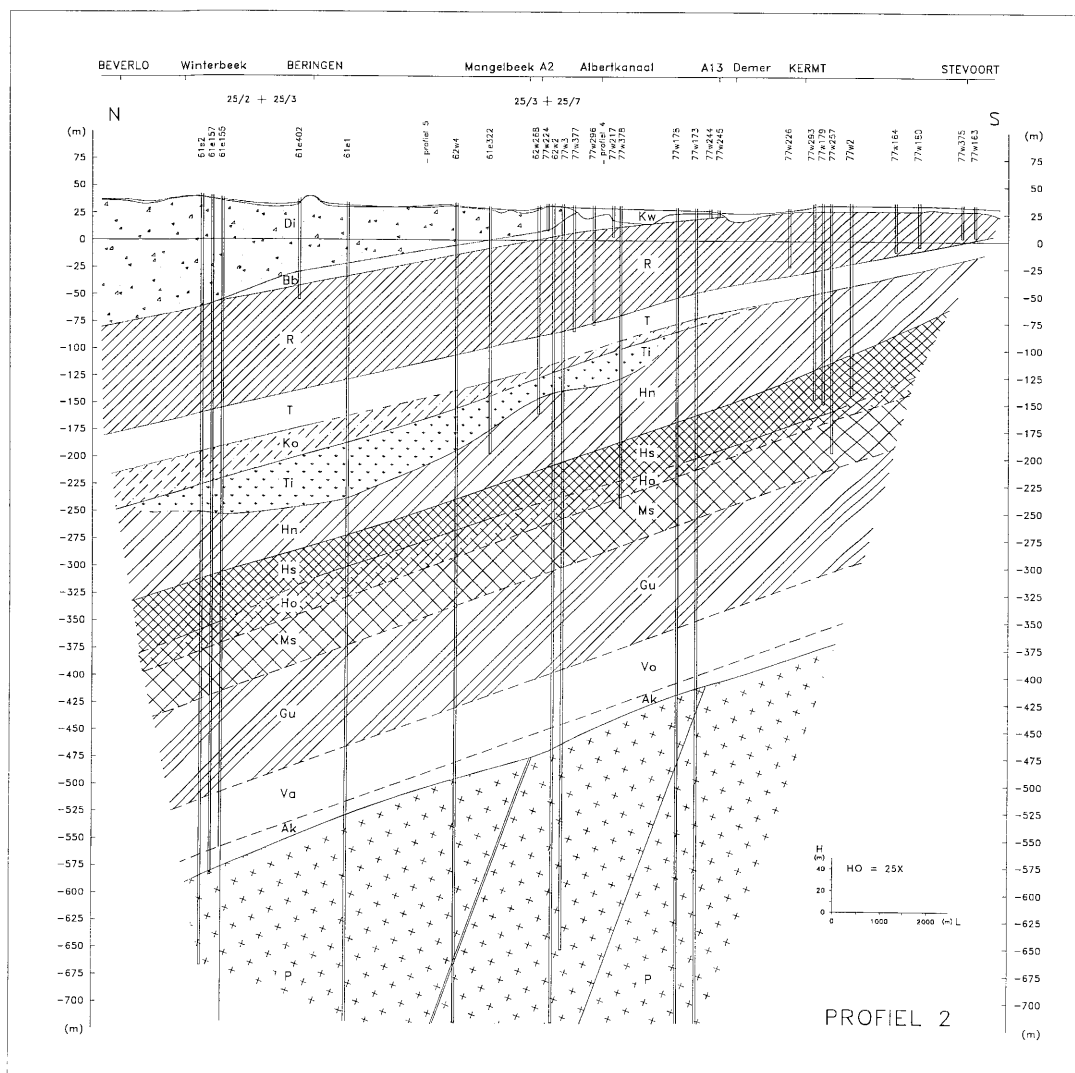
Profielen 4 en 5 zijn dwarsprofielen. Profiel 4 ligt in het zuiden van de kaart. Deze profiellijn vertrekt in het meest zuidwestelijke dagzoomgebied van de Formatie van Diest en de Formatie van Bolderberg nabij Waanrode. Ter hoogte van Schulen gaat ze over de dagzoomvlakte van de Klei van Boom en de Zanden van Eigenbilzen. Net ten noorden van Bolderberg snijdt de lijn enkele heuveltjes waar de Formatie van Bolderberg opnieuw aan de oppervlakte komt en uiteindelijk komt ze in het oosten bij Houthalen terug in het dagzoomgebied van de Formatie van Diest. Profiel 5 is meer naar het noorden gelegen. Het gaat van Diest over Heusden tot Helchteren. De Formatie van Diest is over de hele lengte van dit profiel ontsloten.

De dwarsprofielen tonen dat alle lagen lichtjes naar het oosten hellen en dat ze oostwaarts stapsgewijs langs de verschillende breuken steeds dieper in de ondergrond komen te liggen. De verschillende discordantievlakken evenals de andere lithologische verschijnselen zoals hierboven beschreven zijn ook hier terug te vinden. Belangrijk aan deze profielen is evenwel het inzicht dat ze verschaffen in de breukwerking. Het zuidwest-noordoost georiënteerde overzichtsprofiel (fig. 30) geeft de algemene structurele setting weer. De positie van het profiel is weergegeven op figuur 13 met de lijn A-A'. De belangrijkste breuken zijn genummerd overeenkomstig de nummering op de afgedekte geologische kaart. Er werden 8 referentiehorizonten getekend, de basis van het Tertiair, Krijt, Perm-Trias, Westfaliaan A, het Westfaliaan B, Namuriaan, Dinantiaan en Devoon.

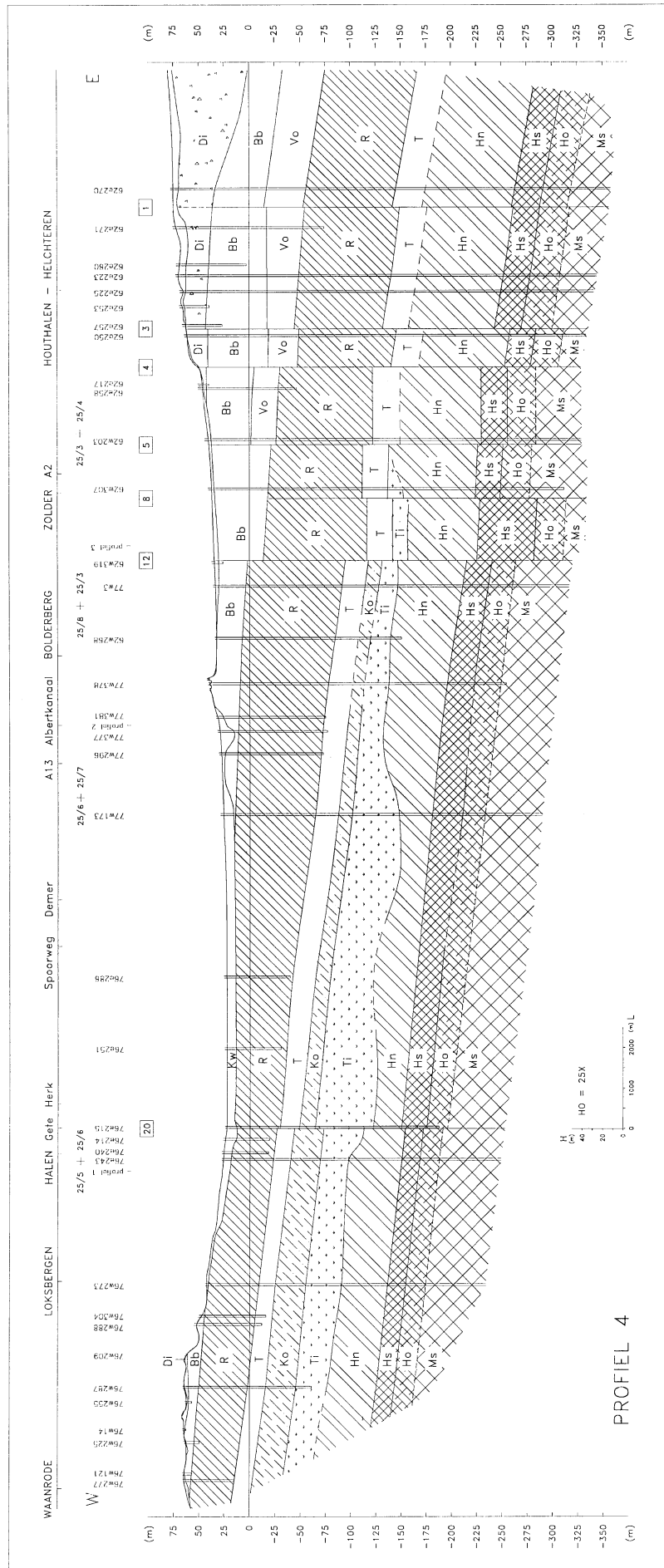
Men ziet een horst/slenk structuur waarbij de breuken van Beringen (12), Hoek (8), Korspel (6), Zolder (5), Lillo (3) en Helchteren (1) een belangrijke rol spelen. De breukbedragen van deze storingen variëren van 150 tot 400m voor wat het Westfaliaan betreft. Enkele breuken zijn volgens seismische interpretatie vanuit het Paleozoïcum door het Krijt tot in de lagen van het Tertiair te vervolgen. De meeste storingen lijken op de seismische profielen echter in de top van het Paleozoïcum of ergens in de basis van het Krijt te stoppen. Een verklaring hiervoor kan zijn dat inverse bewegingen tijdens het Krijt gevolgd door normale bewegingen in het Tertiair en Quartair, elkaar uiteindelijk gecompenseerd hebben. De breukbedragen voor de basis van het Krijt zijn hierdoor relatief klein (Rossa, 1986). Uit boringen en mijnschachten weet men echter dat sommige storingen, zoals bijvoorbeeld de breuk van Lillo (3), toch tot in het Tertiair doorlopen. De breuken van Beringen (12) en Hoek (8) hellen naar het oosten en vormen de oostelijke grens van het westelijke Kempisch Blok. Breuk (1), de breuk van Helchteren, helt naar het westen en vormt de westelijke grens van de "Grauwensteen Horst" (Grosjean, 1936). Tussen deze 3 storingen bevindt



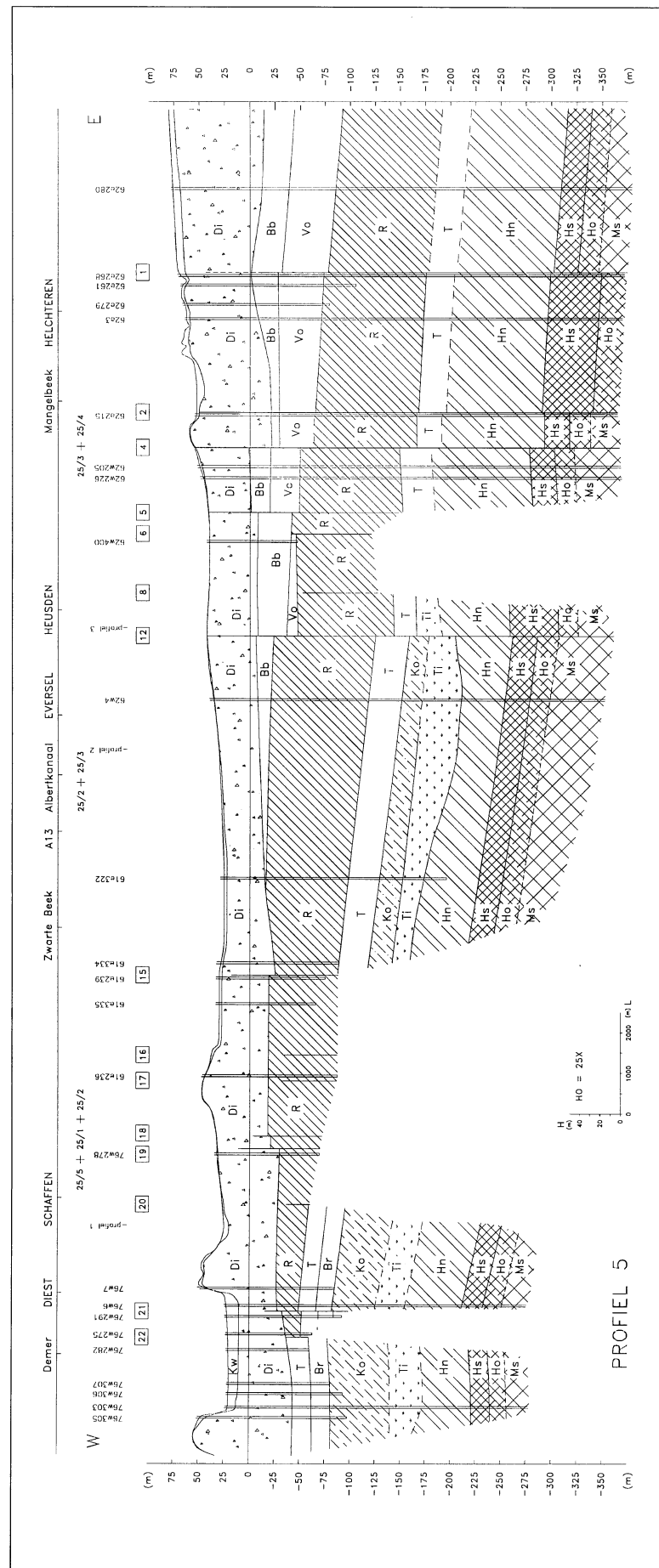
Figuur 25: Langsprofiel 1 van Halen tot Vorst-Laakdal



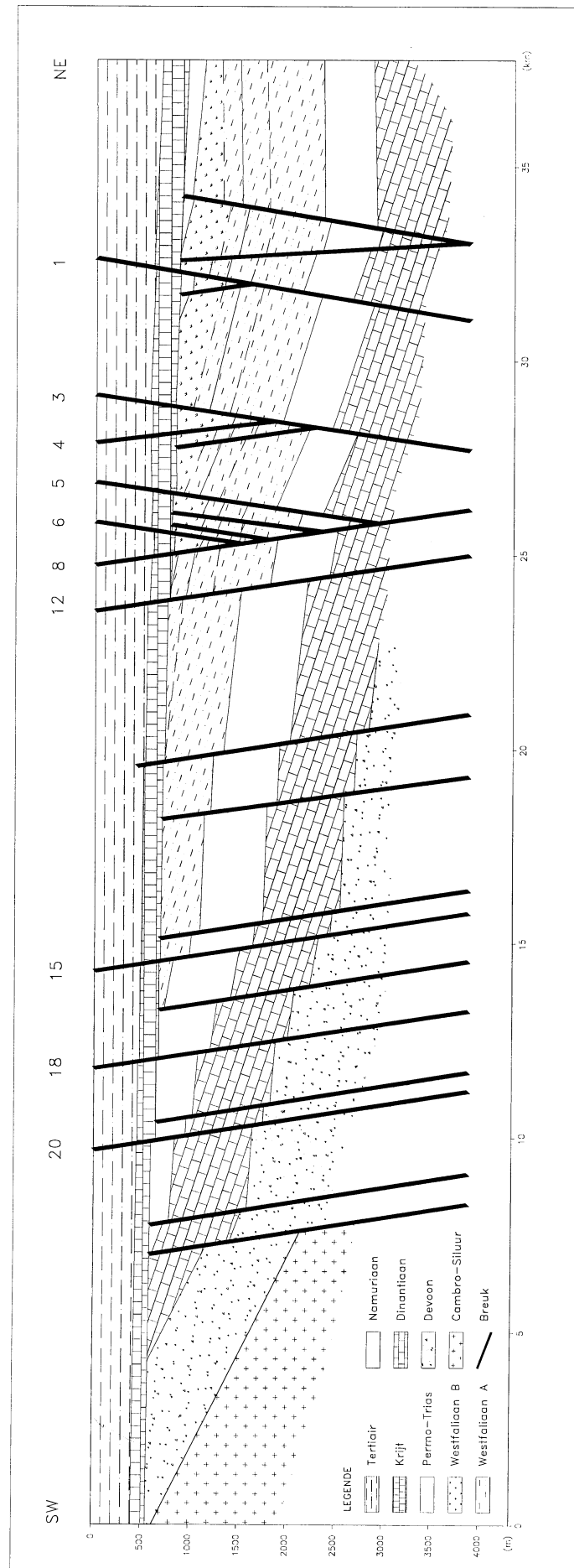
Figuur 26: Langsprofiel 2 van Stevoort tot Beverlo



Figuur 28: Dwarsprofiel 4 van Waanrode tot Houthalen



Figuur 29: Dwarsprofiel 5 van Diest tot Helchteren



Figuur 30: NE-SW profiel met het algemeen geologisch structureel kader van het Bekken van de Kempen op het kaartblad Hasselt

zich een half-graben. De breuken van Zolder (5) en Lillo (3), die eveneens naar het westen hellen, delen deze slenk verder op. Opvallend is dat ten westen van de breuk van Beringen (12) het aantal en het belang van de storingen snel afneemt. De lagen van het Boven-Krijt lijken er zelfs over een grote afstand concordant op die van het Westfalisch.

Ter hoogte van de breuk van Beringen treedt er een belangrijke verandering op in de helling en de strekking van de Paleozoïsche lagen, vroeger gekend als de “ridement de Heusden-Coursel” (Denoël, 1904). Ten oosten van de breuk van Beringen (12) is het terrein veel sterker in blokken opgedeeld. De breukbedragen zijn er tevens veel groter. Hier komt dan ook het discordantievlak tussen de Mesozoïsche en de Paleozoïsche gesteenten goed tot uiting. Naar het oosten toe snijden de lagen van het Boven-Krijt steeds jongere Paleozoïsche lagen af. Geheel in het oosten worden zelfs pakketten van Perm en Trias ouderdom afgesneden. Deze lagen liggen op hun beurt discordant op de gesteenten van het Westfalisch.

De helling van de storingen bedraagt ongeveer 70°. Door de hoogte overdrijving (25x) worden de breuken in de langsprofielen vertikaal voorgesteld. De beweging langs de verschillende breuken heeft niet steeds een zelfde zin gehad. Dit is het best waar te nemen bij een vergelijking van de ligging van het basisvlak van het Boven-Krijt met die van de basis van het Klastisch Tertiair. De variatie in dikte van het pakket Krijt sedimenten is het gevolg van inverse tektonische bewegingen. Die hadden voornamelijk tijdens het begin van het Boven-Krijt plaats en zijn waarschijnlijk het gevolg van een compressief tektonisch regime gekoppeld aan een vroege fase in de Alpiene gebergtevorming (rotatie van de Pyreneeën). Hierdoor kwamen juist de slenken in plaats van de horsten in reliëf te staan, zodat op die plaatsen minder sediment afgezet werd. Vergelijkt men de ligging van de basis van de Boomse Klei met die van de Zanden van Bolderberg langs de breuk van Zolder (5), dan ziet men dat op het kaartblad Hasselt ook later in de geologische geschiedenis nog inverse bewegingen hebben plaats gehad. De variatie in dikte van verschillende Tertiaire pakketten, zoals bijvoorbeeld de sedimenten van het Onder- en het Laat-Oligoceen, toont aan dat er gedurende meerdere perioden langs verschillende breuken synsedimentaire en inverse bewegingen geweest zijn. Niet alleen de breuk van Zolder (5) maar ook de breuk van Beringen (12) heeft na het Paleozoïcum nog een belangrijke rol gespeeld. In het Tertiair bedragen de bewegingen langs deze storing nog tientallen meters. Bovendien lijkt de oostelijke verbrediging van de Formatie van Kortrijk ook in relatie te staan tot deze breuk. Uiteindelijk zijn deze storingen zelfs tot in Quartair te vervolgen. Zo is de breuk van Zolder (5) waarschijnlijk bepalend geweest voor de vorming van het Kempisch Plateau en hebben de breuken van Rauw (2) en Voort (4) de afzetting van de Quartaire Rijn- en Maaszanden beïnvloed.

3.3.10. Overzicht van de tektoniek

Uit de voorgaande kaarten en profielen kwam reeds de ingewikkelde afzettingsgeschiedenis en de complexiteit van de werking van de westelijke randbreuken van de Roermond Slenk tot uiting. Deze breukwerking zal niet continu geweest zijn, maar lijkt eerder bestaan te hebben uit een afwisseling van tektonisch zeer actieve en minder actieve perioden. Voor het kaartblad Hasselt wordt voor de laatste 35 miljoen jaar een korte schets gemaakt.

Voor het Onder-Oligoceen zijn er aanwijzingen van synsedimentaire en zelfs inverse breukwerking. Het pakket sedimenten tussen de Zanden van Berg en de Zanden van Eigenbilzen varieert immers in dikte. Het Laat-Oligoceen is zeker een tijd van verhoogde breukgebonden subsidentie voor het noordoosten van de kaart. De afzetting van de Zanden van Voort blijft immers tot dat gebied beperkt en de dikte ervan loopt over een korte afstand snel op tot 50m en meer. Seismische opnamen tonen bovendien aan dat er een hoekdiscordantie tussen de Formatie van Voort en de Formatie van Eigenbilzen bestaat (Demyttenaere, 1988). Het Onder- en Midden-Mioceen blijkt een tektonisch relatief rustige periode geweest te zijn. De dikte van de zandpakketten tussen de verschillende grindlagen binnen de Formatie van Bolderberg blijft voor het hele gebied constant. Waarschijnlijk was de subsidentie voor het geheel van blokken op het kaartblad constant. Op het einde van het Midden-

Mioceen, nog voor de afzetting van de Formatie van Diest, moet er een hernieuwde werking van de Roermond Slenk en de randbreuken geweest zijn. Een aantal breuken doorsnijden de Zanden van Bolderberg maar zijn niet meer in de Zanden van Diest waar te nemen. Bovendien duikt de geul waarin de laatste zanden tijdens het Laat-Mioceen werden afgezet naar het noordoosten in de richting van de zakkende slenk. Het Laat-Mioceen zelf was voor de Roermond Slenk en zijn directe omgeving een tektonisch actieve periode. Dit kan echter niet onmiddellijk uit de gegevens van deze kaart opgemaakt worden. De Zanden van Diest worden wel door een reeks storingen doorsneden, maar dit is vermoedelijk het gevolg van de herwerking van reeds bestaande breuken tijdens het Pliocene en het Pleistoceen. Strikt genomen kan er over breukwerking tijdens het Pliocene niets gezegd worden, aangezien er geen sedimenten van die ouderdom op het kaartblad Hasselt voorkomen. Uit de sprietlagen binnen de Zanden van Mol net ten noorden van het gekarteerde gebied weet men echter dat er tijdens het Pliocene wel degelijk tektonische activiteit was aan de westrand van de Roermond Slenk (Van Mechelen, 1982; Gullentops & Vandenberghe, 1995). Deze activiteit gaat zeker door tot in het Vroeg-Pleistoceen, zoals blijkt uit de tektonisch bepaalde verbreiding van de Rijn- en Maassedimenten. De vorming van het Kempisch Plateau wijst op nog latere breukbewegingen, vermoedelijk van Midden- of Laat-Pleistocene ouderdom. Ook de betrekkelijk grote diepte waarop de alluviale sedimenten van de Demer stroomopwaarts van Hasselt voorkomen, wijzen nog op Laat-Pleistocene en waarschijnlijk zelfs Holocene breukactiviteiten. De recente aardbeving van april 1992 toont aan dat de Roermond Slenk zelfs nu nog zeer actief is.

4. GRANULOMETRISCH EN MINERALOGISCH ONDERZOEK

In het kader van de nieuwe geologische kartering werd er aan de KULeuven voor enkele boringen op het kaartblad Hasselt een korrelgrootte-analyse uitgevoerd (fig. 31). Tevens werden de percentages aan glauconiet, mica en kalk bepaald. Het doel van het onderzoek was om na te gaan of er herkenbare granulometrische patronen zouden gevonden worden en of hiermee bepaalde lithostratigrafische grenzen beter zouden kunnen bepaald worden. Aan de hand van enkele voorbeelden zal het korrelgroottepatroon van de verschillende zanden boven de Boomse Klei in het kort uitgelegd worden. Op de figuren wordt in de rechter kolom het percentage aan klei en silt weergegeven. De linker kolom stelt de procentuele verdeling van de verschillende klassen binnen de zandfractie voor. De volgende granulometrische klassen worden gebruikt :

- grof zand: 1 tot 0.5mm
- middelmatig zand: 500 tot 250µm
- fijn zand: 250 tot 125µm
- zeer fijn zand: 125 tot 62µm
- silt: 62 tot 2µm
- klei: < 2µm

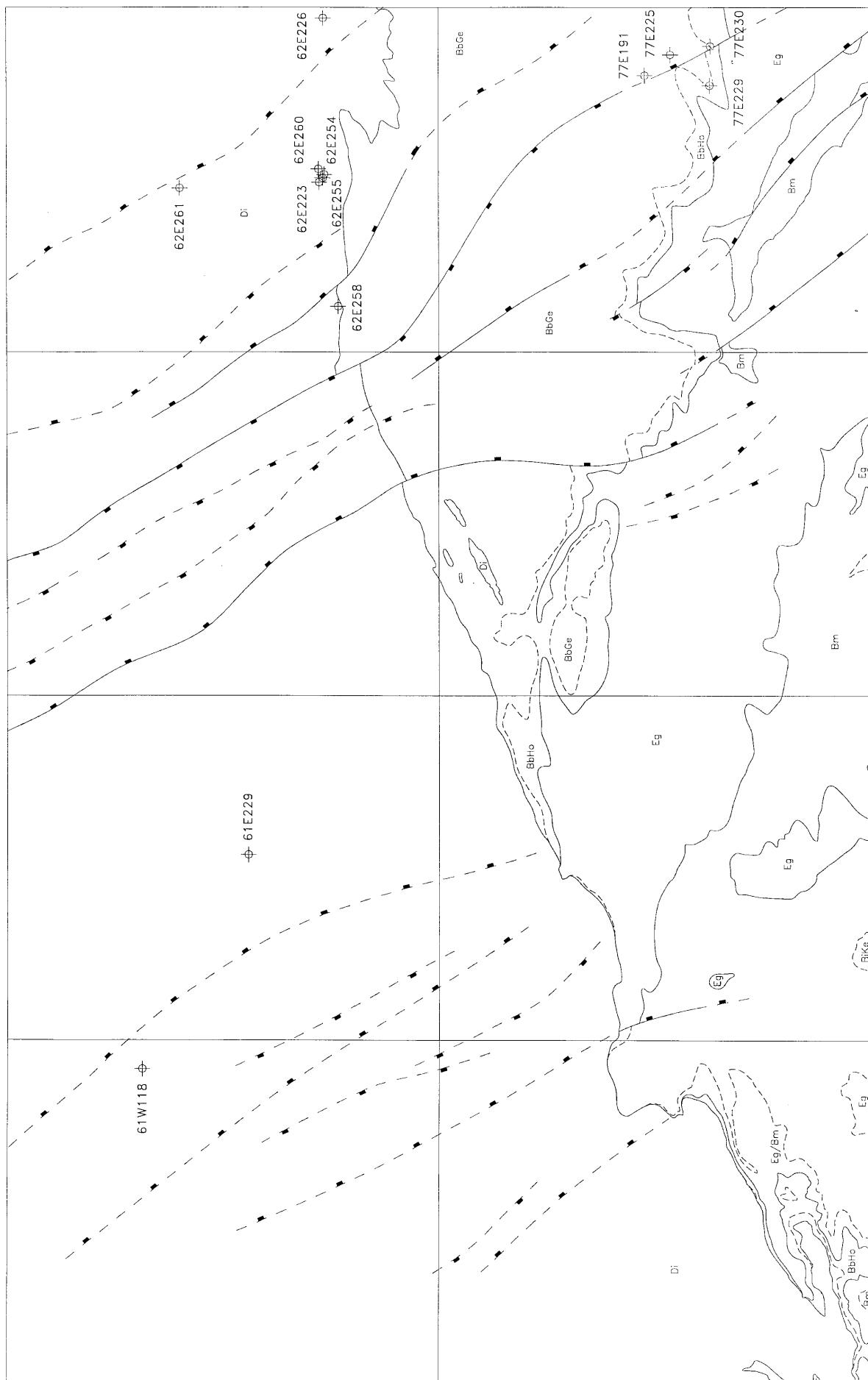
Het korrelgroottepatroon van de Formatie van Diest (fig. 32) toont een slecht gesorteerd zand. De verschillende granulometrische klassen komen allen ongeveer met een gelijk percentage voor, ongeveer 33% van de partikels is groter dan 350µm, 33% is gelegen tussen 350 en 250µm en 33% is kleiner dan 250µm. Aangezien meer dan 60% van het zand een korrelgrootte groter dan 250µm heeft, kan er gesproken worden van een middelmatig tot grof zand. Dit zand is niet alleen slecht gesorteerd, maar het vertoont bovendien een sterk wisselende korrelgrootteverdeling over de hele dikte van de formatie. Belangrijk voor de herkenning van deze lithologische eenheid is het hoge silt- en kleigehalte, gemiddeld 20%, en het hoge percentage aan glauconiet, ongeveer 25 à 30%. Het silt-kleigehalte neemt toe naar de top van de formatie. Lokaal kunnen de Zanden van Diest een beetje mica bevatten (fig. 33-34), maar kalk komt niet voor. Opvallend is het verschil in korrelgrootte van de Zanden van Dessel (DiDe), het onderste Lid van de Zanden van Diest, met de rest van de formatie (fig. 32). Enkel de onderste 30m van de korrelgroottecurve geven een representatief beeld, aangezien er van de bovenste 35m maar één staal ter beschikking was (d.i. bij de boring werd er maar één staal van de

bovenste 35m genomen, zodoende was er maar één staal van dit bereik in de lithotheek van de BGD aanwezig). De overgang naar het Lid van Dessel is zeer abrupt. Zowel het silt-kleigehalte als de hoeveelheid glauconiet zijn gehalveerd. Meer dan 60% van het zand behoort tot de korrelgroottefractie tussen 177 en 125µm. En de korrelgrootteverdeling blijft vrij constant over de hele dikte van het pakket. Deze zanden zijn dus zeer goed gesorteerd. Bovendien zijn ze veel fijnkorreliger dan de rest van de formatie. Al deze waarnemingen wijzen op een gans ander sedimentatiemilieu dan voor het typische grofkorrelige faciës van de Zanden van Diest.

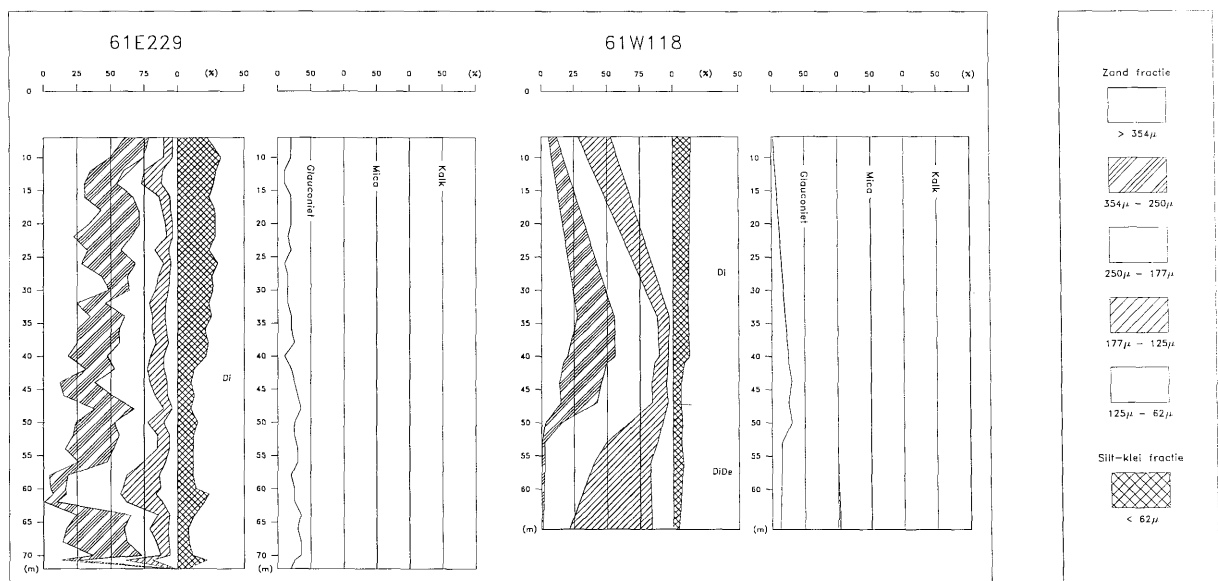
Granulometrisch gezien kan de Formatie van Bolderberg in 3 pakketten opgedeeld worden (fig. 33-34). Het onderste en meest fijne pakket is ongeveer 20m dik. Gemiddeld 50% van alle zandpartikels behoort tot de korrelgroottefractie tussen 177 en 125µm en 40% tussen 125 en 62µm. De overige 10% bevindt zich bijna volledig in het korrelgroottebereik tussen 250 en 177µm. Het middelste pakket heeft een dikte van 30m. Ongeveer 60% van de zandpartikels bevindt zich in de fractie tussen 177 en 125µm, 20% is kleiner dan 125µm en de rest ligt tussen 250 en 177µm. In beide gevallen kan er gesproken worden van een fijn zand, dat zeer goed gesorteerd is. Bovendien blijft binnen elk pakket de korrelgrootteverdeling nagenoeg constant. In boring 62E261 nabij Helchteren werden er op de grens tussen deze 2 zandeenheden wortelsporen, zandsteenconcreties, schelpfragmenten en een zwarte silex gevonden. Het bovenste pakket is de meest grove eenheid. De korrelgrootte neemt er van onder naar boven toe. Onderaan heeft 40 à 50% van de zandkorrels een grootte tussen 177 en 125µm, 25% is groter dan 177µm en 25% is kleiner dan 125µm. Bovenaan is er nog slechts 25% in de granulometrische klasse tussen 177 en 125µm, 40% bevindt zich in de fractie van 250 tot 177µm, 25 à 30% is groter dan 250µm en de rest heeft een korrelgrootte kleiner dan 125µm. Het zand is dus ook minder goed gesorteerd. De grens tussen dit zandpakket en de twee vorige wordt gevormd door het Grind van Opgrimbie. In ontsluiting was reeds duidelijk te zien dat de zanden onder en boven deze grindlaag een andere korrelgrootteverdeling hadden. Het silt-kleigehalte bedraagt gemiddeld 5% voor het bovenste en het middelste pakket. In het onderste pakket behoort ongeveer 10% van alle partikels tot de silt-kleifracie en helemaal onderaan in het Lid van Houthalen kan dit 15% zijn.

In de hele formatie komt er geen glauconiet en geen kalk voor behalve in het Lid van Houthalen (ongeveer 5% en 5%). De fossielen en schelpfragmenten in het Lid van Genk zijn immers verkiezeld. Daarentegen is er wel veel mica aanwezig. Voornamelijk in het tweede pakket komen overvloedig glimmers voor (gemiddeld 20%). In het onderste pakket is het gehalte aan mica kleiner en het bovenste pakket bevat helemaal geen glimmers meer. In ontsluiting was er in het bovenste pakket een gekruiste gelaagdheid waar te nemen. Dit wijst op een turbulent milieu of tenminste een sedimentatiemilieu waar stromingen een belangrijk rol speelden. In een afzettingsmilieu met sterke stromingen zullen zowel de kleine zandkorrels als de micablaadjes geen kans krijgen te sedimenteren. De glimmers zullen in suspensie blijven en de kleine zandkorrels zullen met de stroming verder getransporteerd worden. Dit verklaart enerzijds het hoge percentage aan grote zandkorrels en anderzijds de afwezigheid van de mica's.

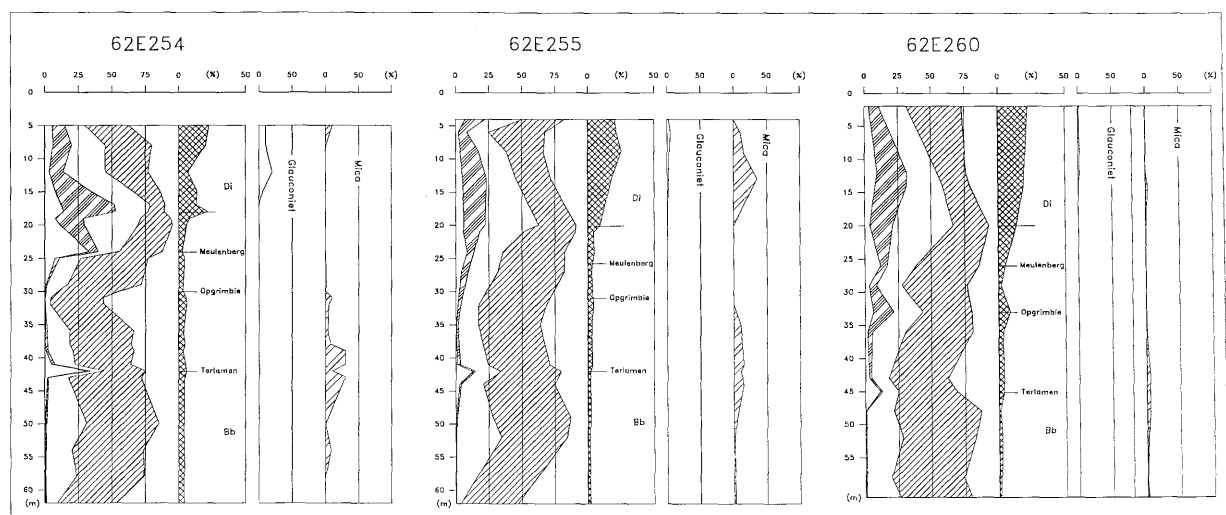
Verder vallen de 3 grindlagen in de korrelgroottecurven op. Ter hoogte van deze lagen is er steeds een toename in silt-kleigehalte. Belangrijk is ook het verschil in korrelgrootte van de Zanden van Houthalen tussen boringen in het zuiden van het kaartblad en boringen in het noorden. Terwijl in het noorden 80 à 90% van de partikels een korrelgrootte tussen 177 en 62µm heeft, bevindt zich in het zuiden 80% van de zandkorrels in fractie tussen 250 en 125µm (fig. 33-34). Een gelijkaardige verschuiving in korrelgrootte is er waar te nemen voor het middelste pakket tussen het kaartblad Hasselt (25) en meer oostelijk het kaartblad Rekem (26). Terwijl op het kaartblad Hasselt 60% van de zandkorrels een grootte tussen 177 en 125µm heeft, behoort in het oostelijk equivalent, de Zanden van Maasmechelen (eveneens onder het Grind van Opgrimbie gelegen), meer dan 60% van de partikels tot de fractie 250-177µm (Gullentops, 1963, 1973). De belangrijkste criteria om de Formatie van Bolderberg van de Formatie van Diest te onderscheiden, zijn enerzijds de plotse terugval van het silt-kleigehalte in de Zanden van Bolderberg en anderzijds de afwezigheid van glauconiet. Waar de Formatie van Diest de Zanden van Bolderberg in het onderste of het middelste "granulometrisch"



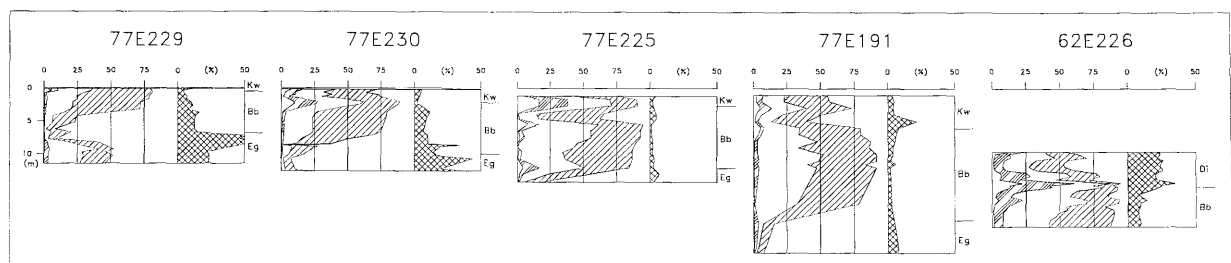
Figuur 31: Situering van de verschillende boringen met korrelgrootte-analyse op het kaartblad Hasselt



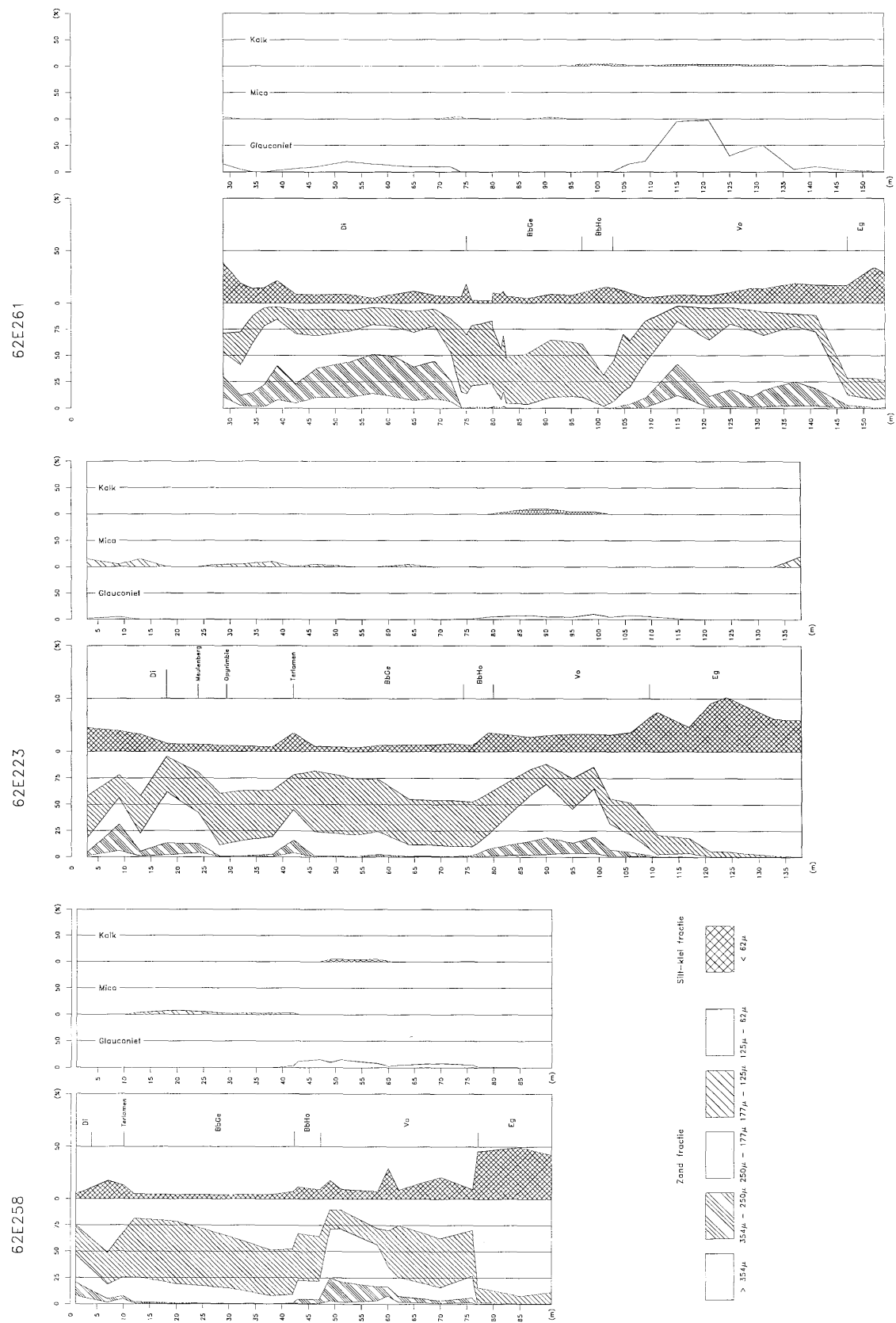
Figuur 32: Korrelgrootte-analyse van de Formatie van Diest



Figuur 33a: Korrelgrootte-analyse van de Formatie van Bolderberg (1)



Figuur 33b: Korrelgrootte-analyse van de Formatie van Bolderberg (2)

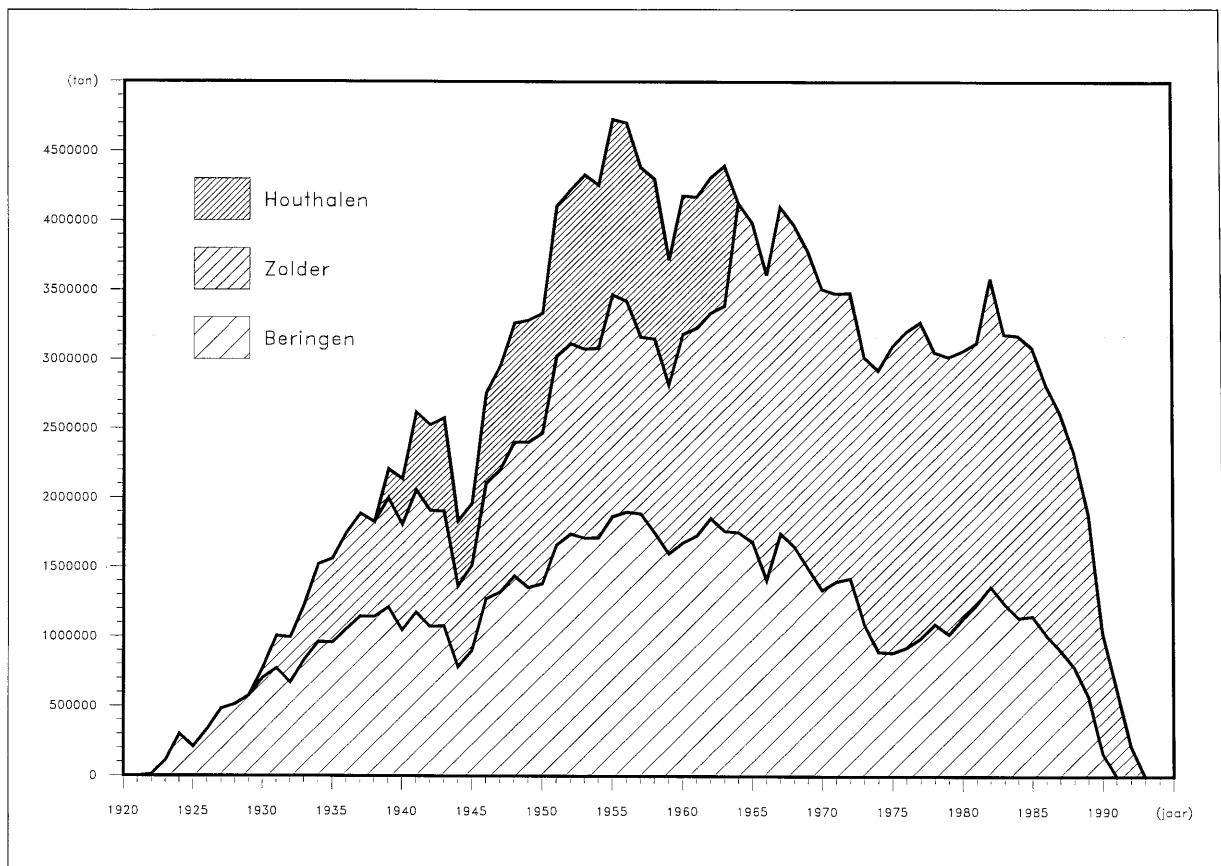


Figuur 34: Korrelgrootte-analyse van de verschillende zanden boven de Rupel Groep

pakket afsnijdt, kan de korrelgrootteverdeling binnen de zandfractie ook als middel gebruikt worden om de grens tussen beide lithostratigrafische eenheden te bepalen. Rust de Formatie van Diest echter op het bovenste pakket van de Zanden van Genk, dan is dit niet mogelijk.

De Zanden van Voort zijn middelmatige tot fijne zanden. Ze zijn minder goed gesorteerd dan de Zanden van Bolderberg en de korrelgrootteverdeling varieert over de ganse dikte van het pakket. Algemeen gezien worden de zanden grover naar het midden van de formatie. Gemiddeld 50% van het zand behoort tot de zandfractie tussen 250 en 177µm, 25% ligt tussen 345 en 250µm en 25% bevindt zich in de klasse van 177 tot 125µm. Het silt-kleigehalte van de formatie bedraagt 15 à 20%. Verder bevatten de Zanden van Voort gemiddeld 5% kalk en 10% glauconiet. Opmerkelijk is dat in het bovenste deel van de formatie het glauconietgehalte plaatselijk kan oplopen tot bijna 100%. Dit zou kunnen verklaren, waarom bij boorgatmetingen, de formatie een hoge gammastraling geeft (hoog kleigehalte), terwijl ook de resistiviteit vrij groot is (grote korrelgrootte). De aanwezigheid van glauconiet en kalk en de afwezigheid van mica zijn goede aanwijzingen bij het bepalen van de grens tussen de Formatie van Voort en de Formatie van Bolderberg. De grens tussen beide formaties wordt echter best getrokken op basis van de sprong in korrelgrootte binnen de zandfractie.

Op basis van boorbeschrijvingen is de grens tussen de Formatie van Voort en de Formatie van Eigenbilzen meestal moeilijk te bepalen. Ogenschijnlijk lijken beide zandpakketten geleidelijk in elkaar over te gaan. In het zuiden van het kaartblad geldt dit ook voor de Zanden van Houthalen en de Zanden van Eigenbilzen, aangezien de Formatie van Voort daar niet meer voorkomt. Aan de hand van granulometrisch onderzoek is er nochtans een duidelijk onderscheid te maken tussen de verschillende lithostratigrafische eenheden (fig. 33 en 34). De bovengrens van de Formatie van Eigenbilzen wordt voornamelijk gekenmerkt door de plotse toename in hoeveelheid silt-klei. Het gehalte aan silt-klei kan gemakkelijk 50% bereiken. Daarenboven zijn de Zanden van Eigenbilzen in vergelijking met de Zanden van Voort zeer goed gesorteerd. Meer dan 75% van het zand heeft een korrelgrootte



Figuur 35: Steenkoolproductie in de westelijke mijnzetels van het Bekken van de Kempen

van 125 tot 62µm. De rest van de zandpartikels bevindt zich hoofdzakelijk in de fractie tussen 177 en 125µm. Het is dus een zeer fijn zand, veel fijner dan de Zanden van Bolderberg. De grens van de Formatie van Eigenbilzen met de bovenliggende pakketten kan dus het best getrokken worden aan de hand van de sprong in het silt-kleigehalte en de grote sprong in korrelgrootte binnen de zandfractie.

Het is duidelijk dat mineralogisch en granulometrisch onderzoek een waardevol hulpmiddel zijn in het geologisch onderzoek. De karakteristieke korrelgroottepatronen van de verschillende formaties laten toe de lithostratigrafische grenzen beter te bepalen. Zelfs de verdeling van veel voorkomende mineralen, zoals glauconiet en mica, kan hierbij een leidraad vormen. Zeker daar waar er op het eerste zicht aan de hand van boorbeschrijvingen geen duidelijk onderscheid te maken is tussen de opeenvolgende lithologische eenheden, zoals in het geval van de verschillende zanden boven de Boomse Klei, kan een korrelgrootte-analyse een oplossing brengen.

5. TOEGEPASTE GEOLOGIE

5.1. Nuttige delfstoffen

Steenkool was ongetwijfeld de belangrijkste van alle delfstoffen op de kaart. Deze brandstof werd voor het eerst in 1901 in het Bekken van de Kempen aangeboord. Vanaf 1914, toen de eerste steenkolen werden bovengehaald, tot met de sluiting van de mijnen werden de steenkoollagen van het Boven-Westfaliaan A en het Westfaliaan B ontgonnen. Dit gebeurde op het kaartblad Hasselt vanuit de mijnzetels van Beringen, Zolder en Houthalen. De steenkoolproductie in de westelijke mijnzetels van het Kempisch Steenkoolbekken startte effectief in 1922 met de ingebruikneming van de mijnzetel van Beringen. Zolder ging in productie vanaf 1930 en Houthalen, als laatste Kempische steenkoolmijn pas in 1939. De maximale productiecijfers werden bereikt in de vijftiger jaren: gemiddeld 1.750.000 ton per jaar in Beringen, 1.500.000 ton in Zolder en 1.250.000 ton in Houthalen (fig. 35). De zetel van Houthalen werd reeds in 1964 met de zetel van Zolder samengevoegd, zodat deze laatste mijn de belangrijkste werd in het Kempisch kolenbekken. Een versnelde sluiting leidde in 1992 tot de stopzetting van alle steenkoolontginning en tot de demping van alle schachten in de eropvolgende jaren. De laatste steenkool werd in de mijn van Zolder bovengehaald (Dusar, 1996).

Dit betekent niet dat er geen steenkoolreserves meer zijn. Behoudens de koollagen die in en onder de ontgonnen mijnen aanwezig zijn, heeft een exploratiecampagne in de tachtiger jaren aangetoond dat het steenkoolbekken ten noorden van Beringen en Zolder nog zeker 1740 miljoen ton steenkool bevat die potentieel voor exploitatie in aanmerking komen. Deze steenkoolreserves bestaan zowel uit hoogvluchtige vlamkool als gasvlamkool en gaskool, die voor metallurgische doeleinden geschikt zijn en voornamelijk door de steenkoolmijnen ontgonnen werden. De reserve kan in de toekomst gebruikt worden voor de ontginning van methaangas aan de hand van steenkoolontgassing. De Kempische steenkool is immers rijk aan methaangas zoals gebleken uit gasafgifte bij verkenningsboringen en de noodzaak tot drainage van mijngas uit veel ontginningspanelen. In verschillende steenkoolbekkens in de Verenigde Staten is winning van methaangas uit ontgonnen steenkoollagen sinds het einde van de tachtiger jaren een rendabele vorm van energieproductie.

Een testproject voor onderzoek van de technische haalbaarheid van steenkoolontgassing in het Kempisch steenkoolbekken werd in 1992-95 uitgevoerd in opdracht van de Vlaamse Gemeenschap (Afdeling Natuurlijke Rijkdommen en Energie). Op het grondgebied van de gemeente Peer, in de noordoost hoek van het kaartblad, werd in 1992 een verkenningsboring uitgevoerd die meer dan 30m steenkool aantoonde tussen 800m en 1348m diepte, waarvan 2/3 in dikkere koollagen, met gasdesorptiewaarden van 8m³/ton in het interval 975m-1185m. Wegens de lage permeabiliteit van de Karboonformaties werden in deze zone de dikkere koollagen hydraulisch gefractureerd waardoor zandgevulde kanalen werden geschapen voor ontwatering en ontgassing. De proefpomp die daarop volgde had tot doel de hydrostatische druk te verminderen en alzo het gasdesorptieproces op gang te brengen. De beoogde drukverlaging kon niet gerealiseerd worden wegens een constante

aanvoer van gemineraliseerd water, vermoedelijk uit de nabijgelegen Donderslag Breuk, waardoor het project aanvang 1995 werd stilgelegd en de boorput terug opgevuld. Dit proefproject verliep op technisch zeer bevredigende wijze. Een combinatie van lage permeabiliteit en plaatsgebonden structurele factoren stonden evenwel een commercieel interessant resultaat in de weg (Wenselaers et al., 1996).

Andere brandstoffen zijn de bruinkoollagen in de Zanden van Genk en de veenlagen in de alluviale vlakten van de rivieren en in de vennengebieden. Deze laatste waren tot het begin van deze eeuw de belangrijkste energiebron voor de plattelandsbevolking in de Kempen (Allemeersch et al., 1988).

Een tweede belangrijke delfstof is klei. Ten zuiden van de Demer werd op verschillende plaatsen de Boomse Klei ontgonnen. Deze werd voornamelijk gebruikt voor de vervaardiging van dakpannen en bakstenen. In sommige gevallen werd ook het leempakket op de noordrand van het Haspengouws Plateau en de alluviale klei van de Demer en de zijrivieren geëxploiteerd. Op het Kempisch Plateau zijn er ook enkele ontginningsputten geweest in de kleilenzen binnen het Grind van Zutendaal. Deze klei werd als grondstof gebruikt voor het bouwen van lemen huizen.

Zand is ook altijd een veel gebruikte grondstof geweest. De Zanden van Genk worden vooral in de bouwnijverheid aangewend. Het meer zuivere laterale faciës van deze zanden, de Zanden van Maasmechelen, is een belangrijke grondstof voor de glasindustrie. Ze worden ook gebruikt in de keramische industrie en voor de bereiding van vuurvaste en chemische producten. De Zanden van Diest daarentegen zijn vanwege het hoge glauconietgehalte geen goede bouwzanden. Door de verwerking van het glauconiet, een ijzerrijk kleimineraal, wordt een limonietcement gevormd dat het zand aaneenkit. Hierdoor ontstaan ijzerzandsteenbanken. Deze zandstenen zijn wel zeer bruikbaar in de bouw. Ze werden in de loop van de geschiedenis dan ook op veel plaatsen in het Hageland ontgonnen. Veel historische gebouwen, vooral kerken, zijn opgetrokken in deze Diestse zandsteen. Eén van de laatste groeves bevond zich in Schaffen nabij Diest (De Geyter, 1990; Bos & Gullentops, 1990). Verder worden ook de Quartaire dekzanden en het zand uit de landduinen ontgonnen. Dit laatste wordt voornamelijk gebruikt bij het aanmaken van mortel. Ook de Maaszanden en de Maasgrinden van het Kempisch Plateau worden in verschillende winningen geëxploiteerd. Ze worden gebruikt bij het maken van beton en als funderingsmateriaal in de wegebouw.

Tot in de vorige eeuw werden nog een reeks minder gebruikelijke delfstoffen ontgonnen. Zo waren er de limonietkorsten of ijzeroer uit de moerassige beekdalen in het Quartair (Landuydt & Bos, 1990). In de omgeving van Herk-de-Stad en Schalbroek werd dit limoniet boven de Boomse Klei en de Zanden van Eigenbilzen gevonden, in Zolder op de Zanden van Bolderberg en in Beringen op de Zanden van Diest. Het limoniet diende als grondstof voor de winning van ijzer. Aan het einde van de vorige eeuw stond dit gebied in voor 60% van de Belgische ijzerbehoeften (Delmer, 1913). Het ijzeroer werd ook in de bouwnijverheid gebruikt, voornamelijk als funderingsmateriaal. De septaria en het pyriet uit de Boomse Klei werden eveneens ontgonnen. Het eerste werd gebruikt in de cement-industrie, het laatste diende als grondstof voor zwavelproductie (Legraye, 1954).

5.2. Hydrogeologie

De belangrijkste hedendaagse grondstof op het kaartblad Hasselt is zonder twijfel water. Drie vierde van de oppervlakte van de kaart wordt immers ingenomen door één van de belangrijkste Vlaamse aquifers, de Neogene Zanden. De ondergrond van het gekarteerde gebied is op te delen in 6 belangrijke watervoerende pakketten. Die zijn van elkaar gescheiden door weinig of niet doorlatende lagen. De verschillende aquifers zullen van jong naar oud in het kort besproken worden.

De jongste aquifers zijn van Quartaire ouderdom. Ze worden gevormd door de alluviale sedimenten van de Demer en door de zanden en grinden van de Maas op het Kempisch Plateau. Beide pakketten vormen een freatische watervoerende laag. De Demer sedimenten bestaan onder andere uit grove zanden en grinden. De omvang van deze afzettingen is voldoende groot om als grondwater-

reservoir te fungeren. De waterkwaliteit weerspiegelt meestal die van het grondwater in de onderliggende Tertiaire formaties (Desmedt, 1992). Zodoende is het grondwater in het Demeralluvium meestal zacht, het bevat veel ijzer en weinig nitraat, overeenkomstig het water in de Zanden van Diest. De Quartaire afzettingen van de Maas vormen tezamen met het onderliggende Neogene zand één watervoerende laag. Vanwege het grote verschil in permeabiliteit worden ze evenwel van elkaar onderscheiden. De Quartaire zanden en grinden hebben een doorlatendheid van ongeveer 1250m/dag en soms zelfs meer. De permeabiliteit van de Neogene zanden bedraagt ongeveer 6 tot 16m/dag.

De Neogene zanden vormen de belangrijkste aquifer van de Kempen. De ondergrens wordt gevormd door de Boomse Klei. Naast de Formaties van Diest en van Bolderberg wordt ook de Laat-Oligocene Formatie van Voort tot deze watervoerende laag gerekend, alhoewel de doorlatendheid van deze kleiige zanden zeer klein is. Het water van dit pakket is neutraal tot licht zuur, het bevat weinig opgeloste stoffen en het is vrij zacht (Vandormael, 1992). Hierbij dient vermeld te worden dat door de aanwezigheid van breuken en door de insnijding van de Zanden van Diest door de Boomse Klei heen de Neogene aquifer lokaal rechtstreeks in contact staat met de onderliggende watervoerende lagen van Berg en van Brussel. Dit zal zeker een invloed hebben op de waterkwaliteit. Een bepalende factor is hierbij de richting waarin het grondwater stroomt bij het contact tussen de verschillende aquifers (in of uit de Neogene zanden). Ook de mijnverzakkingen in het noordoosten van de kaart spelen een rol in de regionale waterhuishouding. Het watervoerende pakket kan tot 200m dik zijn en komt op meer dan de helft van de kaart voor. Het vormt dus een zeer groot reservoir. Het is evenwel een erg kwetsbaar grondwaterreservoir. De aquifer wordt namelijk maar door een zeer dunne laag Quartaire eolische zanden afgedekt. Bovendien bedraagt de onverzadigde zone in de top van de aquifer minder dan 10m. Op de toppen van de heuvels in de Zanden van Diest wordt de aquifer als iets minder kwetsbaar beschouwd. De onverzadigde zone is daar immers groter dan 10m (De Coster et al., 1986; Baeten et al., 1986).

Onder de niet doorlatende Klei van Boom bevindt zich het dunne watervoerende pakket van de Zanden van Berg. Deze zanden vormen een spanningslaag en hebben maar een lage opbrengst. In de vorige eeuw was deze aquifer in het zuiden van het kaartblad zeer belangrijk voor de plaatselijke watervoorziening. Het Lid van Berg werd er bij boringen steeds aangetroffen onder de septaria-horizont die net boven de basis van de Boomse Klei gelegen is. Vandaar dat de septaria in deze omgeving als “watersteen” bekend stonden. Een andere verklaring voor deze naam kan gevonden worden in het feit dat bij het openbreken van een septaria er dikwijls een beetje water uit de spleten vloeit. Het water in het Lid van Berg is vrij hard en ten noorden van Beringen wordt de toelaatbare concentratie aan opgeloste stoffen overschreden. De afstand tot de intrekzone van het water, dit is het dagzoomgebied van watervoerende lithologische eenheid, wordt naar het noorden toe immers steeds groter. Bij de doorstroming naar de ondergrond neemt het water steeds meer opgeloste stoffen op. Vandaar ook de verzilting ten noorden van Beringen. De basis van de watervoerende Zanden van Berg wordt gevormd door de klei van de Formatie van Borgloon en de fijne zanden van de Formatie van Sint-Huibrechts-Hern.

In het westen van de kaart komt onder dit ondoorlatend pakket een vierde aquifer voor, de Zanden van Brussel. Deze zanden hebben een doorlatendheid tot 20m/dag. Het water is hard en het bevat geen ijzer. Net als bij de Zanden van Berg wordt ook dit water ten noorden van Beringen door verzilting ondrinkbaar.

De kleien en de fijne zanden van de Ieper Groep en van de Landen Groep en de mergels van de Formatie van Heers vormen een weinig doorlatend geheel. Enkel de fijne zanden van het Lid van Grandglise kunnen als watervoerende laag aanzien worden. De doorlatendheid bedraagt ongeveer 0.5 tot 1m/dag. Het water is zacht, maar door de toenemende diepte en de grote afstand tot het intrekgebied wordt het water halverwege de kaart door verzilting onbruikbaar voor exploitatie.

De grove kalkarenieten van de Formaties van Houthem en Maastricht zijn opnieuw een belangrijke aquifer. Voor het hele kaartblad vormden deze kalkarenieten een artesische waterlaag. De permeabiliteit van het pakket varieert van 1.8 tot 4.6m/dag. Het water is vrij hard. Ten noorden van Beringen is het water reeds sterk verzilt, in Leopoldsburg en Heusden-Zolder daarentegen wordt het

water nog als drinkwater opgepompt. Het verspringen van de verziltingsgrens staat waarschijnlijk in relatie met de aanwezigheid van verschillende belangrijke breuken in die omgeving. In de omgeving van Hasselt en Kermt zorgen de Krijtlagen voor de belangrijkste watervoorziening. Ook in de omgeving van Diest is deze aquifer een belangrijke bron van drinkwater. Het gehalte aan opgelost fluor kan er evenwel te hoog zijn, zodat aanlenging met ander water noodzakelijk is.

Het Zand van Aken is een sterk watervoerend pakket. Dit vormt samen met de onderliggende sedimenten van het Karboon een aquifer. Door communicatie van deze aquifer met de ondergrondse werken ontstonden er grote waterdoorbraken in de steenkoolmijnen van Beringen en Zolder. De diepere lagen kunnen in de Kempen echter als relatief ondoordringbaar aangezien worden. Het water is er in ieder geval sterk verzilt. De poriën in de verschillende lithologische eenheden van het Trias en het Paleozoïcum zijn opgevuld met een cement. Deze cementatie maakt dat de gesteenten een lage permeabiliteit hebben. Enkel de kalkstenen en dolomieten van het Onder-Karboon kunnen hierop een uitzondering vormen. In de omgeving van Halen kunnen de dolomieten zelfs als een potentiëel geothermisch reservoir aangezien worden. De boring in Halen (76W264) werd overigens in 1955 afgediept voor rekening van de Citrique Belge uit Tienen om de mogelijkheden voor reinjectie van afvalwater te onderzoeken.

Op het kaartblad Hasselt wordt de waterverdeling hoofdzakelijk verzorgd door de VMW en 3 gemeentelijke watermaatschappijen, dit zijn de waterdienst van Diest, de waterdienst van Hasselt en de regie van Heusden-Zolder. De VMW pompt grondwater op uit het Neogeen, uit de Formatie van Brussel en uit het Krijt. De waterdiensten van Hasselt en van Diest pompen eveneens water op uit het Krijt en de gemeentelijke watermaatschappij van Heusden-Zolder onttrekt water aan de Neogene zanden. Naast deze algemene en gemeentelijke waterdiensten bestaan er natuurlijk vele private waterwinningen met industriële of agrarische doeleinden (Desmedt, 1992).

6. GEOLOGISCHE EXCURSIE OP HET KAARTBLAD HASSELT

Naast de verschillende steenkoolmijnen, belangrijke getuigen van de diepere geologie in de Kempen, bevat het kaartblad Hasselt ook de klassieke geologische sites van Waanrode en Bolderberg. Men kan er de verschillende lithologische eenheden van de Formatie van Bolderberg waarnemen evenals de typische groene zanden van de Formatie van Diest. Deze zanden zijn op de kaart natuurlijk nog op vele andere plaatsen ontsloten. De Formatie van Eigenbilzen en de Formatie van Boom zijn in dit gebied minder toegankelijk. Ze liggen meestal onder een dik alluviaal pakket of onder een dek van eolische zandleem. Op het kaartblad komen verschillende boringen en mijnschachten voor die een belangrijke rol gespeeld hebben in het ontcijferen van de geologie van de Kempen. Zo is er de mijnschacht van Houthalen waarin voor het eerst de fossielrijke zanden van de Formatie van Houthalen gedefinieerd werden (Glibert, 1945-1952). Bovendien werden bij een boring in 1908 nabij Zolder voor de eerste maal de Zanden van Voort beschreven (Schmitz & Stainier, 1908-1909). Verder werden in een geologische onderzoeksboring van 1973 te Loksbergen (76W273) de leden van Loksbergen en van Halen gedefinieerd (De Geyter, 1981). Tevens bevindt het stratotype van het Lid van Waterschei zich in deze boring. Deze laatste lithologische eenheden dazomen evenwel nergens in het gekarteerde gebied. Ze zijn enkel gekend uit boringen, maar in de lithotheek van de BGD worden monsters van deze gesteenten bewaard.

6.1. Waanrode-Loksbergen

Vertrekkend vanuit Diest (fig. 36), waar veel historische gebouwen opgetrokken zijn in de typische roestkleurige ijzerzandsteen van de Formatie van Diest, rijdt men zuidwaarts in de richting van Assent. Men klimt vanuit de vallei van de Demer langs de Begijnenbeek omhoog tot op de heuvels van het Hageland. Van Assent gaat men verder naar Rijnrode. Van op de Molenberg (punt 1), met een hoogte van 80m boven de zeespiegel, heeft men bij goed weer een uitzicht naar het oosten

over heel het gekarteerde gebied. In het noordoosten kan men zelfs het Kempisch Plateau en enkele stortbergen van de steenkoolmijnen ontwaren. Onderaan de Molenberg in de holle weg bevindt zich de eerste ontsluiting. Men ziet er de bruin verweerde grove Zanden van Diest met de gekruiste gelaagdheid, de dunne kleibandjes en de bioturbaties. Als men een beetje zoekt, vindt men er zelfs bruinroze ijzerhoudende zandsteenbanken met afdrukken van schelpen terug. De zanden worden bovenaan afgedekt door een dun Quartair zandleem pakket. Van de Molenberg gaat men in de richting van Waanrode. Hierbij kruist men enkele riviertjes of beken met de typische westzuidwest-oostnoordoost oriëntatie van de oorspronkelijke zandbanken in de Formatie van Diest. In de holle weg van Liefkesrode (punt 2) of in één van de oude zandgroeves (punt 3) van Schipbroek maakt men de volgende excursiestop. Onder het dunne Quartaire dek ziet men opnieuw de Zanden van Diest met onderaan het basisgrind van zwarte silexkeien. Daaronder vindt men gelige witte micarrijke kwartzanden en groene glauconiethoudende zanden. Beide pakketten behoren tot de Formatie van Bolderberg. Ze vormen het westelijke equivalent respectievelijk van de Zanden van Genk en van de Zanden van Houthalen. Met enig geluk vindt men er de fossielhoudende horizont terug die er voor het eerst door Van den Broeck in 1887 ontdekt werd (punt 4). In de vallei van de Rijnrode nabij Kerkevinne kon men vroeger zelfs zien hoe de Formatie van Diest de Zanden van Bolderberg afsnijdt en rechtstreeks op de Formatie van Boom/Eigenbilzen komt te liggen. Met een reeks handboringen is dit verschijnsel wel terug te vinden. Van Waanrode rijdt men naar Loksbergen. Daar bevindt zich net ten westen van Mannekenshaag een oude steenbakkerij (punt 5). Hier werd de Boomse Klei uitgegraven. Deze werd er voornamelijk gebruikt ter vervaardiging van dakpannen. Iets ten noorden van Loksbergen stroomt de IJzerenbeek en vindt men de IJzerwinning (punt 6). Op deze plaats werd tot in de vorige eeuw ijzeroer ontgonnen.

6.2. Herk-de-Stad

Van Loksbergen begeeft men zich naar Herk-de Stad. Men daalt van de heuvels van het Hageland af tot aan de noordrand van het Haspengouws Plateau. Van Herk-de-Stad rijdt men zuidwaarts tot op de Keiberg (punt 7). Dit is één van de weinige plaatsen waar de Zanden van Eigenbilzen en de Klei van Boom onder een dun Quartair dek dagzomen. De Zanden van Eigenbilzen werden er reeds in 1895 door Van den Broeck beschreven. De klassieke ontsluiting van deze formatie ligt evenwel langs het Albertkanaal ten oosten van Hasselt. Ze werd er in 1936 door Halet beschreven. Tijdens de verbredingswerken aan het kanaal werden de zanden er ook door Vandenberghe in een tijdelijke ontsluiting langs de sluizen van Diepenbeek in 1974 onderzocht. Deze typesectie is echter niet meer toegankelijk. De grens tussen de Zanden van Eigenbilzen en de Boomse Klei is meestal niet erg duidelijk. Toch zou men ze met de schop of door enkele handboringen op de Keiberg kunnen terugvinden. Verder zuidwaarts staan er verschillende waterputten in de akkers. Deze putten reiken door de Boomse Klei heen tot in het Zand van Kerniel. Het Lid van Kerniel is hier een spanningswaterlaag. Het waterpeil in de putten stijgt tot net onder het maaiveld (ongeveer +38m), terwijl de top van het zand gemiddeld 13m dieper ligt. De intrekzone van het water bevindt zich iets ten zuiden van het kaartblad Hasselt en moet dus ook op ongeveer 38m boven de zeespiegel gelegen zijn. Net boven de grens tussen het Zand van Kerniel en de Boomse Klei wordt er meestal een “watersteen” aangetroffen. Iets meer naar het zuiden ter hoogte van Gaathoven (punt 8) kan men zelfs met een beetje geluk septaria of enkele gipskristallen in de Boomse Klei vinden.

6.3. Lummen-Bolderberg

Van Herk-de Stad rijdt men over Schulen naar Lummen. Hierbij kruist men de depressie van Halen-Schulen, een grote alluviale vlakte met de dikke Quartaire sedimenten van de Demer. Net voor men Lummen binnen rijdt, kan men iets ten zuidoosten van Schalbroek langs de Kleine Molenbeek (punt 9) op 0.50m onder het maaiveld of zelfs aan de oppervlakte de limonietkorsten waarnemen die in de vorige eeuw gebruikt werden voor het winnen van ijzer. Ten noorden van Lummen, bij

Oostereinde, vindt men opnieuw de Zanden van Diest (punt 10). De formatie is er in een heuvel ontsloten volgens twee loodrechte secties, één met een oriëntatie westzuidwest-oostnoordoost, overeenkomstig de langsrichting van de oorspronkelijke zandbanken in de Diestzee en een tweede loodrecht erop. Hierdoor kan men gemakkelijk de oriëntatie van de schuine gelaagdheid nagaan en krijgt men tevens een idee van de transportrichting van het zand in de geul. De top van de heuvel wordt gevormd door plaatvormige verijzingen, eronder vindt men tussen de grove bruingroene zanden enkele dunne bleke kleilaagjes (“clay drapes”) en verder komen er nog dikke roestbruin gekleurde ijzerzandsteenbanken voor. Lokaal bevatten de zanden enkele gele kwartsrijke zones, elders zijn ze sterk groen gekleurd vanwege het hoge percentage aan glauconiet. Op die plaatsen vindt men gele buisvormige bioturbaties terug. Ze bestaan hoofdzakelijk uit kwartskorrels, wat er op wijst dat de organismen bij het doorwoelen van het sediment duidelijk een onderscheid konden maken tussen glauconiet en kwarts. Van Lummen begeeft men zich naar Rekhoven. In de westrand van de Kraaiberg bevindt zich nog een oude steengroeve in de Zanden van Diest. Momenteel is deze niet meer toegankelijk. Tot in de 19de eeuw werd er ijzerzandsteen als bouw materiaal ontgonnen. Van hier gaat men parallel aan de meest zuidoostelijke heuvels met de Zanden van Diest verder oostwaarts over het Albertkanaal tot Bolderberg. Ten zuiden van het kasteel van Terlamen treft men tussen de vijvers van Terlamen een klein heuveltje aan (punt 11). In het talud van de weg kan men het basisgrind van de Formatie van Diest waarnemen. Het grind ligt hier ongeveer op 35m boven de zeespiegel. Verder naar het zuiden op de top van de Bolderberg is dit grind nogmaals zichtbaar (punt 12). Het rust hier op de geelwitte zanden van de Formatie van Bolderberg en ligt er ongeveer op 50m boven het zeeniveau. Op 1km afstand is het basisvlak van de Formatie van Diest dus 15m gestegen. Men kan zich hier dan ook goed de steile rand van de diepe geulvormige insnijding inbeelden. Iets meer naar het oosten achter de Kluis (punt 13), eveneens op de Bolderberg, vindt men op de noordrand van de heuvel in het talud van een holle weg één van de klassieke ontsluitingen van de Bolderberg. Men kan er namelijk van boven naar onder de volgende lithologische eenheden waarnemen:

- (1) - Roestbruin verweerd grof zand met groene glauconietkorrels(100cm).
- (2) - Een grind van dikke blauwzwarte silexkeien (5cm).
- (3) - Geel zand met groene en bruine kleiige lenzen en limonietconcreties (50cm).
- (4) - Een laag van kleine onregelmatig afgeronde zwarte vuursteenkeitjes en verkiezelde schelpjes temidden van een grof zand, bestaande uit grote kwartskorrels en kleine zwarte silexfragmentjes (10cm).
- (5) - Een gelig wit micahoudend zand.

De eerste 2 lagen behoren tot de Formatie van Diest, de laatste 3 tot de Formatie van Bolderberg, meer bepaald het Lid van Genk. Het grind in laag (2) is het basisgrind van de Zanden van Diest, het grind in laag (4) is het Grind van Terlamen, het middelste van de 3 grinden binnen het Lid van Genk. Iets verder oostwaarts kan men in dezelfde holle weg zien dat de lagen (3) en (4) verdwenen zijn. Het basisgrind van de Formatie van Diest bestaat hier uit een combinatie van laag (2) en laag (4) en rust onmiddellijk op laag (5). Het onregelmatige erosieve karakter van de geul evenals de discordantie aan de basis van de Zanden van Diest komt hier dus goed tot uiting. In de witte Zanden van Genk rond de Bolderberg zijn veel verkiezelde schelpen van bivalven en gastropoden terug te vinden.

6.4. Zonhoven-Houthalen

Van Bolderberg rijdt men verder naar Zonhoven. Vandaar stijgt men oostwaarts in de richting van het Kempisch Plateau naar het natuurreservaat de Teut. Men doorkruist ondertussen het dagzoomgebied van de Zanden van Genk. Het Quartaire dek is er slechts 1m dik en bestaat er uit zanden die tijdens de laatste ijstijd door de wind werden afgezet. Het volgende excursiepunt ligt iets ten zuiden van de Holsteen. Hier bevindt zich in de rand van het Kempisch Plateau een oude zandgroeve met de Zanden van Genk (punt 14). Van boven naar onder vindt men er de volgende pakketten terug:

(1) - Een grindpakket bestaande uit, kwartskeien, dikke blauwe kwartsietkeien met kwartsaders en oplossingsholten van pyriet, bruine en grijze zandsteenkeien en veel blauwe silexkeien temidden van een grofkorrelig bleek zand met enkele kleiige en mergelige zones. Dit pakket is ongeveer 1m dik en de basis vertoont duidelijk een geulvormige insnijding.

(2) - Een pakket wit, bleekgeel middelmatig tot grof zeer zuiver kwartzand met een schuine gelaagdheid. Onderaan is het zand iets fijner. De schuine gelaagdheid is er ook moeilijker waar te nemen. Middenin dit kwartzand komt een 0.3m dikke lignietbank voor. De basis van deze bank is zeer onregelmatig. In het noordoosten van de groeve lijkt de lignietlaag lateraal van een bank met zeer grof zand te liggen. Deze bank is ongeveer 0.5m dik en in tegenstelling tot de rest van de kwartzanden bevat ze naast kwartskorrels ook kleine zwarte silexfragmentjes en een beetje schelpengruis. Het water stroomt preferentieel langs deze grove bank en limonietneerslag uit dit water zorgt ervoor dat ze roestbruin verkleurd is. Net onder de grove bank komt er een roodbruine dunne kleilaag voor. In deze zanden vindt men een stel quasi vertikale vlakken terug, die op de groevewand als roestkleurige lijnen te zien zijn. Eén set van vlakken heeft ongeveer een zuidoost-noordwest oriëntatie, overeenkomstig de belangrijkste breuken op het kaartblad, het andere set staat er loodrecht op. Langs geen van beide werden er verplaatsingen vastgesteld. Het hele pakket is 6 à 7m dik.

(3) - Een laag met zeer grof zand, bestaande uit kwartskorrels, zwarte silexfragmentjes en een beetje schelpengruis. Onderaan is het pakket iets kleiiger en komen er enkele grote zwarte en blauwgrijze vuursteenkeien voor. Deze keien liggen op een regelmatige afstand van elkaar. Ze zijn goed afgerond, meestal zijn ze onregelmatig van vorm en soms zijn ze gecacholoniseerd. De keien lijken een licht golvend oppervlak te markeren. Deze laag is gemiddeld 0.1m dik.

(4) - Een pakket wit tot bleekgeel micahoudend homogeen fijn kwartzand. In dit pakket zijn geen structuren waar te nemen. Soms komen er zeer dunne roodbruine kleibandjes voor. Langs de toegangsweg tot de groeve is er op enkele plaatsen in de groevewand op ongeveer 0.5m boven het niveau van de weg een 0.1m dikke lignietlaag terug te vinden. Het pakket tussen de keien uit laag (3) en de groevobodem is ongeveer 3m dik.

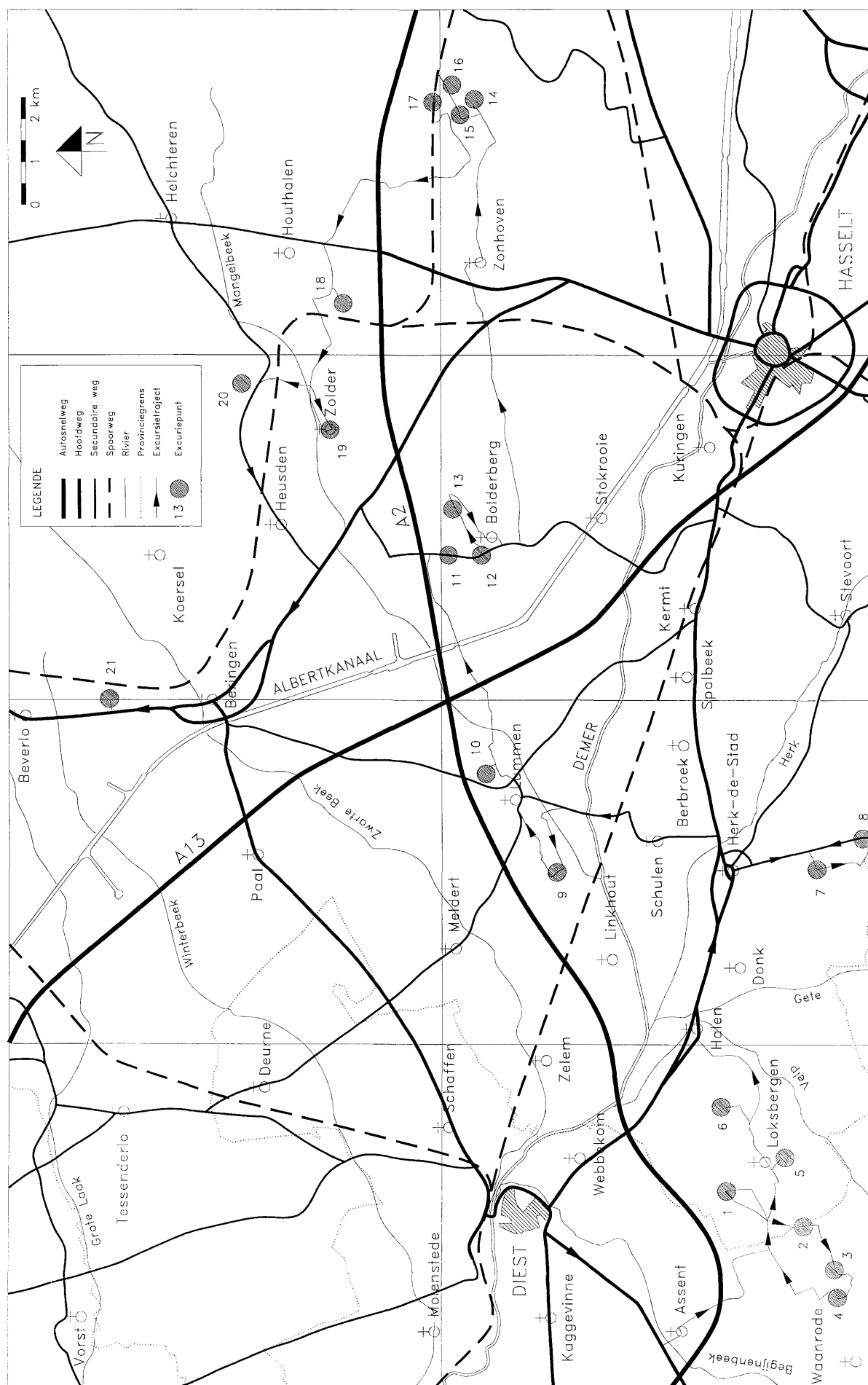
Het bovenste pakket (1) behoort tot de Quartaire Maasafzettingen. Hierin zijn duidelijk fragmenten van Paleozoïsche gesteenten uit de Ardennen te herkennen. De overige pakketten (2, 3, 4) behoren tot de Zanden van Genk, het continentale Lid van de Formatie van Bolderberg. Pakket (3) is hierbij het Grind van Opgrimbie, één van de verschillende grindlagen die binnen deze zanden voorkomen. De grote hoeveelheid blauwe silexkeien in de afzettingen van de Maas zouden op het bovenste grind uit het Lid van Genk kunnen wijzen. De Maas zou in dit geval zijn bedding gehad hebben op het niveau van het Grind van Meulenberg. Een gelijkaardige situatie werd vroeger reeds in de spoorwegbedding ten oosten van Winterslag waargenomen (Halet, 1923). Op het kaartblad Hasselt is dit grind "in situ" alleen in enkele boringen en mijnschachten nabij Houthalen gekend.

Ter plaatse van de Holsteen zelf, excursiepunt 15, ziet men enkele reusachtige grijswitte kwartsietische zandstenen met restholten van lang verdwenen plantenwortels. Deze grote stenen zijn net zoals de gesilicifiëerde schelpjes op de Bolderberg de getuigen van grootschalige verkiezelingen die zich tijdens het Midden-Mioceen hebben voorgedaan. De zandstenen werden dus binnen de Zanden van Genk gevormd, meer bepaald tussen het Grind van Terlamen en het Grind van Opgrimbie. Dit is tevens het bereik waarbinnen zich de meeste lignietlagen bevinden. Gulinck (1961) en Gullentops (1963) hadden reeds op de aanwezigheid van verschillende verkiezelde niveau's in dit pakket gewezen. In het geval van de kwartsietische zandstenen van de Holsteen zou het gaan om de verkiezelingen net onder het dunne lignietlaagje dat zich een drietal meter onder het Grind van Opgrimbie bevindt. Een archeologische curiositeit hierbij is dat op één van de stenen wrijfkassen en polijstsporen van primitieve werktuigen zijn teruggevonden.

Bij een wandeling op het Kempisch Plateau vanaf de Holsteen naar het oosten bevindt men zich temidden van verschillende grote landduinen (punt 16). Ze zijn opgebouwd uit verwaaide Pleistocene dekzanden. Gaat men langs de verlaten spoorweg (punt 17) terug naar het westen, dan vindt men op de plaatsen waar deze zich in het Kempisch Plateau snijdt de Quartaire Maasafzettingen terug. Van deze jonge Quartaire sedimenten (300.000 jaar) begeeft men zich nu naar de oudste gesteenten

(300.000.000 jaar) die op het kaartblad Hasselt gekend zijn. Men rijdt immers noordwaarts over Houthalen en Zolder-Voort in de richting van Beringen. Hierbij komt men langs de mijn van Houthalen en de mijn van Helchteren-Zolder (punt 20), waar in 1992 de laatste steenkool werd bovengehaald. Sindsdien zijn de Kempische steenkoolmijnen gesloten en niet meer voor bezoek toegankelijk. De storthopen liggen evenwel nog vol resten van de steenkool en het nevengeesteente. Onderaan de terril van Roten (punt 18) ten westen van het Industrierrein Centrum-Zuid kan men naast steenkool ook zandsteen, psammiet, siltsteen en schiefer aantreffen, soms met dunne kolige laagjes of fossiele plantenstengels en bladeren. In sommige gevallen is er pyriet te terugvinden of zelfs septaria uit het Westfaliaan. In het centrum van Zolder is de geklasseerde kerk (punt 19) en de directe omgeving zwaar getroffen door mijnschade, dit is differentiële verzakking als gevolg van de ontginning van steenkool in boven elkaar liggende panelen. Oude breuken, in casu de breuk van Zolder, worden hierdoor gereactiveerd en werken zodoende ook in aan de landoppervlakte en de gebouwen. In Beringen is het gebouwencomplex van de steenkoolmijn nog vrij goed bewaard. Men kan er nog een bezoek brengen aan het mijnmuseum (punt 21). Ex-mijnwerkers verzorgen er de rondleiding. In de kelders van de gebouwen heeft men zelfs een kolenwinningsplaats met werkende boorhamers en transportband gereconstrueerd.

Van Beringen rijdt men via de N72 naar Hasselt of via de N29 terug naar Diest. Daar kan men dan het stof van het laatste bezoek doorspoelen, moest dit ondertussen nog niet in één van de plaatselijke drankgelegenheden gebeurd zijn.



7. REFERENTIES

7.1. Publicaties en thesissen

ALLEMEERSCH L., GEUSSENS J., STEVENS J. & RASKIN L., 1988 - Heide in Limburg. Lannoo, Tielt, 119 p.

AMERYCKX J., VERHEYE W. & VERMEIRE R., 1985 - Bodemkunde. Gent, 255p.

ANTROP M. et al., 1987 - De open ruimte in Vlaanderen, Handleiding, Haspengouw, Heide en weide. Den Gulden Engel, Wommelgem.

ASSELBERGHS E., 1926 - Les Morts-Terrains de la Campine dans la région Oostham-Quadmechelen. Bull. Soc. belge Géol., 36, pp. 181-205.

BAETEN Y., DE SMEDT P. & LOY W., 1986 - Kwetsbaarheidskaart van het grondwater in Vlaams-Brabant. Ministerie van de Vlaamse Gemeenschap, AROL, 29p.

BORRY P., 1987 - Log-korrelaties en de “Kallo-Tongeren” stratigrafische problematiek. K.U.Leuven, Licentiaatsverhandeling.

BOS K. & GULLENTOPS F., 1990 - IJzerzandsteen als bouwsteen in en rond het Hageland. Bull. Soc. belge Géol., 99, 2, pp. 131-151.

BOULVAIN F., 1993 - Un historique de la carte géologique de Belgique. Belg. Geol. Dienst, Prof. Paper 1993/4, Nr 262.

BRIQUET A., 1922 - Le Néogène du Nord de la Belgique et des Pays-Bas et ses relations stratigraphiques. Bull. Soc. belge Géol., 32, pp. 69-91.

CALEMBERT L. & GULINCK M., 1954 - L'Oligocène. in Prodrôme d'une Description Géologique de la Belgique. Liège, pp. 495-532.

DE BATIST M., VERSTEEG W., VAN LINT J. & VAN RENSBERGEN P., 1991 - Structureel ondiepwater seismisch onderzoek. RCGM, BNRE, Vol. 1-5.

DE COSTER D., DE SMEDT P. & VAN AUTENBOER T., 1986 - Kwetsbaarheidskaart van het grondwater in Limburg. Ministerie van de Vlaamse Gemeenschap, AROL, 25p.

DE GEYTER G., 1981 - Contribution to the lithostratigraphy and the sedimentary petrology of the Landen Formation in Belgium. Meded. Kon. Acad. Wet. Lett. Schone Kunsten België, Kl. Wet., 43, pp. 111-153.

DE GEYTER G., 1987 - The Landen Formation. Bull. Soc. belge Géol., 96, 4, pp. 353-356.

DE GEYTER G., 1990 - De Tertiaire zandstenen. Bull. Soc. belge Géol., 99, 2, pp. 123-129.

DE HEINZELIN J., 1955 - Considérations nouvelles sur le Néogène de l'Ouest de l'Europe. Bull. Soc. belge Géol., 64, pp. 463-474.

DELMER A., 1913 - La question du minerai de fer en Belgique. Annales des Mines de Belgique, 18, pp. 325-448.

DE MEUTER F., 1970 - The foraminifera in the Houthalen sands (Middle Miocene) of the deep-boring Helchteren (NE Belgium). Bull. Soc. belge Géol., 79, 2, pp. 129-132.

- DE MEUTER F. & LAGA P., 1976 - Lithostratigraphy and biostratigraphy based on benthonic foraminifera of the Neogene deposits of northern Belgium. Bull. Soc. belge Géol., 85, pp.133-152.
- DE MEUTER F., 1980 - Benthonic Foraminifera from the Miocene of Belgium. Aardkundige Mededelingen, Leuven, 1, pp. 77-169.
- DEMYTTENAERE R., 1988 - De post-Paleozoïsche geologische geschiedenis van Noord-België. K.U.Leuven, Doctoraatsverhandeling.
- DEMYTTENAERE R. & LAGA P., 1988 - Breuken- en isohypsenkaarten van het Belgisch gedeelte van de Roermond Slenk. Belg. Geol. Dienst, Prof. Paper 1988/4, Nr 234.
- DEMYTTENAERE R., 1989 - The post-paleozoic geological history of north-eastern Belgium. Meded. Kon. Acad. Wet., Kl. Wet., jg. 51 - 4.
- DENOEL L., 1904 - Carte et tableau synoptique des sondages du bassin houiller de la Campine. Ann. des Mines de Belgique, t.IX, pp. 185-223.
- DE RIDDER N., 1959 - De Kwartaire en Jongtertiaire tektoniek van Midden-Limburg en zuidoostelijk Noord-Brabant. Geol. en Mijnb., 21, pp.1-24.
- DE SMEDT P., 1992 - De hydrologie. in Geografie van België. Gemeentekrediet, pp. 218-239.
- DEWALQUE G., 1868 - Prodrome d'une description géologique de la Belgique. Librairie Polytechnique de Decq, Bruxelles et Liège, pp. 216-229.
- DEWALQUE G., 1896 - Pourquoi j'ai donné ma démission de membre et vice-président de Conseil de direction de la Commission de la Carte géologique de la Belgique. Ann. Soc. géol. Belg., 23, pp. XXI-XXV, XLVIII-LX.
- DUMONT A., 1882 - Mémoires sur les terrains Crétacé et Tertiaires, Tome II, Terrains Tertiaires, Première partie. Musée Royal Hist. Nat. Belg., pp.167-225.
- DUMONT A., 1882 - Mémoires sur les terrains Crétacé et Tertiaires, Tome IV, Terrains Tertiaires, Troisième partie. Musée Royal Hist. Nat. Belg., pp.188-199, 250-276, 457-498, 515-560.
- DUSAR M. & LANGENAEKER V., 1992 - De ooststrand van het Massief van Brabant, met beschrijving van de geologische verkenningsboring te Martenslinde. Belg. Geol. Dienst, Prof. Paper 1992/5, Nr 255.
- DUSAR, M., 1996 - Steenkool. In: Gullentops, F. & Wouters, L., eds. Delfstoffen in Vlaanderen. Ministerie van de Vlaamse Gemeenschap, Departement EWBL, pp. 107-115.
- FELDER P., BLESS M., DEMYTTENAERE R., DUSAR M., MEESSEN J. & ROBASZYNSKI F., 1985 - Upper Cretaceous to Early Tertiary deposits (Santonian-Paleocene) in northeastern Belgium and south Limburg (the Netherlands) with reference to the Campanian-Maastrichtian. Belg. Geol. Dienst, Prof. Paper 1985/1, Nr 214.
- FELDER P.J., 1995 - Bioklastenonderzoek van Boven-Krijt en Dano-Montiaan afzettingen uit boringen in de Belgische Kempen. Belg. Geol. Dienst, Prof. Paper 1994/8, Nr 275, 240p.
- FIRKET V., 1930 - La Faille de Zwartberg. Ann. Soc. géol. Belg., 54, pp. B248.
- FIRKET V., 1930 - Influences des failles du houiller campinois sur la profondeur et l'allure des morts-terrains. Ann. Soc. géol. Belg., 54, pp. B349-B364.

FOBE B., 1989 - Het Eoceen tussen Mol en Beringen. Belg. Geol. Dienst, Prof. Paper 1989/4, Nr 239.

FOBE B., 1995 -Litologie en litostratigrafie van de Formatie van Kasterlee (Pliocene van de Kempen). Nat. Wet. Tijdschrift, 75-2, pp. 35-45.

FOURMARIER P., 1927 - Les sondages de Lummen et de Stockroye en Campine. Ann. des Mines de Belgique, 28, pp. 101-146.

GELUK M., DUIN E., DUSAR M., RIJKERS R., VAN DEN BERG M. & VAN ROOIJEN P., 1994 - Stratigraphy and tectonics of the Roer Valley Graben. Geol. Mijnb, 73, pp. 129-141.

GEO SURVEY NV., 1996 - Geo-elektrisch onderzoek naar breuken in het Tertiair, Stokrooie. Rapport P035G, Ministerie van de Vlaamse Gemeenschap, ANRE, 13p.

GEO SURVEY NV., 1996 - Geo-elektrisch onderzoek Maassedimenten-Formatie van Diest, Helchteren. Rapport P035Gc, Ministerie van de Vlaamse Gemeenschap, ANRE, 15p.

GOOSSENS D., 1984 - Afdeling III, Het Cenozoïcum, Afdeling IV, Hydrografie en toegepaste geologie. in Inleiding tot de geologie en de geomorfologie van België. Enschede, pp. 99-158, 159-178.

GOSSELET M., 1883 - Esquisse Géologique de nord de la France et des Contrées voisines. Fascicule 3, Terrains Tertiaires. Lille, pp. 280-342.

GROSJEAN A., 1936 - Première ébauche d'une carte structurale du gisement Houiller de la Campine Limbourgeoise. Mém. Inst. Géol. Univ. Louvain, 10, pp. 359-401.

GROSJEAN A., 1937 - Précisions sur la stratigraphie et la tectonique du gisement houiller de la Campine dans la région de Beeringen. Bull. Soc. belge Géol., 47, pp. 208-213.

GROSJEAN A., 1942 - Indices de mouvements tectoniques récents en Campine - Leur utilisation pour le tracé superficiel de la faille de Rotem. Bull. Soc. belge Géol., 50, (1940-1941), pp. 142-148.

GULINCK M. & HACQUAERT H., 1954 - L'Eocène. in Prodrome d'une Description Géologique de la Belgique. Liège, pp. 451-493.

GULINCK M., 1959 - Sur l'extension, en Campine, des "sables chamois" du Heysel. Bull. Soc. belge Géol., 68, pp. 371-372.

GULINCK M., 1960 - Observations sur la faille du Démer. Bull. Soc. belge Géol., 69, pp. 40-41.

GULINCK M., 1961 - Note sur le Boldérien d'Opgrimbie (Campine) et remarques sur les grès "erratiques" du Limbourg. Bull. Soc. belge Géol., 70, pp. 297-301.

GULINCK M., 1970 - On the occurrence of the fossiliferous Houthalen-sands. Bull. Soc. belge Géol., 79, 2, pp. 114-118.

GULINCK M., 1973 - Note sur l'extension des facies fluvio-lagunaires du Landénien de la Belgique. Toelichtende verhandeling voor de Geologische kaart en de Mijnskaart van België, Nr 13, pp. 1-12.

GULLENTOPS F., 1957 - L'origine des collines du Hageland. Bull. Soc. belge Géol., 66, pp. 81-85.

GULLENTOPS F., 1963 - Etude de divers facies quaternaires et tertiaires dans le Nord et l'Est de la Belgique. 6e Congrès International de Sedimentologie, Belgique et Pays-Bas, Excursion O-P, 20p.

- GULLENTOPS F., 1973 - Grainsize and Mineralogy of Miocene glass-sands of Maasmechelen, Belgian Limburg. Meded. Rijks Geol. Dienst, N.S. 23, pp. 25-34.
- GULLENTOPS F., PAULISSEN E. & VANDENBERGHE J., 1981 - Fossil periglacial phenomena in NE- Belgium. Biuletyn Peryglacjalny, N° 28, Lodz, pp. 345-365.
- GULLENTOPS F., 1987 - Waarheen met het Tongrien. Bull. Soc. belge Géol., 96, 4, pp. 357-368.
- GULLENTOPS F., HOUTHUYS R. & VANDENBERGHE N., 1988 - The Cenozoic Southern North sea, in Herbosch, A., ed., Excursion Guidebook Leuven-Belgium, I.A.S. 9th European Regional Meeting, Field trip B3, p., 225-260, Belgian Geological Survey, Brussels.
- GULLENTOPS F., 1990 - Sequence Stratigraphy of the Tongerian and early Rupelian in the Belgian type area. Tertiary Research, 11 (2-4), pp. 83-96.
- GULLENTOPS F. & VANDENBERGHE N., 1995 - Toelichtingen bij de geologische kaart van België, Vlaams Gewest, Kaartblad (17) Mol. Belg. Geol. Dienst en ANRE.
- HALET F., 1908 - Les morts-terrains du sondage à sec d'Asch., Bull. Soc. belge Géol., 22, pp. 139-149.
- HALET F., 1920 - La géologie tertiaire de la Campine anversoise et limbourgeoise, La Falaise d'Elsloo et son gravier fossilifère. Bull. Soc. belge Géol., 30, pp. 84-99.
- HALET F., 1923 - Sur l'âge des sables situés sous le gravier fossilifère du Bolderberg. Bull. Soc. belge Géol., 33, pp. 92-98.
- HALET F., 1923 - Compte rendu, les 4, 5 et 6 septembre 1923, Course au Bolderberg, La fouille du Canal Charbonnier à Houthaalen, Visite des tranchées du nouveau chemin de fer Genck-Winterslag-Zwartberg. Bull. Soc. belge Géol., 33, pp. 204-208, 229-245.
- HALET F., 1925 - Les failles de la région du Haut-Démer. Bull. Soc. belge Géol., 35, pp.120-148.
- HALET F., 1935 - Nouvelles observations sur la stratigraphie du Bolderberg. Bull. Soc. belge Géol., 45, pp. 94-103.
- HALET F., 1936 - Le Néogène et l'Oligocène entre Hasselt et Genck. Bull. Soc. belge Géol., 46, pp. 194-199.
- HALET F., 1937 - Note sur l' âge de certains cordon littoraux de l'Oligocène et du Néogène de la Belgique et du Limbourg hollandais. Bull. Soc. belge Géol., 47, pp.526-538.
- HOOYBERGHS H. & DE MEUTER F., 1972 - Biostratigraphy and interregional correlation of the "Miocene" deposits of northern Belgium based on planktonic foraminifera - The Oligocene-Miocene boundary on the southern edge of the North Sea Basin. Meded. Kon. Acad. Wet., Kl. Wet., 34 - 3.
- HOOYBERGHS H., 1983 - Contribution to the study of planktonic foraminifera in the Belgian Tertiary. Aardkundige Mededelingen, Leuven, 2, pp. 1-13, 77-84.
- HOUTHUYS R., 1990 - Een vergelijkende studie van de afzettingstructuur van getijdenzanden uit het Eoceen en van de huidige Vlaamse banken. Aardkundige Mededelingen, Leuven, 5, pp. 55-69.
- JANSSEN A., VAN HINSBERGH V. & CADEE M., 1976 - Oligocene deposits in the region north of Tongeren (Belgium), with description of a new lithostratigraphical unit: The Atuatuca Formation. Meded. Werkgr. Tert. Kwart. Geol., 13 - 3, pp. 75-115.

LAGA P., 1973 - The Neogene deposits of Belgium, Guide book for the Field Meeting of the Geologists' Association London. Belg. Geol. Dienst.

LAGA P. & F. DE MEUTER (1972) - A foraminiferal fauna found in the lower Member of the Diest Formation of borings of the Antwerp Kempen (NE Belgium). Bull. Belg. Vereniging voor Geologie, Paleont., 81 (3-4): 211-220; 2 fig., 3 tables.

LAGA P. & VANDORMAEL C., 1990 - The use of geophysical well logs in stratigraphy. Tertiary Research, 11 (2-4), pp. 195-203.

LANDUYDT C. & BOS K., 1990 - Een curiosum : Moerasijzererts als bouwsteen. Bull. Soc. belge Géol., 99, 2, pp. 159-165.

LANGENAEKER V., 1998 - The Campine Basin. Stratigraphy, structural geology, coalification and hydrocarbon potential for the Devonian to Jurassic. KULeuven Historische Geologie, Doctoraatsverhandeling, 213 p. + ann.

LEGRAND R., 1961 - L'épirogenèse, source de tectonique d'après des exemples choisis en Belgique. Mém. Inst. Géol. Univ. Louvain, 22, pp. 1-65.

LEGRAYE M., 1954 - Les ressources de la Belgique en minerais métalliques et en combustibles. in Prodrome d'une Description Géologique de la Belgique. Société géologique de Belgique, Liège, pp. 795-818.

LERICHE M., 1920 - L'âge du gravier fossilifère d'Elsloo (Limbourg hollandais), d'après sa faune ichtyologique - La position du Boldérien dans le Néogène de la Belgique. Bull. Soc. belge Géol., 30, pp. 101-115.

LERICHE M., 1920 - Sur les restes de Poissons remaniés dans le Néogène de la Belgique - Leur significations au point de vue de l'histoire géologique de la Belgique pendant le Tertiaire supérieur. Bull. Soc. belge Géol., 30, pp. 115-120.

LERICHE M., 1922 - Les Poissons rencontrés dans le Néogène par les puits et les sondages du Bassin houiller de la Campine. Bull. Soc. belge Géol., 32, pp. 146-150.

LEROI S., 1995 - Stratigrafische correlaties in de Rupel Groep tussen België en het Nederrijn gebied in Duitsland. K.U.Leuven, Licentiaatsverhandeling, 41p.

LOHEST M., HABETS A. & FORIR H., 1903 - Etudes géologique des sondages exécutés en Campine et dans les régions avoisinantes. Ann. Soc. géol. Belg., 30, pp. M101-M678.

LYELL C., 1852 - On the Tertiary Strata of Belgium and the French Flanders. Transactions of the Geological Society of London, 8. Translated by C. Lehardy de Beaulieu et A. Tolliez, 1856, Mémoire sur les terrains tertiaires de la Belgique et de le Flandre française, Annales des Travaux Publiques de Belgique, 14, pp. 359-505.

MARECHAL R. & LAGA P., 1988 - Voorstel lithostratigrafische indeling van het Paleogeen, Nationale Commissies voor Stratigrafie, Commissie Tertiair. Belg. Geol. Dienst.

MARECHAL R., 1992 - Tertiair, De geologische stuctuur. in Geografie van België, Gemeentekrediet, pp. 67-86.

MARECHAL R., 1994 - A new lithostratigraphic scale for the Palaeogene of Belgium, Bull. Soc. belge Géol., 102, pp. 215-229.

- MARLIERE R., 1954 - Le Paléocène. in *Prodrome d' une Description Géologique de la Belgique*, Liège, pp. 445-449.
- MATHIJS I., 1973 - Bijdrage tot de geomorfologie van de depressie Halen-Schulen en omgeving. K.U.Leuven, Licentiaatsverhandeling, 47p.
- MOURLON M., 1880 - *Géologie de la Belgique*, Tome Premier. Bruxelles, pp. 246-282.
- MOURLON M., 1896 - Monsieur le Président de la Société géologique de Belgique. *Ann. Soc. géol. Belg.*, 23, pp. XXXVI-XLI.
- MOURLON M., 1898 - Sur les dépôts Tertiaires de la Campine limbourgoise à l'ouest de la Meuse. *Bull. Soc. belge Géol.*, 22, pp. 45-58.
- PAULISSEN E., 1973 - De morfologie en de Kwartairstratigrafie van de Maasvallei in Belgisch Limburg. *Verhand. Kon. Acad. Wetenschappen België*, 127, 266p.
- PAULISSEN E., 1978 - Over de geomorfologie van Limburg. Deel III, in *Beroepsvervolmaking, Fysische Aardrijkskunde*, K.U.Leuven, 50p.
- RINGELE A., 1970 - Molluscan fauna of the Houthalen sands of the deepboring Helchteren (NE Belgium). *Bull. Soc. belge Géol.*, 79, 2, pp. 119-128.
- ROSSA H., 1986 - Upper Cretaceous and Tertiary inversion tectonics in the western part of the Renish-Westphalian coal district and the Campine area (N Belgium). *Ann. Soc. géol. Belg.*, 109, pp. 367-410.
- SCHILTZ M., VANDENBERGHE N. & GULLENTOPS F., 1993 - Toelichtingen bij de geologische kaart van België, Vlaams Gewest, Kaartblad (24), Aarschot. Belg. Geol. Dienst en BNRE.
- SCHILTZ M., VANDENBERGHE N. & GULLENTOPS F., 1993 - Toelichtingen bij de geologische kaart van België, Vlaams Gewest, Kaartblad (16), Lier. Belg. Geol. Dienst en BNRE.
- SCHMITZ G., 1907 - Le sondage à sec d'Asch. *Bull. Soc. belge Géol.*, 21, pp. 248-249.
- SCHMITZ G., 1908 - Note préliminaire sur le sondage rapide d'Asch. *Bull. Soc. belge Géol.*, 22, pp. 137-139.
- SCHMITZ G., 1908 - Encore les morts-terrains du sondage n° 66 à Asch. *Bull. Soc. belge Géol.*, 22, pp. 199-202.
- SCHMITZ G. & STAINIER X., 1909 - La géologie de la Campine avant les Puits de charbonnages, Découverte en Campine de l'oligocène supérieur marin, La question de l'âge du Boldérien de Dumont. *Ann. Soc. géol. Belg.*, 36, pp. M253-M267.
- SIMOENS G., 1907 - Il n'y a pas eu de soulèvement en Belgique après le dépôt du Pliocène diestien, *Bull. Soc. belge Géol.*, 21, pp.180-190.
- STAINIER X., 1924 - Résumé de nos connaissances sur la géologie de la Campine. *Ann. des Mines de Belgique*, 25, pp. 163-185.
- STAINIER X., 1927 - Les Failles de la région de Houthaalen (Campine). *Bull. Soc. belge Géol.*, 37, pp. 33-44.

- STEURBAUT E., 1987 - The Ypresian in the Belgian Basin. Bull. Soc. belge Géol., 96, 4, pp. 339-349.
- STEURBAUT E., 1991 - Ypresian calcareous nannoplankton in the Belgian Basin and adjacent areas, The Ypresian stratotype. Bull. Soc. belge Géol., 97, 3-4, pp. 251-285.
- STEURBAUT E., 1992 - Integrated stratigraphic analysis of lower Rupelian deposits (Oligocene) in the Belgian basin. Ann. Soc. géol. Belg., 115, pp. 287-306.
- STEVENS CH., 1923 - Compte rendu, les 4, 5 et 6 septembre 1923, Visite au Siège de Voort des charbonnages d'Helchteren et Zolder. Bull. Soc. belge Géol., 33, pp. 209-229.
- STEVENS CH., 1932 - L' influence morphologique du centre de dépression de Halen-Schulen. Bull. Soc. belge Géol., 42, pp. 77-80.
- STEVENS CH., 1941 - La notion de la permanence des direction tectoniques, les terrains tertiaires et la morphologie du sol belge. Bull. Soc. belge Géol., 50, pp. 171-185.
- STEVENS CH., 1942 - La cuvette de Halen-Schulen. Ann. Soc. géol. Belg., 65, pp. B58-B64.
- STEVENS CH. & VAN DE POEL B., 1943 - La formation de la cuvette de Halen-Schulen. Bull. Soc. Royale Belge Géogr., 67, pp. 69-77.
- STEVENS CH., 1947 - L' origine du plateau de la Campine limbourgeoise. Bull. Soc. Royale Belge Géogr., 71, pp. 117-122.
- TAVERNIER R., 1938 - Le cordon littoral du Bolderberg. Bull. Soc. belge Géol., 48, pp. 61-67.
- TAVERNIER R., 1943 - Le Néogène de la Belgique. Bull. Soc. belge Géol., 52, pp. 7-34.
- TAVERNIER R., 1954 - Le Néogène. in Prodrôme d'une Description Géologique de la Belgique. Liège, pp. 533-554.
- TAVERNIER R. & DE HEINZELIN J., 1962 - Symposium sur la stratigraphie du Néogène nordique. Mém. Soc. belge Géol., Série In-8, N° 6, pp. 6-39, 168-175, 183-189, 200-209.
- TYS E., 1980 - De geologische structuur van het steenkolenterrein ten noorden van het ontginningsgebied der Kempische mijnen. Belg. Geol. Dienst, Prof. Paper 1980/9, Nr 179.
- VANDENBERGHE N., 1974 - Een sedimentologische studie van de Boomse klei. K.U.Leuven, Doctoraatsverhandeling.
- VANDENBERGHE N., 1978 - Sedimentology of the Boom Clay (Rupelian) in Belgium, Verhand. Kon. Acad. Wetenschappen België, 40, 147p.
- VANDENBERGHE N. & VAN ECHELPOEL E., 1987 - Field guide to the Rupelian Stratotype. Bull. Soc. belge Géol., 96, pp. 325-337.
- VANDENBERGHE N., 1991 - Cenozoicum. Lesprogramma aan de K.U.Leuven.
- VAN DEN BROECK E., 1887 - Etude de la faune oligocène d'Elsloo près Maestricht. Bull. Soc. belge Géol., 1, pp. 106-108.
- VAN DEN BROECK E., 1895 - Note préliminaire sur le niveau stratigraphique et la région d'origine de certains des blocs de grès quartzeux des plaines de la Moyenne et de la Basse-Belgique. Bull. Soc. belge Géol., 9, pp. 91-99.

- VAN DEN BROECK E., 1895 - L'excursion au Bolderberg et au gisement fossilifère de Waenrode. Bull. Soc. belge Géol., 9, pp.116-148.
- VAN DEN BROECK E., 1896 - Session extraordinaire annuelle, dans le Limbourg belge et dans le Limbourg hollandais, Exploration dans le Limbourg hollandais, Visite au Gîte d'Elsloo. Bull. Soc. belge Géol., 10, pp. 399-406.
- VAN DEN BROECK E., 1901 - Les grès erratiques du sud du Démer et dans la région de la Herck. Bull. Soc. belge Géol., 15, pp. 627-631.
- VAN DE POEL B., 1936 - De Limburgsche Kempen. De Limburgsche Drukkerijen N.V., Hasselt, 42p.
- VAN DE POEL B., 1937 - Le centre de dépression de Halen-Schulen. Bull. Soc. Royale Belge Géogr., 61, pp. 258-266.
- VAN DE POEL B., 1942 - Contribution à l'étude de la dépression Halen-Schulen. Bull. Soc. belge Géol., 51, pp. 95-100.
- VAN DE POEL B., 1948 - Hydrografie en reliëf van Limburg. De Tijdspiegel, Hasselt, pp. 1-23.
- VANDORMAEL C., 1992 - Grondwaterkwaliteit in Limburg. AMINAL, Ministerie van de Vlaamse Gemeenschap, 111p.
- VAN ECHELPOEL E. & WEEDON G., 1990 - Milankovitch cyclicity and the Boom Clay formation: An oligocene siliciclastic shelf sequence in Belgium. Geol. Mag., 127, pp.599-604.
- VAN ECHELPOEL E., 1991 - Kwantitatieve cyclostratigrafie van de Formatie van Boom (Rupeliaan, België). K.U.Leuven, Doctoraatsverhandeling.
- VAN ERTBORN O. & COGELS M., 1881 - Texte explicatif du levé géologique de la planchette de Kermpt (Bolderberg). Commission de la carte géologique de la Belgique, Bruxelles, 79p.
- VAN ERTBORN O., 1901 - Quelques mots au sujet des divers niveaux gréseux du Tertiaire supérieur dans le nord de la Belgique. Bull. Soc. belge Géol., 15, pp. 631-632.
- VAN MECHELEN J., 1982 - Geomorfologie van de westelijke rand van het Kempisch Plateau en de micro-eolisatieverschijnselen op het grint. K.U.Leuven, Licentiaatsverhandeling.
- VAN RANST E. & DE CONINCK F., 1982 - Composition and genesis of the ferruginous sandstones of the Diest and the Poederlee formations (Belgium). Bull. Soc. belge Géol., 91, 4, pp. 45-48.
- VANSTEELANDT P., 1993 - De gevolgen van de mijnverzakkingen in Limburg. Studiedag, Geologische kartering en geologisch onderzoek in het Vlaamse Gewest, pp. 135-156.
- VAN STRAELEN V., 1920 - Observation sur le Diestien et le Quaternaire à Deurne-Sud près Anvers. Bull. Soc. belge Géol., 30, pp. 123-127.
- VAN STRAELEN V., 1923 - Observation sur le Néogène et l'Oligocène en profondeur dans la Campine limbourgeoise. Bull. Soc. belge Géol., 33, pp. 58-65.
- VELGE G., 1910 - La Géologie du Bolderberg. Ann. Soc. géol. Belg., 37, pp. M19-M21.
- VERSTRAELEN A., 1996 - Kartering van de Rupelgroep in België en het Nederrijngebied in Duitsland aan de hand van geofysische boorgatmetingen. K.U.Leuven, Licentiaatsverhandeling.

VINKEN R., 1988 - The Northwestern European Tertiary Basin. Results of the International Geological Correlation Programme, Project No. 124, Geol. Jb., Reihe A, 100, pp. 48-57.

VON KOENEN A., 1884 - Comparaison des couches de l'Oligocène supérieur et du Miocène de l'Allemagne septentrionale avec celles de la Belgique. Ann. Soc. géol. Belg., 12, pp. M194-M207.

WENSELAERS, P.; DUSAR, M. & VAN TONGEREN, P.C.H., 1996 - Steenkoollaag methaangaswinning in het Kempisch kolenbekken. Het pilootproject te Peer. Vlaamse Gemeenschap, Dept. EWBL, 67 p, 2 bijl.

WILLEMS W. & MOORKENS T., 1991- The Ypresian Stage in the Belgian Basin, The Ypresian stratotype. Bull. Soc. belge Géol., 97, pp. 231-249.

WOUTERS L. & VANDENBERGHE N., 1994 - Geologie van de Kempen. Een synthese, NIRAS, 208 p.

7.2. Kaartmateriaal

ASSELBERGHS E., 1926 - Lithologisch profiel put van Beringen, 61E 156-157. BGD.

DE BATIST M., VERSTEEG W., VAN LINT J. & VAN RENSBERGEN P., 1991 - Geïnterpreteerd seismisch profiel langs het Alberkanaal tussen Kwaadmechelen en Diepenbeek, Structureel ondiep-water seismisch onderzoek. RCGM, BNRE.

DEMYTTENAERE R., 1988 - Isopachenkaarten van het Mioceen, van Voort-Veldhoven en van Klei van Boom tot basis Mioceen, Kaarten van de diepteligging van de basis van het Mioceen, Boven-Landen en Klastisch Tertiair, Breukenkaarten van NE-België gedurende het Mioceen en het Onder-Oligoceen. K.U.Leuven.

DEWALQUE G., 1903 - Carte Géologique de la Belgique et des provinces voisines, 1/500.000.

D'OMALIUS D'HALLOY J., 1822 - Essai d'une Carte Géologique de la France, des Pays-Bas et de quelques contrées voisines, 1/4.000.000.

DUMONT A., 1853 - Carte Géologique de la Belgique et des contrées voisines représentant les terrains qui se trouvent au-dessous du limon Hesbayen et du sable Campinien, 1/800.000.

DUMONT A., 1853 - Carte Géologique de la Belgique et des provinces voisines, 1/160.000.

GULINCK M., 1962 - Essai d'une carte géologique de la Campine. Mém. Soc. belge Géol., Série In-8, N° 6.

GULINCK M., 1962 - Isohypeses de la base et du sommet du Diestien grossier typique. Mém. Soc. belge Géol., Série In-8, N° 6.

GULINCK M., 1962 - Coupe parallèle passant par le sondage Eurochimic de Mol. Mém. Soc. belge Géol., Série In-8, N° 6.

GULINCK M., 1962 - Coupe méridienne passant près du sondage Eurochimic de Mol. Mém. Soc. belge Géol., Série In-8, N° 6.

GULINCK M., 1964 - Lithologisch profiel boring Helchteren 62E261. BGD.

GULINCK M., 1967 - Meridiaan profiel 1°13'. BGD.

- GULINCK M., 1970 - The Neogene Deposits in the Houthalen Area. BGD.
- GULINCK M., 1975 - Profiel Meerle, Turnhout, Mol, Oostham, Beringen, Hasselt, NNW-SSE. BGD.
- GULLENTOPS F. & VANDENBERGHE N., 1993 - De geologische kaart van België, Vlaams Gewest, Kaartblad (17), Mol. Belg. Geol. Dienst en BNRE.
- GULLENTOPS F., CLAES S. & VANDENBERGHE N., 1995 - De geologische kaart van België, Vlaams Gewest, Kaartblad (32), Leuven. Belg. Geol. Dienst en BNRE.
- HALET F., 1920 - Carte de la partie nord-est du Limbourg belge indiquant les gisements et la cote d'altitude du gravier fossilifère d'Elsloo. Bull. Soc. belge Géol., 30.
- HALET F. & GROSJEAN A., 1923 - Coupe Géologique Ouest - Est d'Aarschot a la Meuse suivant le parallèle 65.760. BGD.
- HALET F., 1934 - Geologisch profiel Kwaadmechelen en Hasselt voor het Albertkanaal. BGD.
- HALET F., 1936 - Carte de la partie nord-est du Limbourg belge indiquant les gisements et de la cote d'altitude du gravier fossilifère d'Elsloo ainsi que les isohypses de la surface de base du Miocène. Bull. Soc. belge Géol., 46.
- HALET F., 1936 - Geologisch profiel volgens de as van het Albertkanaal tussen Hasselt en de sluis van Genk-Sledderlo. BGD.
- HALET F., 1936 - Geologisch profiel volgens de as van het Albertkanaal, Kwaadmechelen - Beringen. BGD.
- HALET F. & GLIBERT M., s.d. - Lithologisch profiel Houthalen put 1, 62E250. BGD.
- LAGA P., 1973 - Profiel van Loksbergen naar Diest. BGD.
- LANGENAEKER V., (in voorbereiding) - Structuurkaart van het Paleozoïcum van het kaartblad Hasselt, Mol en Rekem. K.U.Leuven, Doctoraatsverhandeling.
- LOHEST M., HABETS A. & FORIR H., 1903 - Geologische Kaart van de Kempen. Ann. Soc. géol. Belg., 30.
- MARECHAL R., 1990 - De post-Paleozoïsche deklagen in Laag- en Midden-België. BGD.
- MOURLON M., 1897 - Officiële geologische kaart, 61 Tessengerloo-Pael.
- MOURLON M., 1898 - Officiële geologische kaart, 62 Beeringen-Houthaelen.
- MOURLON M., 1904 - Officiële geologische kaart, 77 Kermpt-Hasselt.
- SCHILTZ M., VANDENBERGHE N. & GULLENTOPS F., 1993 - De geologische kaart van België, Vlaams Gewest, Kaartblad (24), Aarschot. Belg. Geol. Dienst en BNRE.
- SCHILTZ M., VANDENBERGHE N. & GULLENTOPS F., 1993 - De geologische kaart van België, Vlaams Gewest, Kaartblad (16), Lier. Belg. Geol. Dienst en BNRE.
- STAINIER X., s.d. - Lithologisch profiel Houthalen put 1, S95 - 62E248. BGD.

TAVERNIER R. & DE HEINZELIN J., 1962 - Essai d'une carte d'ensemble des formations néogènes de la Belgique et des régions voisines. Mém. Soc. belge Géol., Série In-8, N° 6.

VANDENBERGHE N., 1978 - Hydrogeologie, NS profiel, Helchteren, Houthalen, Zonhoven. BGD.

VANDENBERGHE N., 1978 - Hydrogeologie, NS profiel, Tessenderlo, Diest, Loksbergen. BGD

VANDENBERGHE N., 1978 - Hydrogeologie, NS profiel, Beringen, Spalbeek. BGD.

VANDENBERGHE N., 1978 - Hydrogeologie, EW profiel. BGD.

VANDENBERGHE N., 1978 - Hydrogeologie, EW profiel, Loksbergen, Herk de Stad, Hasselt. BGD.

VAN DEN BROECK E., 1895 - Officiële geologische kaart, 76 Diest - Herk-de-Stad.

VAN ERTBORN O. & COGELS M., 1881 - Levé Géologique de la planchette XXV/7 de la carte topographique de la Belgique, Kermpt, 1/80000. BGD.

8. LIJST VAN FIGUREN EN TABELLEN

8.1. Figuren

- Figuur 1: Algemene situering van het kaartblad Hasselt
- Figuur 2: Situering van de belangrijkste infrastructuren op het kaartblad Hasselt
- Figuur 3: Situering van de verschillende geografische streken op het kaartblad Hasselt
- Figuur 4: Algemene geologische situering van het kaartblad Hasselt
- Figuur 5: Lokalisatie van de verschillende geofysische waarnemingen op het kaartblad Hasselt
- Figuur 6: Boorgatmetingen met interpretatie voor boring 76W285IIC nabij Diest
- Figuur 7: Situering van de verschillende BGD dossiers en de oude en nieuwe geologische kaarten ten opzichte van het kaartblad Hasselt
- Figuur 8: Structureel ondiepwater seismisch profiel langs het Albertkanaal op het kaartblad Hasselt
- Figuur 9: Lokalisatie van de waarnemingspunten op het kaartblad Hasselt
- Figuur 10: De verschillende pakketten binnen de Formatie van Eigenbilzen op boorgatmetingen in het oosten van het kaartblad Hasselt
- Figuur 11: NS-profiel van Fonteintje tot Bokrijk gebaseerd op boorgatmetingen en korrelgrootte analyses aangevuld met 2 boorbeschrijvingen
- Figuur 12: Overzicht van de verschillende faciës binnen de Rupel groep
- Figuur 13: Subcropkaart van de top van het Paleozoïcum op het kaartblad Hasselt
- Figuur 14: Afdedekte geologische kaart - kaartblad Hasselt (25)
- Figuur 15: Isohysen van de basis van de Formatie van Boom op het kaartblad Hasselt
- Figuur 16: Isohysen van de basis van de Formatie van Eigenbilzen op het kaartblad Hasselt
- Figuur 17: Isohysen van de basis van de Formatie van Voort op het kaartblad Hasselt
- Figuur 18: Isohysen van de basis van de Formatie van Bolderberg op het kaartblad Hasselt
- Figuur 19: Isohysen van het Grind van Terlamen op het kaartblad Hasselt
- Figuur 20: Isohysen van het Grind van Opgrimbie op het kaartblad Hasselt
- Figuur 21: Isohysen van de basis van de Formatie van Diest op het kaartblad Hasselt
- Figuur 22: Reliëf van het bovenvlak van het Tertiair op het kaartblad Hasselt
- Figuur 23a: Reliëf van het bovenvlak van het Tertiair met de mogelijk dagzomende breuken en de situering van de profielen van figuur 23b op het kaartblad Hasselt
- Figuur 23b: Profielen van het huidige reliëf met de hoeveelheid te eroderen materiaal op het kaartblad Hasselt
- Figuur 24: Diktekaart van het Quartair op het kaartblad Hasselt
- Figuur 25: Langsprofiel 1 van Halen tot Vorst-Laakdal
- Figuur 26: Langsprofiel 2 van Stevoort tot Beverlo
- Figuur 27: Langsprofiel 3 van Hasselt tot Beverlo
- Figuur 28: Dwarsprofiel 4 van Waanrode tot Houthalen
- Figuur 29: Dwarsprofiel 5 van Diest tot Helchteren
- Figuur 30: NE-SW profiel met het algemeen geologisch structureel kader van het Bekken van de Kempen op het kaartblad Hasselt
- Figuur 31: Situering van de verschillende boringen met korrelgrootte-analyse op het kaartblad Hasselt
- Figuur 32: Korrelgrootte-analyse van de Formatie van Diest
- Figuur 33a: Korrelgrootte-analyse van de Formatie van Bolderberg (1)
- Figuur 33b: Korrelgrootte-analyse van de Formatie van Bolderberg (2)
- Figuur 34: Korrelgrootte-analyse van de verschillende zanden boven de Rupel groep
- Figuur 35: Steenkoolproductie in de westelijke mijnzetels van het Bekken van de Kempen
- Figuur 36: Situering van het excursietraject en de verschillende excursiepunten op het kaartblad Hasselt

8.2. Tabellen

Tabel 1: Algemeen stratigrafisch overzicht

Tabel 2: Lithostratigrafische tabel van het Quartair

Tabel 3: Lithostratigrafische tabel van het Tertiair (1)

Tabel 4: Lithostratigrafische tabel van het Tertiair (2)

9. ADDENDUM

Met dank aan M. Duser van de Belgische Geologische Dienst voor het meermaals kritisch nalezen van de tekst en voor het toevoegen van de paragraaf over steenkool in het hoofdstuk 5.1 “Nuttige Delfstoffen”.

Er zijn enige discrepanties ontstaan tussen deze Toelichtingen en de gedrukte kaarten en profielen. Verschillen met geologisch belang worden hieronder vermeld.

- Op profiel 4 is in het blok tussen breuken 5 en 8 het Zand van Orp voorgesteld. In de boringen weergegeven op het profiel werd dit pakket echter niet teruggevonden.
- Eveneens op profiel 4 zijn voor verschillende formaties de symbolen van zandsteen, kleisteen en siltsteen niet weergegeven. Net als in de andere profielen komen deze zand-, silt en kleistenen echter ook hier voor. Er treedt dus geen faciësverandering op.
- Nog op profiel 4 werd op het blok tussen breuken 5 en 8 het raster van de Formatie van Maastricht schuin gedrukt hetgeen een gelijkenis oproept met een hoekdiscordantie tussen deze formatie en de Formatie van Houthem. Dit is niet het geval.
- Op profiel 2 doet zich in mindere mate iets gelijkaardigs binnen het Krijt voor.