

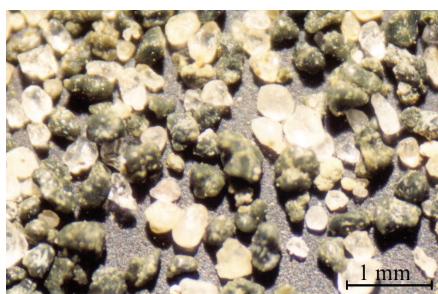
Toelichting  
bij de  
Quartairgeologische kaart



Kaartblad **2-8**  
**Meerle - Turnhout**



Depotnummer: D/2005/3241/073  
Isbn: 90-403-0221-9  
Nur: 905



Kaart en tekst opgemaakt door:  
Frieda Bogemans  
Vrije Universiteit Brussel

**Verkoopadres:**

Vlaamse overheid.  
Dienst Natuurlijke Rijkdommen.  
Koning Albert II-laan 20 bus 20.  
1000 Brussel.

**Verkoopprijs:**

12 euro, verzendingskosten inbegrepen.

# INHOUDSOPGAVE

<b>VOORWOORD</b> .....	<b>2</b>
<b>1 INLEIDING</b> .....	<b>3</b>
1.1 Inleiding en algemene geologische kennismaking .....	3
1.2 Geomorfolologische en geografische aspecten .....	4
<b>2 METHODIEK</b> .....	<b>6</b>
2.1 Inleiding.....	6
2.2 Kartering op basis van archiefgegevens en beperkte terreinverkenning.....	6
2.3 Indeling van Quartaire afzettingen .....	6
2.4 Het gebruik van de Quartairgeologische kaarten .....	6
<b>3 Quartairgeologische SITUERING</b> .....	<b>7</b>
3.1 Situering van de waarnemingspunten (fig. 2).....	7
3.2 Isohypsen van de top van het Tertiair substraat (fig. 3) .....	8
3.3 Dikte van de Quartaire afzettingen (fig. 4).....	9
<b>4 QUARTAIRGEOLOGISCHE KARTEERBARE EENHEDEN</b> .....	<b>10</b>
<b>Inleiding</b> .....	<b>10</b>
4.1 De formatie van Merksplas.....	10
4.2 Groep van de Kempen.....	10
4.2.1 De formatie van Malle .....	10
<i>Het Lid van Brasschaat</i> .....	10
<i>Het lid van Vosselaar</i> .....	12
4.2.2 De formatie van Weelde.....	13
<i>Het lid van Rijkevorsel</i> .....	13
<i>Het lid van Beerse</i> .....	15
<i>Het lid van Turnhout</i> .....	16
4.2.3 De formatie van Ravels.....	18
4.2.4 Het complex van Meer .....	19
4.2.5 De formatie van Gent.....	19
4.3 De Tardiglaciale en Holocene fluviatiele afzettingen .....	20
4.4 Tardiglaciale en Holocene eolische afzettingen.....	20
<b>5 PROFIELTYPENKAART</b> .....	<b>21</b>
5.1 Inleiding .....	21
5.2 De profieltypenkaart.....	21
<b>6 THEMATISCHE KAART</b> .....	<b>25</b>
<b>7 DE PROFIELEN</b> .....	<b>27</b>
7.1 Profielen A en B op kaartblad 2 (fig. 21) .....	27
7.2 Ligging profiel AA', BB' en CC' op kaartblad 8 .....	28
7.3 Profiel AA' (fig. 22).....	28
7.4 Profiel BB' (fig. 23) .....	28
7.5 Profiel CC' (fig. 24).....	29
<b>8 QUARTAIRGEOLOGISCHE EVOLUTIE VAN HET KARTERINGSGEBIED</b> .....	<b>30</b>
<b>9 BIBLIOGRAFIE</b> .....	<b>34</b>

## **VOORWOORD.**

*De Quartairgeologische kaart Turnhout is opgesteld in opdracht van het Vlaams Gewest, Afdeling Natuurlijke Rijkdom en Energie (ANRE).*

*Dit kaartblad is qua nummering, begrenzing en naamgeving volledig conform met de bestaande topografische kaart 1/50 000.*

*Bij de Quartairgeologische kaart horen vier bijkarten en drie dwarsprofielen. De eerste bijkart is een stippenkaart waarop de lokalisatie van de gebruikte boringen is weergegeven (fig.2). Daar het voor de kaartgebruiker van belang is de aard van de boringen te kennen, wordt op deze stippenkaart een onderscheid gemaakt tussen de boringen die tot in de Formatie van Lillo (Pliocéen) reiken en deze die slechts een beperkt deel van de Quartaire afzettingen omvatten. Op de twee volgende bijkarten is het verloop van enerzijds de top van het Tertiair substraat (fig. 3) en anderzijds de dikte van de Quartaire afzettingen (fig. 4) weergegeven. Op beide kaarten bedraagt het hoogteverschil tussen de contourlijnen 5 m. Tenslotte is bij dit kaartenpakket een thematische kaart gevoegd waarop voor de zuidelijke helft van het karteringsgebied het aantal kleilagen binnen de eerste 10 m en hun totale dikte is aangeduid. (fig. 20)*

*De Quartairgeologische kaart is zo opgevat dat zowel de laterale als verticale spreiding van de verschillende Quartaire afzettingen zijn voorgesteld. Ieder onderscheiden Quartaire afzetting is gedefinieerd volgens zijn ontstaanswijze en zijn sedimentologische opbouw.*

*Het onderzoek van de auteur met als doel de genese en de opbouw van de zogenaamde Kleien en Zanden van de Kempen te achterhalen is gestart in 1989 met een postdoctorale beurs van het toenmalige NFWO. Het studiegebied beperkte zich tot het oostelijk deel van het voorgestelde kaartblad of met andere woorden tot de kaartbladen Wortel - Weelde en Beerse - Turnhout (schaal 1/25 000). Voorheen werden de Kleien en Zanden van de Kempen meestal bestudeerd in exploitatiegroeven waardoor de observaties beperkt bleven tot het topgedeelte van de afzettingen. De Belgische Geologische Dienst (BGD) heeft in die periode een niet onbelangrijk aantal diepe gestoken boringen ter beschikking gesteld waarvoor mijn dank. Frans Moorkens heeft technische hulp verleend bij de beschrijving van de honderden meters kernen. Supplementaire informatie over de opbouw van de eerste 10 tot 12 m werd in de omgeving van Malle verkregen door een boorcampagne uitgevoerd in opdracht van de ANRE en waarvan de ongestoorde monsters werden beschreven in het depot van de BGD te Laken.*

*Met J.Hus (Centre Physique du Globe) werd in de loop der jaren meerdere malen terreinwerk verricht, meestal in het kader van eindverhandelingen en zijn er discussies gevoerd omtrent de ouderdom en opbouw van de afzettingen in de Noorderkempen.*

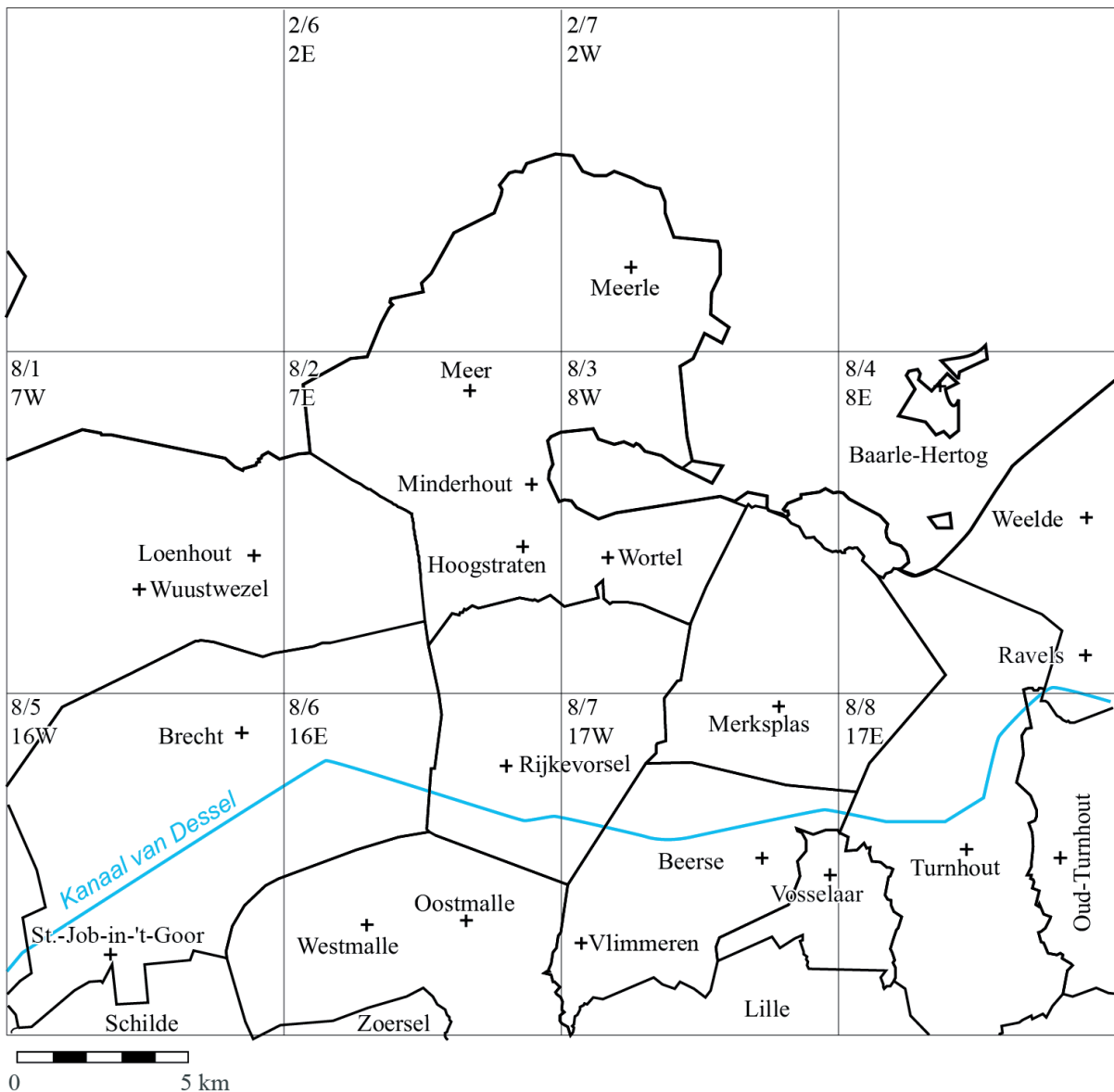
*Onze dank gaat ook naar instelling zoals Geotechniek te Gent, Universiteit Gent en de Katholieke Universiteit Leuven die de bestaande gegevens betreffende dit kaartblad ter beschikking stelden. Met W. Westerhoff en P. Kiden (TNO) zijn discussies gevoerd over de geologische opbouw in het Nederlands - Belgisch grensgebied. S. Wartel (KBIN) stelde de Sedigraph ter beschikking voor het uitvoeren van korrelgrootteanalyses.*

# 1 INLEIDING.

## 1.1 Inleiding en algemene geologische kennismaking.

Het karteringsgebied ligt in de provincie Antwerpen en grenst in het noorden aan Nederland. Het gebied beslaat de regio gaande van Wuustwezel, Meerle en Weelde in het noorden tot St. Job-in-'t-Goor en Turnhout in het zuiden (fig. 1). Het karteringsgebied is terug te vinden op de topografische kaarten Meerle nr 2 en Turnhout nr 8.

Fig. 1: Situering van het karteringsgebied.



In het karteringsgebied worden van oudsher kleiafzettingen ontgonnen en gebruikt als basisgrondstof voor de grof keramische industrie. De kleiafzettingen komen enkel in dikke pakketten voor in het centraal gedeelte van het gebied. Zowel ten noorden als ten zuiden zijn de kleiafzettingen doorspekt met zandafzettingen. De klei- en de zandafzettingen behoren tot één lithostratigrafische eenheid, namelijk de Groep van de Kempen (Gullentops *et al.*, 2001). Deze afzettingen dazomen quasi nooit. De oppervlaktelaag is voornamelijk gevormd door dekzand dat als een deken over het landschap is gelegen en dat door de wind is afgezet gedurende het Laatste Glaciaal, dat het Weichselien wordt genoemd. Het dekzand is vanaf zo'n 15 000 jaar geleden in de huidige beek- en riviervalleien geheel of gedeeltelijk weggeruimd door een herneming van de fluviatiele activiteit. De fluviatiele activiteit was nagenoeg gestopt gedurende de extreme koude periode van het glaciaal optimum. In de uitgediepte dalen zijn vervolgens fluviatiele sedimenten afgezet. Op plaatsen buiten de directe invloed van de waterlopen zijn lokale verstuingen opgetreden, waarbij duinen en stuifzanden zijn gedeponerd bovenop het dekzand. Op onbeschutte plaatsen grijpen de dag van vandaag nog steeds verstuingen plaats. Tussen de hierboven vernoemde oppervlakesedimenten en de afzettingen van de Groep van de Kempen komen lokaal in het noorden nog fluviatiele afzettingen voor. Deze afzettingen zijn complex en zijn tijdens verschillende periodes van het Beneden en Midden-Pleistoceen afgezet. Een gedetailleerde omschrijving gebeurt in hoofdstuk 4.

## 1.2 Geomorfologische en geografische aspecten.

Algemeen geografisch maakt het karteringsgebied deel uit van de Antwerpse Kempen ook Noorderkempen genoemd. Geomorfologisch staat het gebied gekend als de Kempische laagvlakte. Deze laagvlakte loopt verder door op Nederlands grondgebied. De Kempische laagvlakte is het gebied gelegen tussen de Schelde polders in het westen en het Limburgs plateau in het oosten (De Ploey, 1961). Het contact met de Schelde polders wordt geaccentueerd door een steilrand of talud. De steilrand, voornamelijk aanwezig op Nederlands grondgebied, loopt duidelijk waarneembaar van Zandvliet over Ossendrecht naar Bergen-op-Zoom en eindigt te Kladderhoeve waar hij in de ondergrond verdwijnt (Westerhoff & Dobma, 1995). Deze steilrand staat ook gekend als de "Brabantse Wal" (Gysels, 1993). Aan weerszijde van de steilrand is het landschap duidelijk verschillend. In de Scheldepolders is het landschap open en vlak met grote rechte verkavelingen en een verspreide bewoning. Op de Kempische laagvlakte is het landschap beduidend meer gesloten met o.a. uitgebreide bossen in de duingebieden en een meer geconcentreerde bewoning. Volgens Westerhoff & Dobma (1995) is de steilrand ontstaan door fluviatiele processen vanuit het Scheldebekken vanaf het Midden-Pleistoceen.

De overgang Kempische laagvlakte - Limburgs plateau gebeurt minder abrupt. Het dalend Limburgs plateau sluit namelijk ten noordoosten van Turnhout aan bij het waterscheidingvlak tussen het Schelde - Nete bekken en het Maasbekken (De Ploey, 1961). Beide bekkens ontwateren het gebied. Het waterscheidingvlak is een relatief brede strook die de morfologie van het centraal gedeelte van de Kempische laagvlakte domineert. Het heeft een onregelmatig maar sterk ontwikkeld microreliëf (De Coninck, 1959). De maximale hoogte schommelt er tussen de 30 à 35m\*. Deze waarden zijn trouwens de hoogste waarden die worden aangetroffen in het karteringsgebied. Het waterscheidingvlak buigt te Westmalle naar het noordwesten en bereikt vervolgens de steilrand van de Scheldepolders (De Ploey, 1961).

Het gebied tussen Ossendrecht in het westen en Turnhout in het oosten wordt door De Ploey (1961) de microcuesta van de Kempen genoemd. De randhelling, ook cuestafront genoemd, van deze microcuesta wordt gevormd door de zuidelijke grens van het kleiige facies van de Groep van de Kempen. Tussen Kapellen en Schilde leunt een glacis tegen het cuestafront aan, het glacis van Brasschaat genoemd (De Moor & Pissart, 1992; Wouters & Vandenberghe, 1994). De cuestarug zelf daalt langzaam naar het noorden.

Het landschap in het Schelde – Nete bekken, dat in het karteringsgebied grotendeels samenvalt met het glacis van Brasschaat, is vlak tot licht golvend en stijgt geleidelijk in noordoostelijke richting. De aanwezige waterlopen lopen nagenoeg evenwijdig. Ze ontspringen in het noordnoordoosten en stromend in zuidzuidwestelijke richting. Ze zijn voornamelijk geconcentreerd in het centraal zuidelijk en zuidoostelijk gedeelte van het karteringsgebied.

In het Maasbekken, hier gelokaliseerd op de rug van de microcuesta, zijn de valleien *grosso modo* zuid – noord georiënteerd. Opvallend is het feit dat de waterlopen in het Maasbekken doorgaans dieper zijn ingesneden dan in het Schelde – Nete bekken (Berendsen, 1997, De Coninck, 1959). De drainage van het Maasbekken in het karteringsgebied wordt voornamelijk verzorgd door bekkens van de Weerijs en de Mark. Ze ontwateren het gebied tussen Wuustwezel en Turnhout. De Weerijs vertoont een sterk vertakt drainagepatroon in zijn stroomopwaarts gedeelte. De Mark bestaat tot Castelnau uit twee lopen, namelijk één die vloeit langs Merksplas over Wortel en Minderhout

---

\* Tweede Algemene Waterpassing.

en één die de Belgisch-Nederlandse grens volgt. Vanaf Castelré loopt de Mark dan in het centrale gedeelte van het karteringsgebied als één stroom verder naar het noorden.

De topografie daalt in het Maasbekken in noordelijk richting. De grens tussen België en Nederland ligt op een hoogte van 10 à 15m. het landschap is vlak tot licht golvend. Het licht golvend karakter van het landschap is ondermeer het gevolg van de restanten van stuifzandmassieven zoals te Beerse, Weelde en de omgeving van Wuustwezel. Deze stuifzandmassieven zijn simultaan ontstaan met het zogenaamde “groot westelijk duinlandschap” gedurende het Jong-Dryas en het Holoceen (De Ploey, 1961) maar zijn aanmerkelijk kleiner in omvang. Het zand is opgewaaid uit de “pré-Scheldevallei” en uit het dekzandgebied. Het verstoven zand is ondermeer afgezet als paraboolduinen en lengteduinen. De meeste zijn echter door latere menselijke activiteiten verdwenen.



## 2 METHODIEK.

naar Frank Mostaert, Marc Van Molle en Frieda Bogemans.

### 2.1 Inleiding.

De kartering van het Quartair in Vlaanderen op schaal 1/50 000 werd uitgevoerd volgens de profieltypekarteringsmethode. Deze methode werd ontwikkeld door De Jong & Hageman (1960) voor de Holocene mariene afzettingen en door Bogemans (1988, 1991, 1994) toepasbaar gemaakt voor Quartaire continentale afzettingen en later uitgebreid voor alle Quartaire afzettingen (Bogemans, 1998). De profieltypemethode laat toe om op een tweedimensionale kaart de driedimensionale opbouw van het Quartair weer te geven.

Voor het Quartair van Vlaanderen bestaat geen definitief, volledig en aanvaard formeel stratigrafisch classificatiesysteem. Wel is er een internationaal vrij goed aanvaarde chronostratigrafische indeling beschikbaar en werd met een publicatie van Gullentops *et al.* (2001) een aanzet gegeven tot een lithostratigrafie van de Belgische Quartaire afzettingen. Met deze laatste indeling is in de karteringsperiode tot 2002 geen rekening gehouden.

### 2.2 Kartering op basis van archiefgegevens en beperkte terreinverkenning.

De opmaak van de Quartairkaarten wordt vooraf gegaan door de inventarisatie van basisgegevens en een doorgedreven literatuurstudie. Het betreft vooral informatie van ontsluitingen, boringen, geotechnische sonderingen, geofysische prospectie, aangevuld met informatie uit reeds uitgevoerde studies. De kwaliteit van de basisgegevens is zeer divers, de spreiding onregelmatig en daarenboven is niet alle informatie even goed toegankelijk. De karteerders dienen een inzicht te hebben in de evoluerende stratigrafische inzichten die tot stand kwamen gedurende een periode van meer dan honderd jaar. De waarnemingen worden in een databank verzameld: de Databank Ondergrond Vlaanderen.

De eerste interpretatiestap is het onderscheiden van de Quartaire afzettingen van de onderliggende Tertiaire of oudere afzettingen. Dit impliceert ook kennis van deze afzettingen.

Vervolgens dienen de geïdentificeerde Quartaire afzettingen te worden ingedeeld op basis van de kenmerken van de afzettingen.

### 2.3 Indeling van Quartaire afzettingen.

Op basis van specifieke lithologische en eventueel sedimentologische kenmerken worden de basisgegevens ingedeeld in karteerbare eenheden, gekenmerkt door een duidelijke ondergrens en bovengrens. Een karteerbare eenheid kan ofwel lithologisch homogeen zijn (vb. zand) ofwel samengesteld zijn (vb. kleiig/zandig complex).

Van elke eenheid wordt de genese en de chronostratigrafische positie bepaald.

Op deze manier wordt op wetenschappelijke wijze een redelijk aantal karteerbare eenheden gedefinieerd.

Elke karteerbare eenheid krijgt een unieke code.

Het bepalen van karteerbare eenheden gebeurt per kaartblad wat uiteraard gevolgen heeft voor de kaartansluitingen en eigenlijk vrij nefast is bij de digitale exploitatie van de kaarten.

In de begeleidende tekst van het kaartblad (hoofdstuk 4) worden de karteerbare eenheden gecorreleerd met de lithostratigrafische indeling opgesteld door Gullentops *et al.*, (2001).

### 2.4 Het gebruik van de Quartairgeologische kaarten.

De Quartairgeologische kaarten geven indicaties over de opbouw van het Quartair op een schaal 1/50.000. Dit betekent dat de resolutie van de kaarten onvoldoende is om bijvoorbeeld gedetailleerde informatie op perceelsniveau af te leiden tenzij daar toevallig ook kwalitatief goede boorgegevens voor handen zijn. Voor aanleg van infrastructuur zullen de kaarten indicaties geven maar verder gedetailleerd geologisch onderzoek niet uitsluiten. Het is dan ook raadzaam om de kaarten te gebruiken in combinatie met de stippenkaart (kaart met de lokalisatie van de waarnemingen) om een idee te krijgen over de precisie.

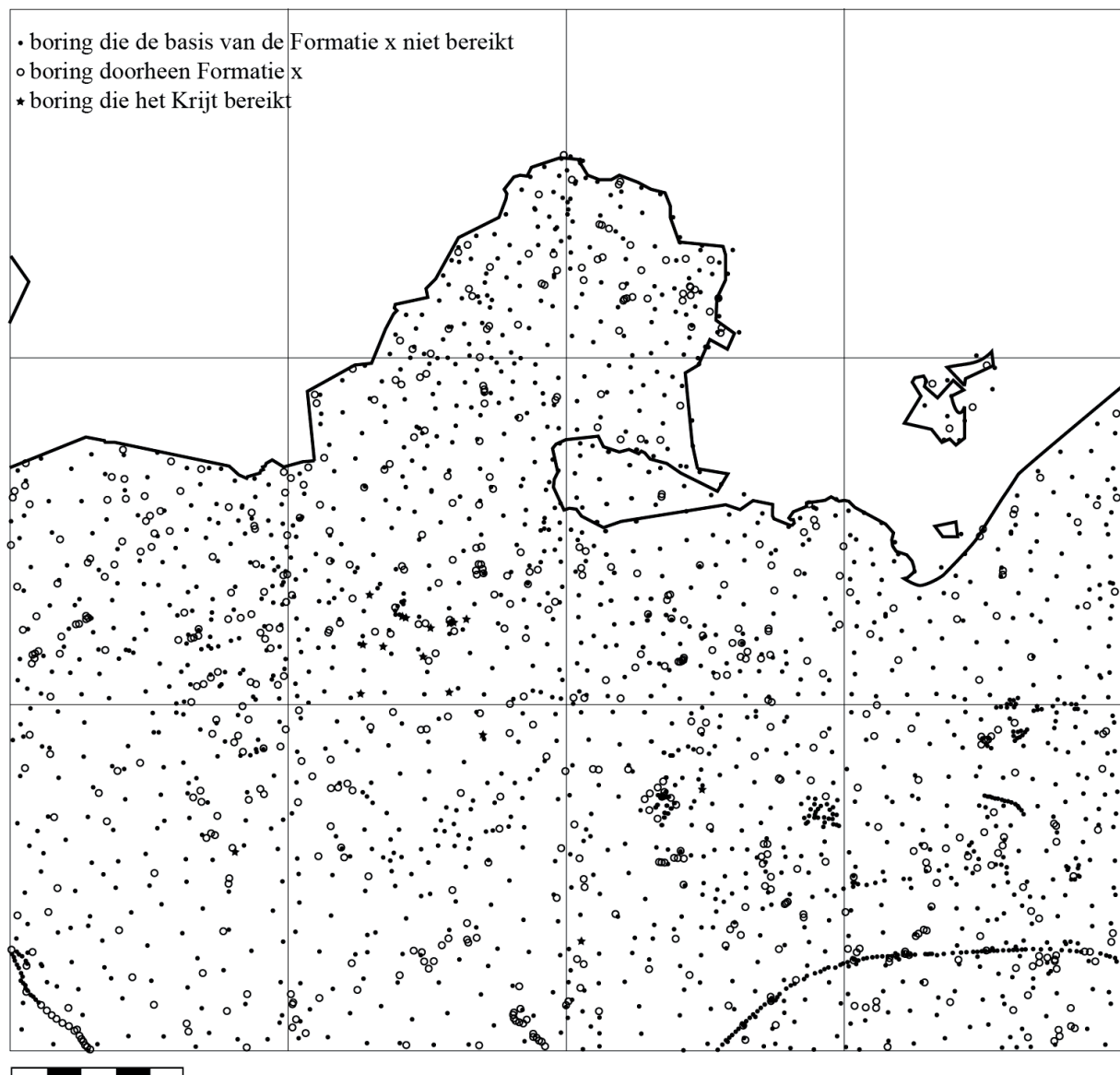


### 3 QUARTAIRGEOLOGISCHE SITUERING.

#### 3.1 Situering van de waarnemingspunten (fig. 2).

De Quartairgeologische kaart is gebaseerd op de archiefgegevens van de BGD, op gegevens afkomstig van Belgische Instituten en Instellingen, op terreinwaarnemingen en op gestoken boringen beschreven door de auteur. Het grootste gedeelte van de archiefgegevens geeft enkel informatie over de eerste meters. In een omgeving waar de Quartaire afzettingen een dikte van meerdere tientallen meters hebben, leveren deze gegevens weinig informatie op omtrent de opbouw van de Quartaire sequentie. Daarenboven bevatten deze gegevens doorgaans slechts één karteereenheid, zodat ze in het kader van de profieltypekartering weinig bruikbaar zijn. Deze kaart stoelt dan ook in eerste instantie op volledige Quartairgeologische boringen, op boringen vanaf een diepte van 10m en op terreinwaarnemingen.

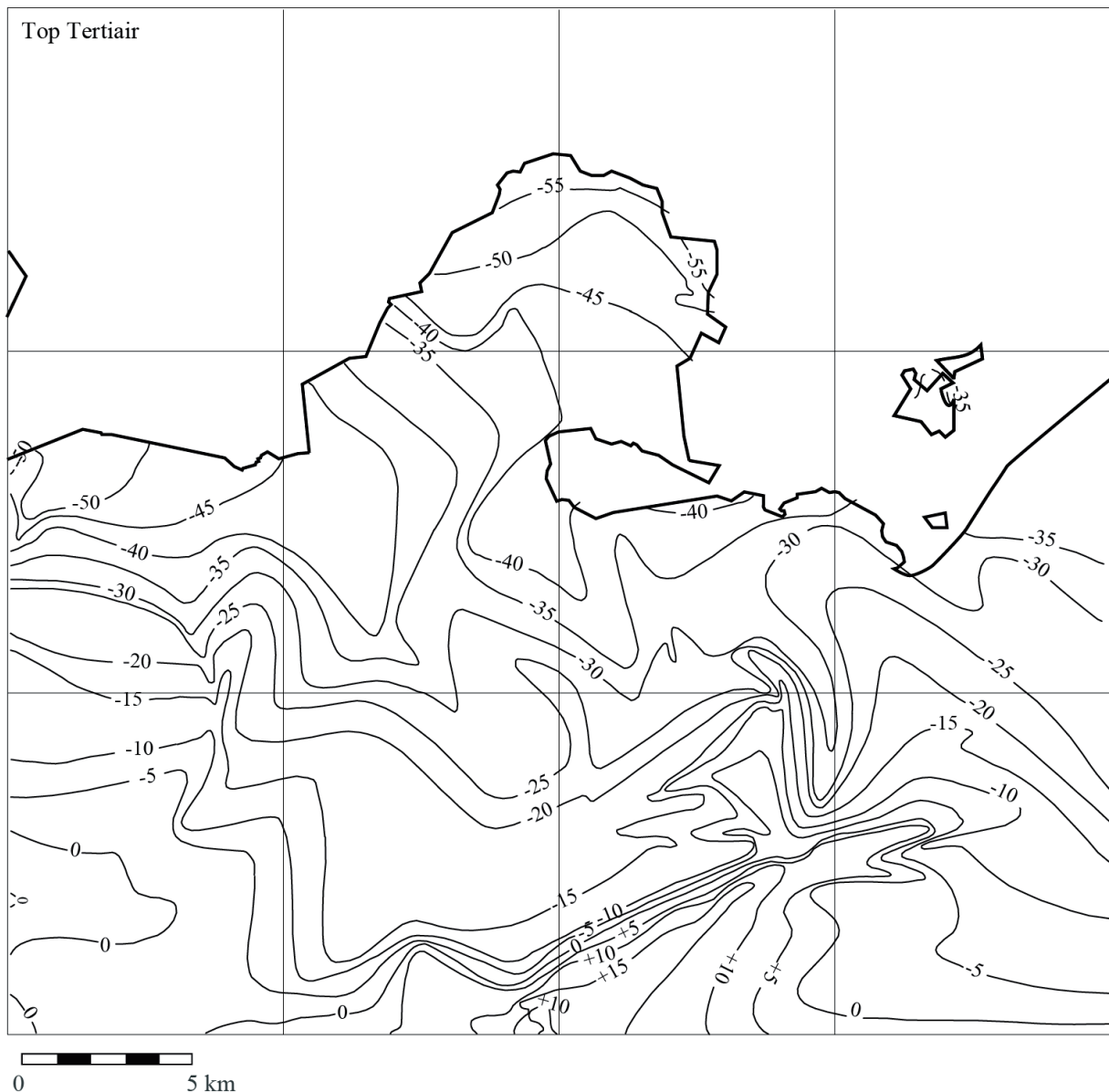
Fig. 2: Situering van de waarnemingspunten (figuur overgenomen uit: Buffel, Ph., Van Barel, L. en Gulentops, F., in afwerking bij de Geologische kaart van België - Vlaams Gewest, Kaartblad 2-8, Meerle - Turnhout. Koninklijk Belgisch instituut voor Natuurwetenschappen en Vlaamse overheid, afdeling Land en Bodembescherming, Ondergrond, Natuurlijke Rijkdommen.



### 3.2 Isohypsens van de top van het Tertiair substraat (fig. 3).

Volgens de isohypsenskaart bevindt de top van het Tertiair substraat zich beneden de  $-50\text{ m}^*$  TAW in het meest noordwestelijk gedeelte, dit is ten NW van Wuustwezel en stijgt tot boven de  $+10\text{ m}$  in het centraal zuidelijk gedeelte dat loopt van Zuid Beerse tot de zuidelijke gedeelten van de gemeenten Vlimmeren en Oostmalle. Niettegenstaande de algemene stijgende trend van de Tertiaire topografie van noord naar zuid wordt deze op een tweetal plaatsen door depressies onderbroken. Een eerste depressie loopt van Wuustwezel over het oostelijk deel van Loenhout, waar een kleinere depressie aansluit komende van Meerle over Castrelé, Minderhout en Hoogstraten, om dan als een geheel verder te lopen tot in de omgeving van Rijkevorsel. De vorm van de tweede, meer oostelijk gelegen depressie, is danig verschillend van deze van de eerste depressie. Deze tweede depressie is in het noorden zeer breed, ze reikt namelijk van Wortel tot Baarle Hertog en vernauwt vervolgens sterk ter hoogte van de Mark, om dan verder te lopen over Merksplas naar het zuiden tot in Beerse. De uitschuringsdiepte van deze depressie is beperkter gebleven.

Fig. 3: Isohypsens van de top van het Tertiair substraat.

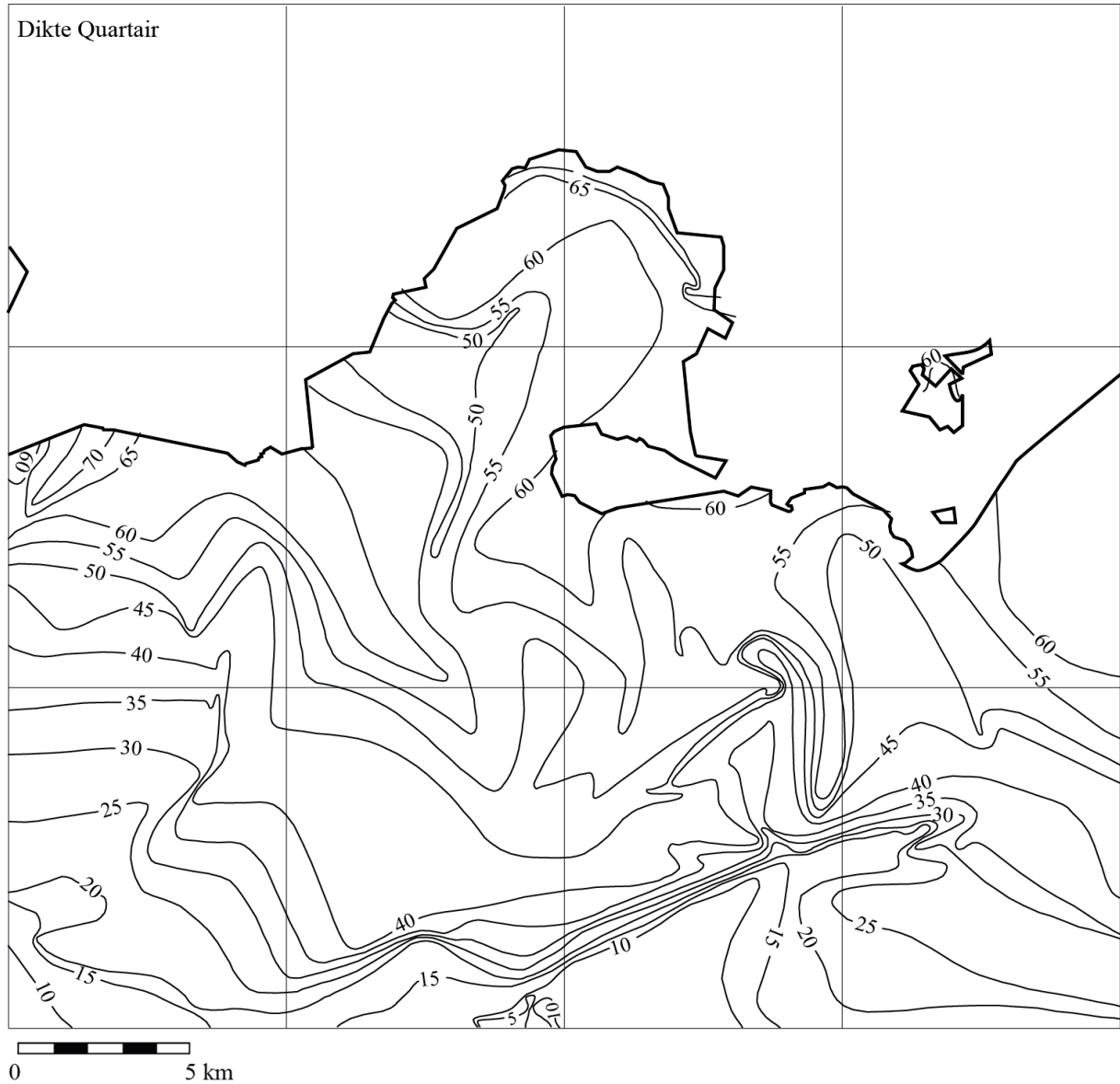


\* alle posities worden uitgedrukt in TAW ( Tweede Algemene Waterpassing).

### 3.3 Dikte van de Quartaire afzettingen (fig. 4).

De dikte van de Quartair afzettingen schommelt in het karteringsgebied van meer dan 60 m in het noordelijk gedeelte tot minder dan 10 m in het zuidelijk gedeelte. Een afname van de dikte van de Quartaire afzettingen gebeurt eerst zeer geleidelijk waardoor grosso modo tweederde van het gebied een dikte heeft van meer dan 40 m. Het is enkel in het centraal zuidelijk gedeelte dat de dikteafname sterk uitgesproken is. De twee depressies waarvan hierboven sprake, zijn opgevuld met een dik pakket Quartaire sedimenten.

Fig.4: Dikte van de Quartaire afzettingen.



## 4 QUARTAIRGEOLOGISCHE KARTEERBARE EENHEDEN.

### Inleiding.

Het debat omtrent de aanvang van het Quartair wordt reeds decennia gevoerd. Volgens de International Union of Geological Sciences (IUGS, 2000) vangt het Quartair aan op 1.67 of 1.81 miljoen jaar geleden. Deze bepaling is evenwel slechts gebaseerd op de studie van mariene sedimenten in Zuid-Italië (Aguirre & Pasini, 1985).

Het Quartair, meer bepaald het Pleistoceen, is oorspronkelijk gedefinieerd in Noordwest Europa als de periode waarin “koude invloeden” duidelijk hun stempel op de afzettingen hebben gedrukt (Lyell, 1839). Het Quartair is dan ook met een koude fase begonnen die gedateerd is op 2.6 miljoen jaar. Deze fase wordt o.a. gekenmerkt door het verdwijnen van de subtropische planten, door veranderingen van de zoogdieren, door de aanwezigheid van schelpen en andere organismen in de Noordzee die vandaag nog enkel in koudere gebieden voorkomen. Al deze veranderingen vallen quasi samen met de omkering van het aardmagnetisch veld, de Gauss – Matuyama genoemd.

Op basis van deze elementen gebruiken vele Noordwest Europese Quartairgeologen, inclusief de auteur, de oorspronkelijke definitie van het Quartair. Trouwens in de “plenary sessie van het ICS te Kyoto in 1992” is gebleken dat de sterke stroming binnen de groep van Quartairgeologen om de ondergrens van het Quartair te herdefiniëren naar de vroegere grens van ongeveer 2.6 miljoen jaar resultaten boekt. Een gezamenlijke groep van specialisten uit het Quartair en het Neogeen onderzoeken het probleem opnieuw.

### 4.1 De formatie van Merksplas.

#### *Sedimentologische kenmerken en genese.*

De dikte schommelt van 2 m tot meer dan 15 m. Twee facies worden in deze afzettingen onderscheiden.

Het eerste facies bestaat uit grijs medium tot grof heteromorf zand, mogelijk grindhoudend, met silteuze en kleiige intercalaties in de vorm van lenzen, brokken en lagen, organisch materiaal en houtfragmenten. Het geheel is glauconiethoudend.

Het tweede facies bestaat uit halffijn tot grof zand, met een dominantie van halffijn zand. Silteuze tot kleiige lagen komen in beperkte mate voor. Opvallend is de aanwezigheid van schelpfragmenten van o.a. *Pygocardia*, *Corbula*. De schelpfragmenten zijn soms herleid tot gruis. Beide facies zijn afgezet in een getijden omgeving.

#### *Stratigrafie.*

Gulinck (1962) heeft deze afzettingen gedefinieerd als de Zanden van Merksplas. In de publicaties van De Meuter en Laga (1976) en Paepe en Vanhoorne (1976) worden deze afzettingen voor het eerst de Formatie van Merksplas genoemd.

Auteurs zoals De Meuter en Laga (1976); Paepe en Vanhoorne (1976); Kasse (1988), Laga et al., (2001) en Gullentops et al., (2001) plaatsen de Formatie van Merksplas in het Boven-Pliocene en het Pretigien.

### 4.2 Groep van de Kempen.

#### 4.2.1 De formatie van Malle.

##### *Het Lid van Brasschaat.*

#### *Sedimentologische kenmerken en genese.*

Het is een doorgaans zandig complex waarvan de dikte schommelt van minder dan 10m tot 30m. Het complex heeft een dominante korrelgrootteverdeling gaande van zeer fijn tot halffijn zand. Typische mineralen zijn mica's en glauconiet. Vegetatieresten, veenspikkel, veenbrokken, houtfragmenten, allerhande deformatiestructuren en in mindere mate microbreuken behoren tot het klassieke beeld van dit complex. De sedimenten zijn doorgaans afgezet in één of meerdere cycli (fig. 5). In de streek rond West- en Oostmalle tot De Hout (Beerse) wordt het grootste gedeelte van de sequentie echter ingenomen door een bruinkleurige kleiafzetting waarin grote houtfragmenten en kleinere vegetatieresten voorkomen.

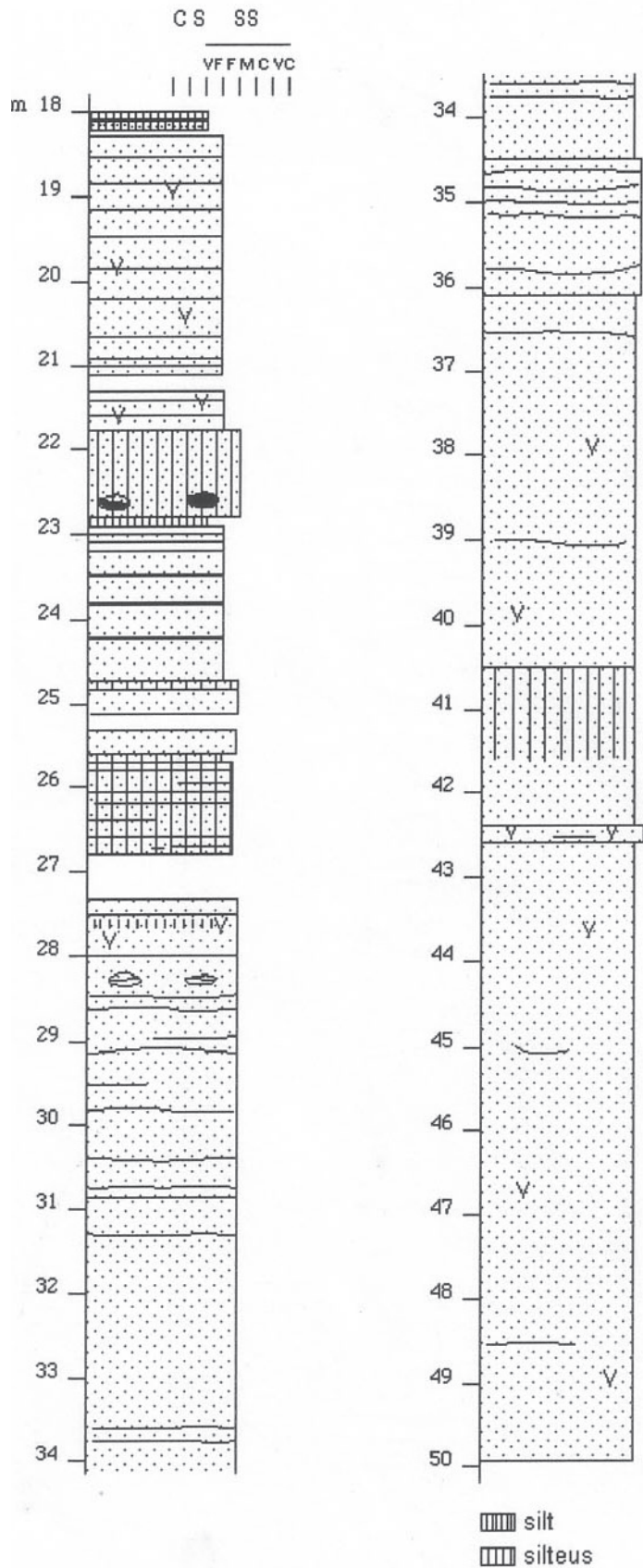
In deze karteereenheid worden twee sedimentatiemodellen onderscheiden, beide gevormd binnen een getijde gedomineerd estuarium (Dalrymple *et al.*, 1990). Het eerste sedimentatiemodel is opgebouwd uit een opeenvolging van verschillende wadtypes, in een trapsgewijze opeenvolging, en geulen, de laatste al dan niet met banken. Het

tweede model bestaat uit zandbanken (intertidal sand bodies) of zandwadden waarvan de dikte tot meer dan 20 m oploopt. Een onderscheid tussen beide milieus is aan de hand van boringen moeilijk te maken (mondelijke mededeling Dalrymple).

*Stratigrafie.*

Gulinck heeft in 1962 dit zandig complex omschreven en gedefinieerd als “de Zanden van Brasschaat”, zonder dat hij er evenwel een specifieke stratigrafische betekenis aan verbond. In navolging van Gulinck wordt dit zandig complex het Lid van Brasschaat genoemd, dat op zijn beurt deel uit maakt van de Groep van de Kempen (Gullentops *et al.*, 2001). Het Lid van Brasschaat komt geïntercaleerd tussen de Formatie van Merksplas en de overige Leden van de Groep van de Kempen voor. Aan de Formatie van Merksplas wordt een Pliocene tot Pre-Tiglien ouderdom gegeven (De Meuter & Laga, 1976, Kasse, 1988, Paepe & Vanhoorne, 1976; Gullentops *et al.*, 2001). Een Tiglien, mogelijk Pre-Tiglien ouderdom voor het Lid van Brasschaat is dan ook het meest waarschijnlijke.

Fig. 5: Het Lid van Brasschaat (boring 17 W 289).





## Het lid van Vosselaar.

### *Sedimentologische kenmerken en genese.*

Deze afzettingen bestaan uit meerdere fining-up cycli. Een cyclus bestaat voor het grootste gedeelte uit fijn tot halffijn slecht gesorteerd zand en sporadisch zeer fijn zand. Mineralen zoals glauconiet komen in beperkte hoeveelheden voor. Het topfacies van een cyclus bestaat uit fijn klastisch materiaal gaande van fijn zand tot klei dat soms weinig of vegetatierijk is. Verschillende types van kriskrasgelaagdheid vormen samen met convoluties en andere deformatie-structuren de typerende sedimentaire structuren van deze afzettingen (fig. 6).

De hierboven omschreven afzettingen zijn gevormd in een permanente zandige verwilderde rivier (Miall, 1985; 1992; 1996)

### *Stratigrafie.*

Het bestaan van deze afzettingen is pas duidelijk geworden in een uitgebreide studie, uitgevoerd in de jaren '90, op basis van gestoken boringen. Hun afwezigheid in de literatuur is dan ook niet verwonderlijk vermits deze afzettingen in spoelboringen quasi onmogelijk te onderscheiden zijn van het Lid van Brasschaat. Genetisch is deze eenheid in een continentale omgeving afgezet. In het kader van de Quartairkartering was het dus noodzakelijk een nieuwe stratigrafische eenheid in te voeren op het niveau van Lid. Aangezien deze eenheid beperkt is tot de tweede helft van het karteringsgebied en reeds een reeks geografische namen zoals Rijkevorsel, Beerse en Turnhout in vroegere publicaties werden geïntroduceerd (Van Straelen, 1920; Dricot, 1961; Paepe & Vanhoorne, 1970, 1976) werd er geopteerd voor het Lid van Vosselaar dat een typelokaliteit vormt voor deze specifieke sedimentaire eenheid (Gullentops *et al.*, 2001).

Gelet op de positie van het Lid van Vosselaar in de stratigrafische sequentie en het continentaal karakter ervan, is een Tiglien ouderdom het meest waarschijnlijke. Meer specifiek zou de ouderdom overeenkomen met de TB pollenzone van Zagwijn (1963, 1985, 1989). De pollenzone werd in recente studies in Nederland bevestigd (De Mulder *et al.*, 2003).

Fig. 6: Het Lid van Vosselaar (boring 17 W 281).

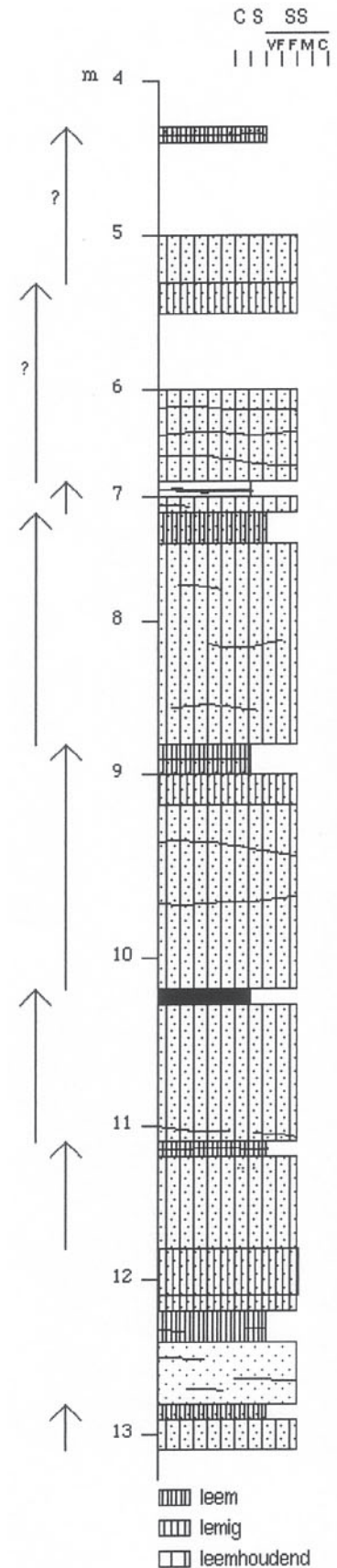
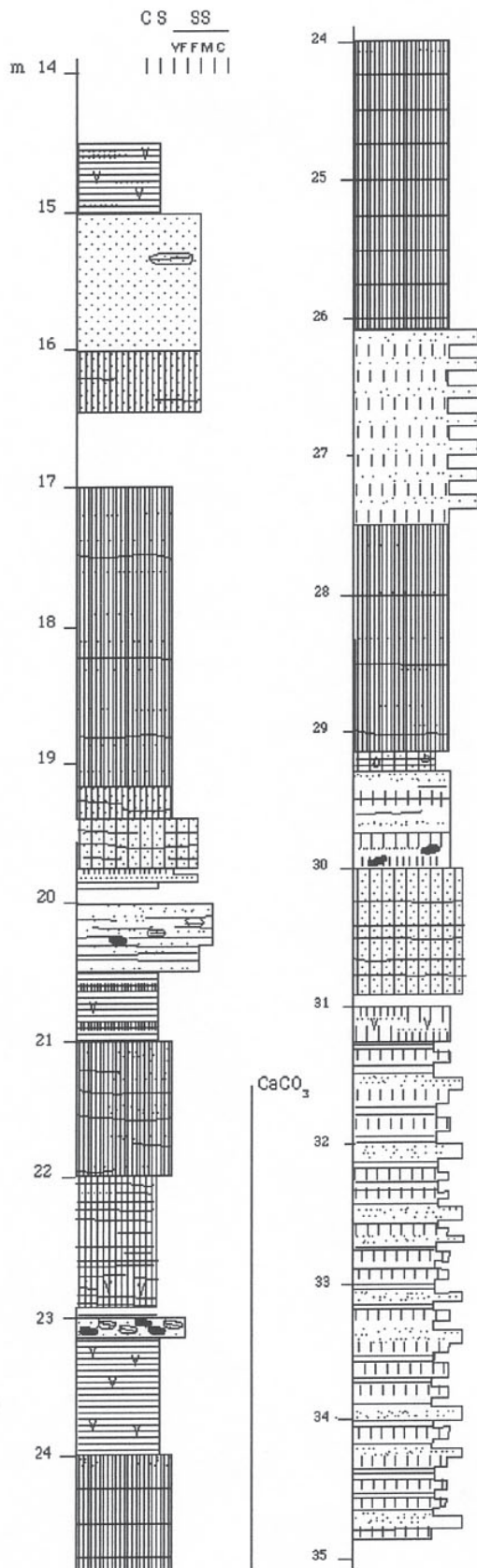


Fig. 7: Het Lid van Rijkevorsel zoals het voorkomt in de omgeving van Ballematen (boring 17 E 342).



## 4.2.2 De formatie van Weelde.

### 4.2.3 Het lid van Rijkevorsel.

#### *Sedimentologische kenmerken en genese.*

Deze eenheid bestaat uit een kleiig-zandig complex waarvan de dikte gemiddeld tussen de 5 en 10 m ligt. In de omgeving van Ballematen loopt de dikte echter op tot 20m.

De fractie  $<63\mu$  is, uitgezonderd in het noordelijk deel van het karteringsgebied, dominant. Mica's en in mindere mate glauconiet zijn aanwezig in het complex.

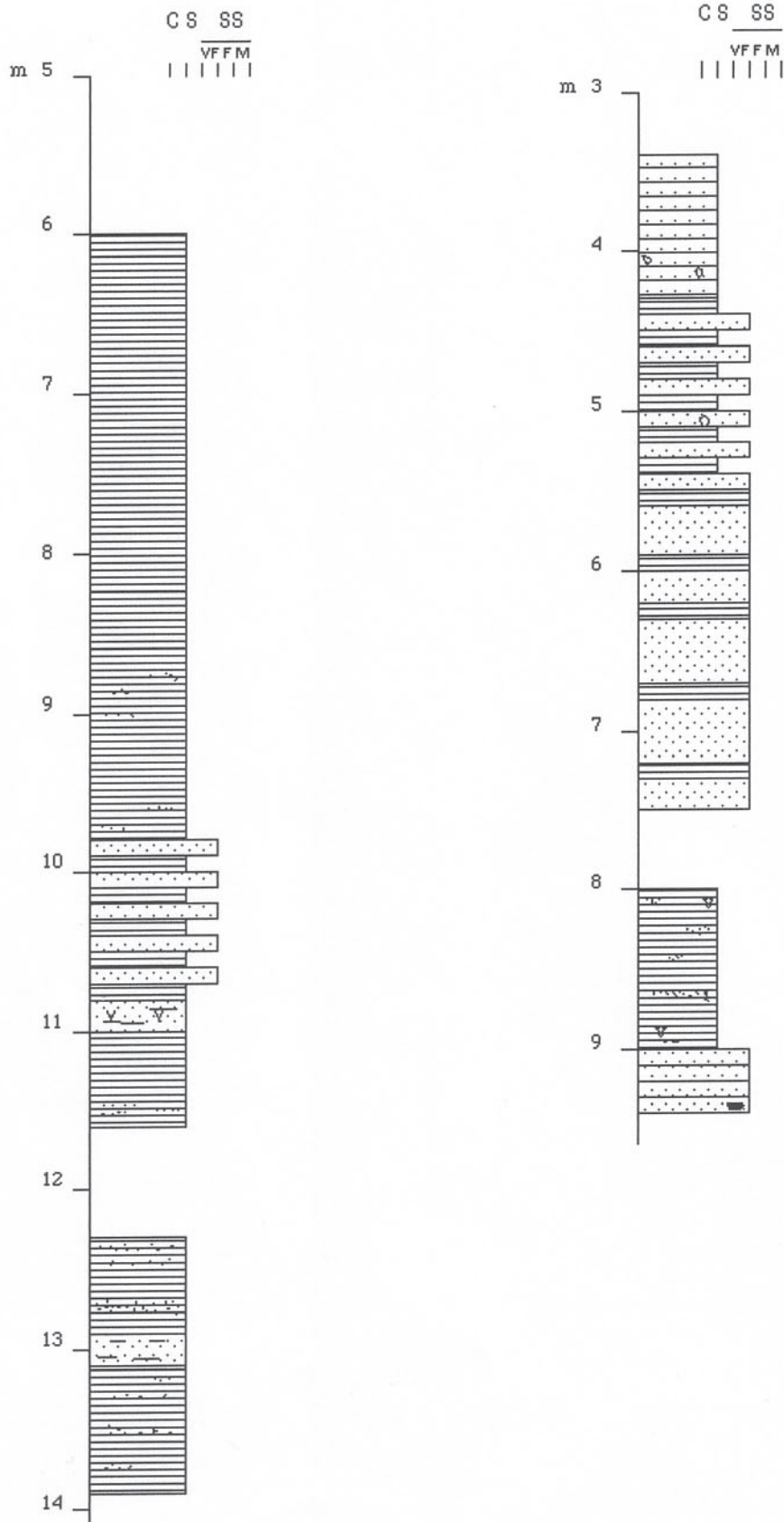
Het complex is op te splitsen in twee grote sedimentaire eenheden. De eerste eenheid is beperkt tot de trechtervormige depressie gaande van Baerle tot Ballematen (zie top Tertiair substraat). Kenmerkend voor deze sedimentaire eenheid is de dominantie van silteuze afzettingen die daarenboven kalkrijk zijn (fig. 7) In deze silteuze afzettingen zijn zandintercalaties aanwezig, ontstaan in een omgeving met tweerichtingsstromingen (bidirectional). Lokaal wordt een grote concentratie van deformatiestructuren, van het type inzakkingstructuren, waargenomen. Minder frequent, maar wel belangrijker in dikte zijn de chaotische vervormingen, bestaande uit zand en slik, die waarschijnlijk het gevolg zijn van afschuivingen. Nog typerend zijn de verticaal georiënteerde vegetatieresten en uitdrogingssscheuren.

De tweede sedimentaire eenheid komt algemeen verspreid voor in het karteringsgebied. Ze is opgebouwd uit grijze tot blauwgrijze niet kalkhoudende klei, al dan niet silteus, soms overgaand naar zwarte tot donkerbruine klei als gevolg van het weinig of humeus karakter. De klei is massief, lensvormig en/of golvend gelaagd. Over gelimiteerde diktes komt soms een alternerend patroon van klei en zand voor, met een overwicht van de zandlagen. Hoewel bioturbaties vrij frequent voorkomen zijn ze toch niveau gebonden. Vegetatieresten en houtfragmenten zijn aanwezig, maar niet in grote concentraties (fig. 8). In het noorden en dan nog voornamelijk in het noordwesten wordt een algemene toename van het zandaandeel vastgesteld. Het zand komt er alternerend met klei en/of siltlagen voor of vormt dikkere lagen al dan niet doorspekt met klei- of siltlagen (fig. 8).

- ▨ silt
- ▨ silteus
- ▨ silthoudend



Fig. 8: Dominantie van kleiige en zandige afzettingen in het Lid van Rijkevorsel (boringen 17 W 288 en 17 W 284).



De afzettingen behoren tot een getijde gedomineerd estuarium. Afhankelijk van hun positie zijn de afzettingen in verschillende facies zones afgezet. De afzettingen in de trechtervormige depressie zijn gesedimenteerd in het stroomopwaartse gedeelte van het estuarium waar de fluviatiele impact groot is (Dalrymple *et al.*, 1990, Woodroffe *et al.*, 1989). De algemeen verspreide estuariene afzettingen zijn, met uitzondering van het meest noordelijk gedeelte, gesedimenteerd in het meer stroomafwaartse gedeelte van het estuarium, meer bepaald het gebied tussen het fluviatiele geïnduceerde gebied en de opper stroomregime zandwadden (Dalrymple *et al.*, 1990). De noordelijke zandige afzettingen behoren tot de zogenaamde zandwadzone waarbij zandwadafzettingen en geulafzettingen primeren.

#### *Stratigrafie.*

Het Lid van Rijkevorsel is stratigrafisch gedefinieerd door Paepe & Vanhoorne (1970, 1976). De aanwezigheid van *Azolla tegliensis* wijst op een Tiglien ouderdom (Florschütz, 1938; Zagwijn, 1963, Kasse, 1988, 1990).

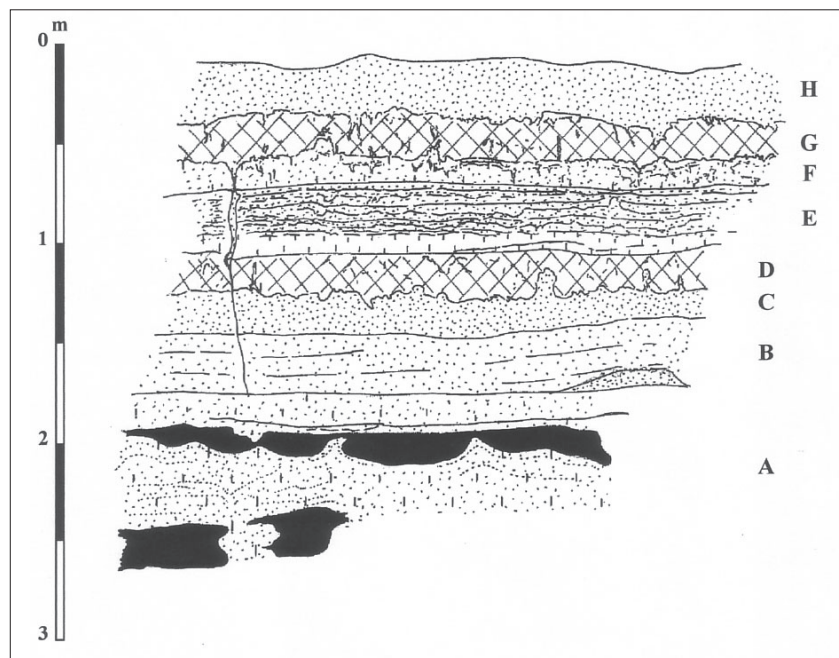
#### *Het lid van Beerse.*

##### *Sedimentologische kenmerken en genese.*

De sedimenten hebben een continentale oorsprong maar zijn ontstaan in twee verschillende sedimentaire milieus die binnen de karteereenheid steeds in eenzelfde opeenvolging voorkomen. Fluviatiele afzettingen in een basispositie, eolische afzettingen erboven op (fig. 9). Beide sedimentaire paleomilieus zijn evenwel niet altijd aanwezig. De dikte van de afzettingen schommelt tussen de 1,5 en 3 m.

De fluviatiele afzettingen bestaan uit fining-up cycli. De grofste fractie bestaat uit halffijn zand en vormt samen met fijn zand het grootste gedeelte van een cyclus. De stratificatie varieert van horizontaal tot licht schuin of golvend. Verschillende vervormingstructuren zoals ontwateringstructuren, afschuivingstructuren en convoluties komen voor. Eveneens typerend zijn de vegetatierestjes, afgezet samen met het klastische materiaal of in situ gegroeid. Het topfacies bestaat uit kleihoudend silt tot silt of gecompacteerd zwart zand. Venig materiaal, al dan niet in situ, is steeds aanwezig en wordt doorgaans zeer belangrijk in de bovenste cyclus. De stratificatie in de topfacies is van het type ribbelgelaagdheid. Convoluties komen courant voor. Deze fluviatiele afzettingen vertonen de kenmerken van banken en bermen (benches) waarop vervolgens overstromingsvlakteaafzettingen zijn gedeponeerd.

Fig. 9: Detailopname van het Lid van Beerse in Het Blak.



De eolische afzettingen zijn zandig tot leemhoudend zandig met silteuze intercalaties, gaande van laminae tot lagen. In het geheel zijn er zones waar de gelaagdheid nagenoeg ontbreekt en zones waarin een golvende gelaagdheid primeert. Kenmerkend voor deze afzettingen is de ontwikkeling van meerdere bodemhorizonten, de aanwezigheid van vorstscheuren, vorstwiggen, vervormingen en zones waarin blekere horizontaal en verticaal georiënteerde insluitels voorkomen. Dit laatste is toe te schrijven aan de vorming van segregatieijs. Binnen de eolische afzettingen is er een verandering in de sedimentatieomstandigheden vastgesteld. In de beginfase gebeurde de afzetting in relatief vochtige omstandigheden, later werd de omgeving droger en eveneens kouder.

#### *Stratigrafie.*

Stratigrafisch is het Lid van Beerse gedefinieerd door Paepe & Vanhoorne (1970, 1976). Dricot heeft in 1961 het "Beersien" ingevoerd voor de glaciële periode waarin het Lid van Beerse is afgezet. Een exacte tijdsindicatie geeft de auteur niet. Kasse (1988, 1990, 1993) plaatst op basis van de pollenassociaties en de periglaciële indicatoren het Lid van Beerse in het TC4 van het Tiglien.

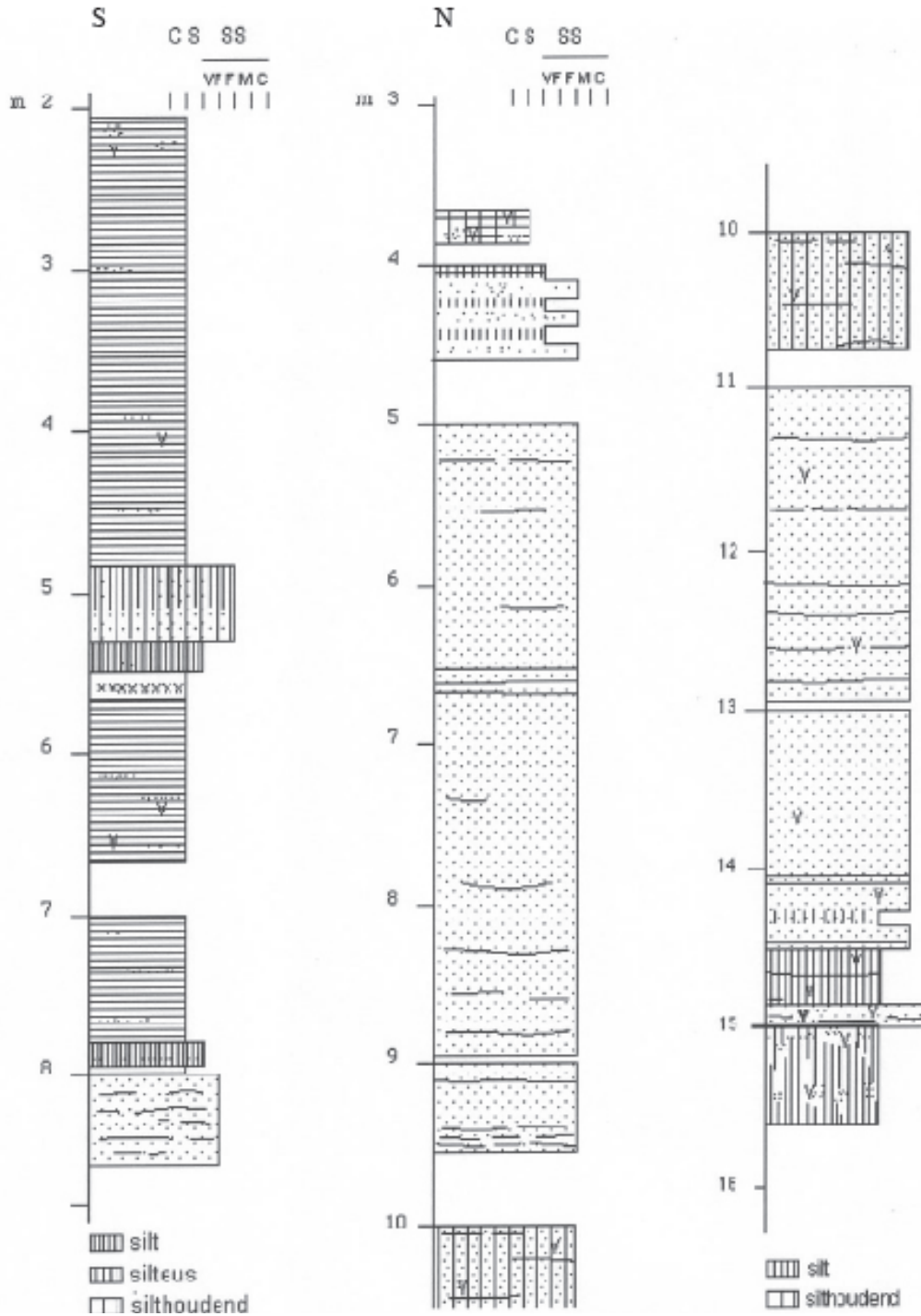
*Het lid van Turnhout.*

*Sedimentologische kenmerken en genese.*

Algemeen wordt een toename in de dikte van deze afzettingen vastgesteld in noordelijke richting, gaande van 4 à 5 m in het zuiden tot meer dan 10 m vanaf het centraal gedeelte.

Deze karteereenheid bestaat uit een kleilig tot zandig micahoudend niet kalkrijk complex. De kleiafzettingen zijn massief, subhorizontaal, lensvormig en in minder mate golvend gelaagd. Typerend zijn één of meerdere begroeiinghorizonten en/of bodemhorizonten. Vegetatierestjes, bioturbaties en vervormingstructuren komen courant voor (fig. 10).

*Fig. 10: Illustratie van dominant kleilige en zandige sedimenten binnen het Lid van Turnhout (boringen 17 W 283 en 18 W 157).*

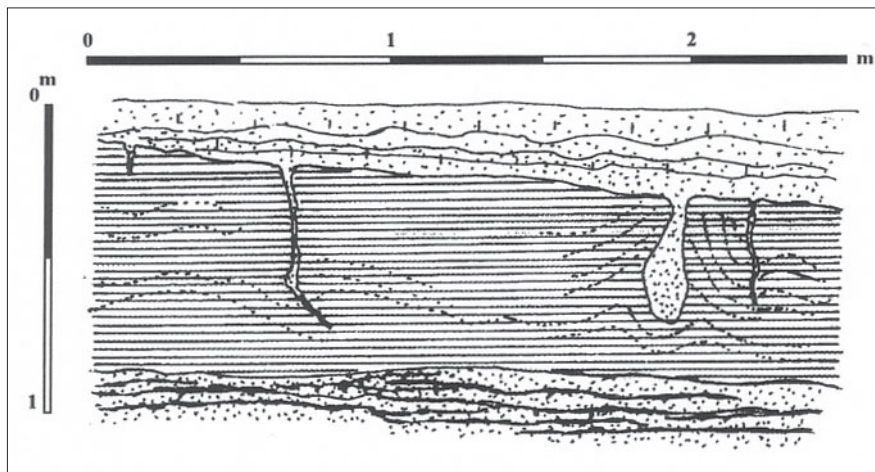


De zandige afzettingen die voornamelijk in de noordelijk helft geconcentreerd zijn, hebben een korrelgrootteverdeling gaande van zeer fijn tot halffijn zand waarin verschillende types van stratificatie voorkomen (fig. 10). Vervormingen te wijten aan waterexpulsie, bioturbaties en microbreuken zijn in deze zandige afzettingen merkbaar. Fijner klastisch materiaal, zoals klei en in mindere mate silt, is aanwezig in de vorm van laagjes, keitjes en lenzen. In de kleilagen zijn ondermeer uitdrogingssscheuren en bioturbaties zichtbaar. Begroeiingshorizonten zijn ook in de zandige afzettingen waargenomen.

De hierboven omschreven sedimenten maken deel uit van een getijde gedomineerd estuarium. Meer bepaald zijn ze afgezet in een gebied gaande van de zuiver estuariene zone tot de getijde beïnvloede fluviaale zone (Dalrymple et al., 1990).

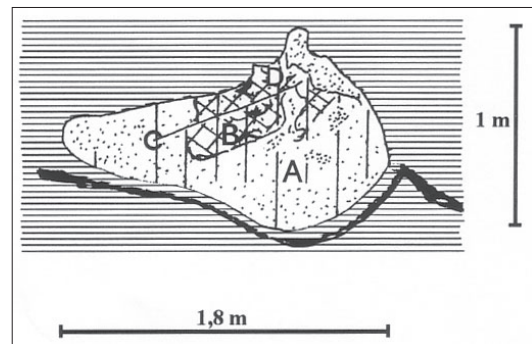
Opmerkelijk is, bovenaan het Lid van Turnhout, de aanwezigheid van vorstscheuren, vorstwiggen, grote vervormstructuren zoals pseudonodules (fig. 11) (ball and pillows sensu Potter & Pettijohn, 1964) en inzakkingstructuren.

Fig. 11: Vorstscheuren en andere periglaciale vervormingen aan de top van het Lid van Turnhout.



De vorstscheuren en -wiggen evenals de inzakkingstructuren ontspringen steeds op het contact Lid van Turnhout en bovenliggende afzettingen. De pseudonodules zijn ingebed in de kleimassa, volledig geïsoleerd of nog verbonden met een streng. Dit laatste beklemtoont de vroegere associatie met bovenliggende afzettingen. De grootte van de pseudonodules kan oplopen tot een breedte van 1,8 m en een hoogte van 1 m (fig. 12). De opbouw van de pseudonodules is gebonden aan de grootte. Eenvoudig in de kleine exemplaren, zeer complex in de grote.

Fig. 12: Pseudonodules in het Lid van Turnhout.



#### Stratigrafie.

Het Lid van Turnhout is stratigrafisch gedefinieerd door Paepe en Vanhoorne (1970, 1976). De aanwezigheid van *Azolla tegliensis* wijst op een Tiglien ouderdom ((Florschütz, 1938; Zagwijn, 1963, Kasse, 1988, 1990).



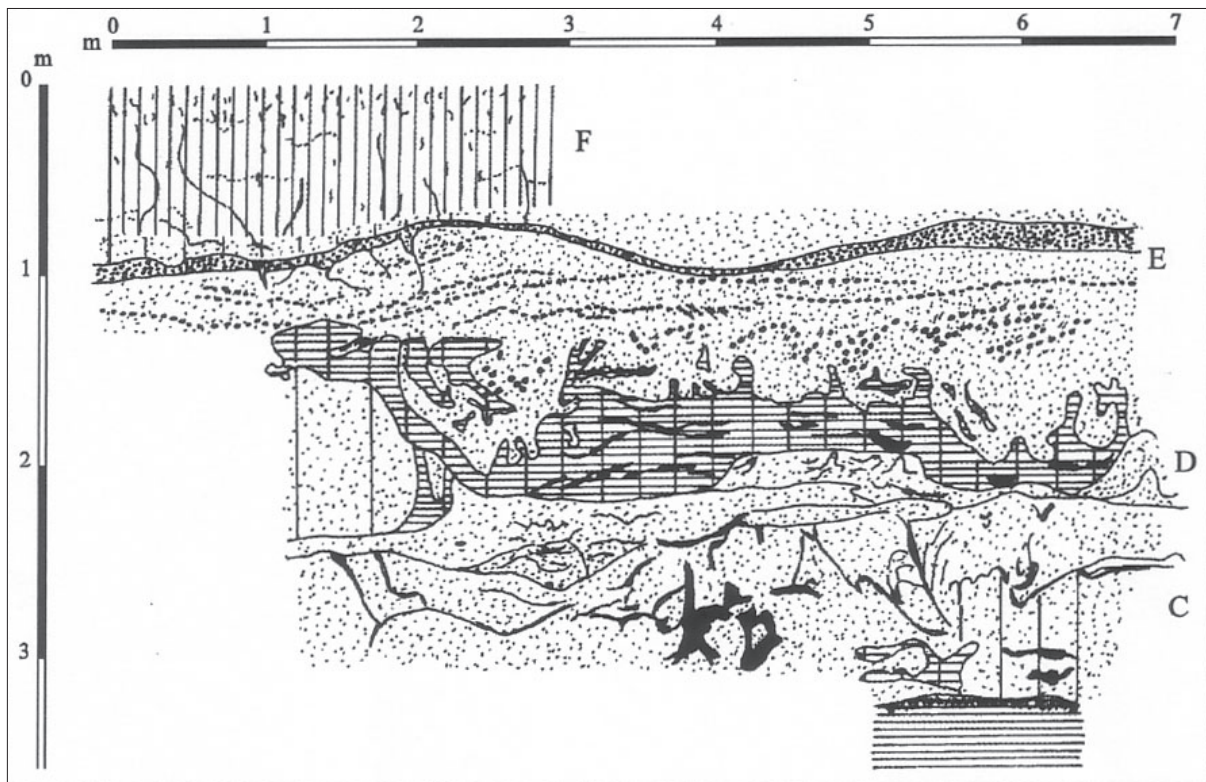
#### 4.2.4 De formatie van Ravels.

##### *Sedimentologische kenmerken en genese.*

Deze afzettingen komen in het centraal gedeelte van het karteringsgebied over het algemeen voor op plaatsen die boven de +30m gelegen zijn. In het noordelijk deel zijn ze ook aanwezig in lager gelegen gebieden.

Het zijn fluviatiele afzettingen waarvan de specifieke opbouw sterk varieert van plaats tot plaats. De afzettingen zijn zandig met doorgaans kleiige – silteuze en venige – humeuze lagen. De zandafzettingen variëren in korrelgrootte van half fijn tot grof. In het zand komt soms grind voor, over het geheel verspreid of afgezet in laagjes van één of meerdere keien dik. De kleiige – silteuze lagen komen voor als topfacies van fining-up cycli, als geïntercaleerde lagen in een zandig complex of als een dik pakket bovenaan de karteereenheid. Het dikke pakket bovenaan is over grote afstand te vervolgen. De kleiige – silteuze lagen bevatten dikwijls insluitsels van grovere sedimenten, vegetatierestjes – ook in groeipositie - en venig materiaal (fig. 13).

Fig. 13: Detailopname van de Formatie van Ravels in de kleigroeve Nova.



Algemeen kenmerkend zijn de vorstscheuren en de ingewikkelde vervormingstructuren zoals convoluties, instulpingen en pseudonodules. Ze komen voor op verschillende niveaus binnen de eenheid.

Op basis van zware mineralen onderzoek is gebleken dat de afzettingen afkomstig zijn van rivieren uit Centraal België, dus uit het Scheldebekken (Kasse, 1988).

##### *Stratigrafie.*

Vermits tot op heden te weinig gedetailleerde gegevens beschikbaar zijn omtrent de verschillende facies, is het opportuun in het kader van de Quartairkartering om alles samen te bundelen en lithostratigrafisch op het niveau van Formatie, de primaire lithostratigrafische eenheid volgens Hedberg (1976) en Salvador (1994), te werken. Deze afzettingen zijn naar één van de typelokaliteiten genoemd met name naar de lokaliteit Ravels. In Nederland waren ze gekend als de Formatie van Kedichem (Zagwijn & Van Staalduinen, 1975). In de nieuwe stratigrafische indeling zijn ze ondergebracht in de Formatie van Stamproy (De Mulder *et al.*, 2003). Het is een grotere eenheid die alle eolische en lokaal terrestrische afzettingen omvat daterend van het Beneden-Pleistoceen, mogelijkjs Boven-Pliocene. De afzettingen in de betekenis van de Formatie van Kedichem worden in Nederland chronostratigrafisch gesitueerd vanaf het begin van het Eburonien tot het einde van het Bavelien (Kasse, 1988; Zagwijn & De Jong, 1983-1984).

#### 4.2.5 Het complex van Meer.

##### *Sedimentologische kenmerken en genese.*

In de valleien en op sommige plaatsen op de interfluvia van de Mark, de Grote Beek en de Weehagense Beek zijn fluviatiele afzettingen aanwezig waarvan de dikte schommelt tussen de 1 en de 5 m. Ze bestaan uit een sequentie van vrij dunne lagen van zeer fijn tot medium lemig zand al dan niet met siltlaagjes (fig. 14). Aan de basis komen soms kleikeitjes, fijn grind en geïntercaleerde grovere zandlaagjes voor. De lagen zijn doorgaans van elkaar gescheiden door erosieve ondergrenzen. Deze afzettingen zijn in de Markvallei in België en Nederland bestudeerd door Vandenberghe *et al.*, (1984); Vandenberghe *et al.*, (1987) en Bohncke *et al.*, (1987).

Opvallend is het feit dat deze afzettingen zonder beduidende sedimentologische verschillen zowel op de interfluvia als in de valleien voorkomen. Nochtans blijkt duidelijk uit de positie van de sedimenten dat deze onmogelijk tijdens eenzelfde periode kunnen zijn afgezet.

##### *Stratigrafie.*

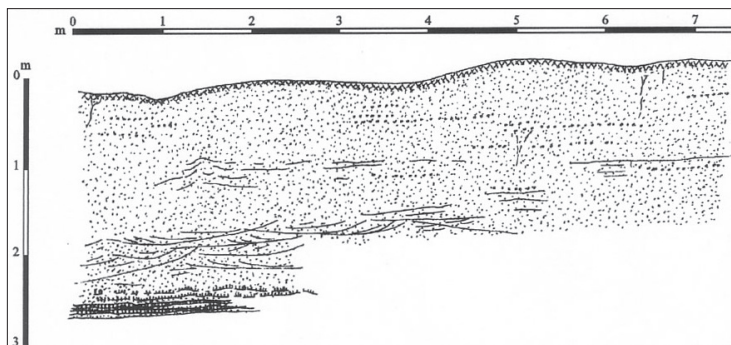
Vermits deze fluviatiele afzettingen lithologisch, laat staan stratigrafisch momenteel niet onderscheidbaar zijn, wordt in het kader van de Quartairkartering geopteerd voor het samenvoegen van al deze fluviatiele afzettingen in een Complex (Hedberg, 1976; Salvador, 1994), met name het Complex van Meer. Op basis van de huidige gegevens wordt met enig voorbehoud een Saalien ouderdom gegeven aan de interfluviale terrasafzettingen in de omgeving van de Mark, de Grote Beek en de Weehagense Beek. De afzettingen in de valleien dateren waarschijnlijk uit het Weichselien, een stelling die wordt teruggevonden bij Van Huissteden *et al.*, (1986).

#### 4.2.6 De formatie van Gent.

##### *Sedimentologische kenmerken en genese.*

Het betreft zandige eolische afzettingen, ook dekzanden genoemd. In het geheel worden twee subeenheden onderscheiden. Een homogeen afzettingsspakket dat algemeen verspreid is en een alternerend complex dat lokaal aanwezig is (fig. 15). Het homogeen pakket ligt steeds bovenaan de sequentie en bestaat uit massief tot horizontaal gelaagd fijn zand met discontinue grofkorrelige laagjes. Het alternerend complex is opgebouwd uit ritmisch gelaagde zand- en leemlagen. De respectievelijke lagen hebben duidelijk onderscheidbare laagvlakken, subhorizontaal en onregelmatig van karakter. Adhasiestructuren vormen de dominante stratificatie. Keienvloeren en vorstscheuren komen op verschillende niveaus binnen de eolische afzettingen voor.

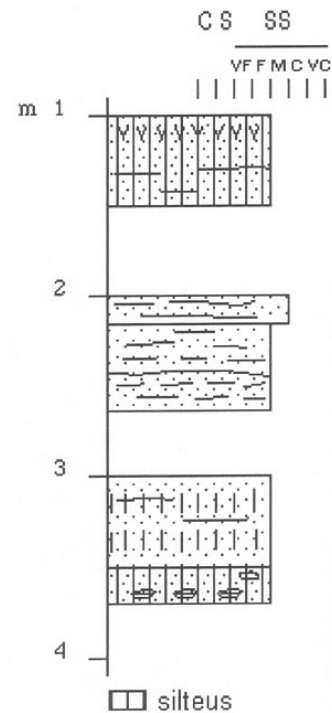
Fig. 15: Detailopname van de Formatie van Gent zoals aangetroffen in de kleigroeve Nova.



##### *Stratigrafie.*

De Formatie van Gent is geïntroduceerd door Paepe & Vanhoorne in 1976 om alle eolische afzettingen, gevormd tijdens het Weichselien te definiëren, inclusief deze die lokaal zijn herwerkt.

Fig. 14: Opbouw van het Complex van Meer (boring 8 W 157).



Het alternerend complex is in eerste instantie ontstaan ingevolge de eolische sedimentatie op besneeuwde, op natte of op vochtige plaatsen (Hunter, 1973, 1980; Kocurek & Fielder, 1982; Schwan, 1986, 1988 en Dijkmans & Koster, 1987). In een latere fase hebben zich secundaire verplaatsingen voorgedaan, waarbij massabewegingen, afvloeiingen maar ook verticale bewegingen hebben plaatsgehad. Het homogene karakter van de eolische afzettingen bovenaan is toe te schrijven aan een algemene verdroging van het klimaat naar het glaciaal optimum toe. In deze omgeving primeerden de zuiver eolische processen.

### 4.3 De Tardiglaciale en Holocene fluviatiele afzettingen.

#### *Sedimentologische kenmerken en genese.*

Vermits vanaf het Tardiglaciaal de rivieren hun huidig geulpatroon en hun huidige positie in het landschap hebben ingenomen, is het opportuun om de Tardiglaciale fluviatiele afzettingen gezamenlijk met de Holocene fluviatiele afzettingen te behandelen. Gelet op het beperkt aantal gegevens in de beekvalleien is de afbakening van de Holocene en Tardiglaciale fluviatiele afzettingen gebeurd aan de hand van de samenbundeling van bodemeenheden waarin het fluviatiel karakter primeert. Uit de teksten van Baeyens (1972, 1973a, b & c, 1975) en De Coninck (1957, 1959 & 1965) blijkt dat de fluviatiele sedimenten een heterogene granulometrische samenstelling hebben gaande van zand tot klei en dat daarenboven veen courant aanwezig is. Terreinwaarnemingen hebben dit gevestigd. De dikte van de fluviatiele afzettingen schommelt van minder dan 1m tot 8m. De hoge waarden zijn beperkt tot sommige delen van de Markvallei.

#### *Stratigrafie.*

De Nationale Subcommissie voor Quartaire Lithostratigrafie heeft de term Formatie van Arenberg voorgesteld voor de desbetreffende afzettingen (Gullentops *et al.*, 2001).

### 4.4 Tardiglaciale en Holocene eolische afzettingen.

Gelet op het nagenoeg ontbreken in de beschikbare boorgegevens van enig detail is de verbreiding van deze eolische afzettingen quasi uitsluitend bepaald aan de hand van de bestaande bodemkaarten en de literatuur. Slechts sporadisch is een aanpassing gebeurd op basis van de bestaande gegevens.

#### *Sedimentologische kenmerken en genese.*

De eolische afzettingen bestaan uit goed gesorteerd zand. Op basis van pollenanalyses is gebleken dat ze in het Laat-Glaciaal en het Holoceen zijn gesedimenteerd (De Ploey, 1961; Munaut, 1967; Munaut & Paulissen, 1973; Vandenberghe, 1977; Van Mourik, 1987 a & b, 1988). Omtrent de precieze genese van de Laat-Glaciale windafzettingen is er geen eensgezindheid in de literatuur. Sommigen interpreteren ze als zuiver dekzand (Heijns & Tijssen, 1982; Paepe & Vanhoorne, 1967; Van der Sluijs & Maarleveld, 1963), anderen als stuifzanden (duinzanden) (De Ploey, 1961; Paulissen & Munaut, 1969) of nog anderen als een combinatie van beiden (Haest, 1985; Koster, 1982; Vandenberghe, 1985). Holocene eolische afzettingen, waarvan het merendeel gevormd zijn tijdens het Subatlantimum worden unaniem als stuifzanden geïnterpreteerd. De vorming van deze afzettingen wordt toegeschreven aan de massale ontbossing en het gebruik maken van het plaggenprocédé in de landbouw. Door het steken van plaggen verdwijnt de bodem of de begroeiingshorizont waardoor verstuivingen van de resterende sedimenten gemakkelijker plaatsvindt. In het gebied hebben zich in deze eolische afzettingen of aan de top ervan podzolen ontwikkeld.

#### *Stratigrafie.*

De Nationale Subcommissie voor de Quartaire Lithostratigrafie heeft de term Formatie van Hechtel voorgesteld voor de Tardiglaciale en Holocene eolische afzettingen.



## 5 PROFIELTYPENKAART.

### 5.1 Inleiding.

De Quartairgeologische opbouw van het karteringsgebied wordt op grafische wijze voorgesteld door middel van een profieltypenkaart. Een profieltypenkaart stelt naast de laterale variaties van de afzettingen eveneens de verticale veranderingen in de Quartairgeologische opbouw voor. Door de verticale opbouw op de kaart weer te geven wordt bijgevolg een driedimensionaal beeld gecreëerd. Om dit driedimensionaal beeld op een tweedimensionaal vlak mogelijk te maken, een kaart blijft namelijk een tweedimensionale voorstelling, worden er profieltypes ingevoerd die niets anders zijn dan een weergave van de verschillende Quartairgeologische sequenties die worden aangetroffen in het karteringsgebied.

### 5.2 De profieltypenkaart.

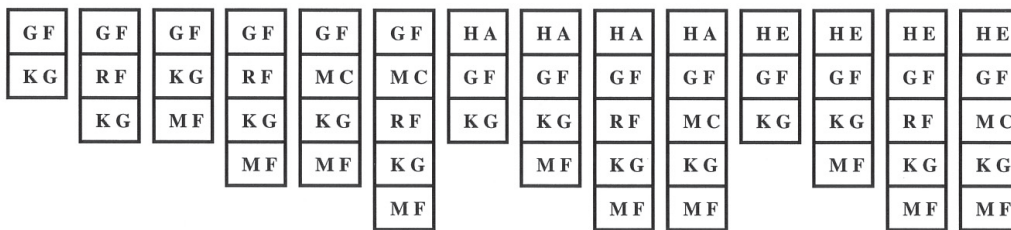
Op deze kaart worden 11 karteereenheden onderscheiden. Alle karteereenheden, uitgenomen deze daterend van het Tardiglaciaal en het Holoceen, zijn lithostratigrafisch benoemd. De eenheden daterend uit het Holoceen en Tardiglaciaal worden enkel aangeduid volgens hun genese, met name eolisch of fluviatiel.

De gebruikte lithostratigrafische eenheden zijn van oud naar jong: de Formatie van Merksplas, het Lid van Braschaat, het Lid van Vosselaar, het Lid van Rijkevorsel, het Lid van Beerse, het Lid van Turnhout, de Formatie van Ravels, het Complex van Meer en tenslotte de Formatie van Gent.

De hierboven opgesomde lithogenetische en lithostratigrafische eenheden vormen de bouwstenen van de verschillende profieltypes. M.a.w een profieltype is gedefinieerd aan de hand van een welbepaalde opeenvolging van lithogenetische en/of lithostratigrafische eenheden. Om een profieltypenkaart evenwel leesbaar te houden, is het aangewezen om het aantal eenheden per profieltype te beperken tot acht (Mengling & Vinken, 1975). Het maximum aantal eenheden is voor wat deze profieltypenkaart betreft enkel in twee profieltypes bereikt.

Daarenboven worden volgens deze karteringsmethode meerdere profieltypes samengebundeld in een complex\* dat meteen de hoogste rang in de hiërarchie van het karteringsstelsel heeft (Barchhausen *et al.*, 1977). Voor wat dit kaartblad betreft werden er 14 complexen (fig. 16) ingevoerd die bestaan uit een opeenvolging van lithostratigrafische eenheden op het niveau van Groep, Formatie en Complex al dan niet in combinatie met één van de twee onderscheiden lithogenetische eenheden daterend van het Tardiglaciaal en Holoceen.

Fig. 16: De veertien onderscheiden complexen in het karteringsgebied.

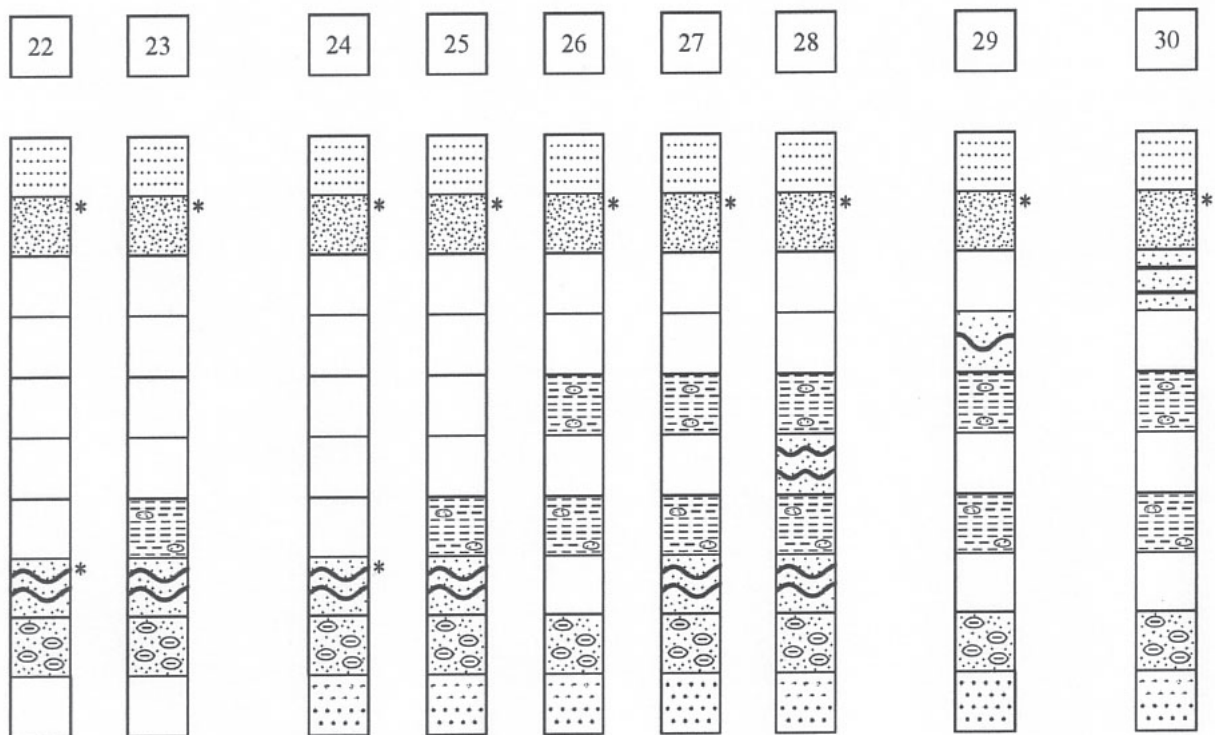


- HA **Holocene alluviale afzettingen** / Holocene alluvial deposits
- HE **Holocene eolische afzettingen** / Holocene eolian deposits
- GF **Formatie van Gent** / Ghent Formation
- MG **Complex van Meer** / Meer Complex
- RF **Formatie van Ravels** / Ravels Formation
- KG **Groep van de Kempen** / Campine Group
- MF **Formatie van Merksplas** / Merksplas Formation

\* Het begrip "complex" gebruikt in de profieltypenkarteringsmethode heeft een verschillende betekenis dan de term "Complex" gebruikt in de lithostratigrafie.

Een profieltype, die de tweede rangorde heeft in het karteringsstelsel, bestaat uit een opeenvolging van eenheden, op voorwaarde natuurlijk dat een verdere opsplitsing mogelijk is, die lager in rang zijn dan deze gebruikt voor de definiëring van complexen. Zo zal een profieltype bestaan uit een opeenvolging van Leden of lithostratigrafische eenheden van een hogere rangorde indien deze laatste niet opsplitsbaar zijn. In de profieltypes zal bijgevolg niet de Groep van de Kempen gehanteerd worden maar de vijf verschillende Leden waaruit deze Groep bestaat en die in hoofdstuk 3 in detail werden omschreven. De overige karteereenheden zijn niet verder opgesplitst. Vermits de profieltypes de karteringselementen bij uitstek zijn, is het dan ook van belang dat ze op een duidelijke en onmiskenbare grafische wijze worden voorgesteld. Ieder profieltype wordt grafisch weergegeven door een kolom die bestaat uit een aantal blokken met gelijke afmetingen. Eén zo een blok komt overeen met één van de karteereenheden en wordt voorzien van een specifieke code (fig. 17). Bovendien heeft ieder gecodeerde blok een specifieke plaats in de kolom. Wanneer een eenheid niet wordt aangetroffen in een profieltype, dus niet voorkomt in de geologische sequentie, dan wordt het blok blank gelaten zodat de kaartlezer onmiddellijk de afwezigheid van één of meerdere eenheden kan vaststellen (fig. 17). Uit dit alles blijkt evenwel dat een profieltype geen informatie verschaft omtrent de dikte van de verschillende eenheden. Dit is doelbewust gebeurd daar dit bijkomend gegeven het aantal profieltypes drastisch zou doen toenemen waardoor de profieltypenkaart moeilijk leesbaar zou worden.

Fig. 17: Voorstellingswijze van de karteereenheden in blokken.



Op de kaart zelf worden enkel de profieltypes voorgesteld en niet de complexen daar de eerstgenoemde de meest gedetailleerde informatie verschaffen omtrent de Quartairgeologische opbouw. Een profieltype, dat op de kaart een polygoon vormt, is voorzien van een nummer, een kleurtint en in sommige gevallen een signatuur. De kleur en de signatuur wordt echter bepaald door het complex waartoe een profieltype behoort. Een complex dat enkel is opgebouwd uit lithostratigrafische eenheden is alleen voorzien van een kleur. Binnen één kleur worden meerdere tinten gebruikt, variërend van licht naar donker naargelang de complexiteit van een profieltype. Hoe lichter de kleur hoe minder eenheden binnen een profieltype, hoe donkerder de kleur hoe meer eenheden en bijgevolg hoe complexer de opbouw van een profieltype.

Indien aan de top van de sequentie eveneens Holocene en Tardiglaciale fluviatiele afzettingen voorkomen worden de respectievelijke kleuren aangevuld met stippels. Bij de aanwezigheid van Holocene en Tardiglaciale eolische afzettingen wordt de kleur gecombineerd met een horizontale arcering.

Gelet op het feit dat de gegevens in bepaalde delen van het karteringsgebied zeer summier en/of schaars zijn, werd het symbool “\*” toegevoegd aan de karteereenheid om te wijzen op de mogelijke afwezigheid van de eenheid in kwestie.

In de legende wordt ook een litho- en chronostratigrafische tabel (fig. 18) geplaatst evenals een bondige beschrijving van iedere karteereenheid (fig. 19).

Fig. 18: Litho- en chronostratigrafische tabel van het karteringsgebied.

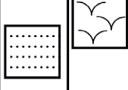









CHRONOSTRATIGRAFIE		LITHOSTRATIGRAFIE			
TIJD-VAKKEN	TIJD			CODE	
HOLOCEEN		EOLISCH FLUVIATIEL			
BOVEN PLEISTOCEEN	WEICHSELIEN	GENT FORMATIE			
	EEMIEN	MEER COMPLEX			
MIDDEN PLEISTOCEEN		?			
BENEDEN PLEISTOCEEN	BAVELIEN	RAVELS FORMATIE			
	MENAPIEN				
	WAALIEN				
	EBURONIEN				
	TIGLIEN	KEMPEN GROEP	WEELDE FORMATIE	LID van TURNHOUT	
				LID van BEERSE	
LID van RIJKEVORSEL					
MALLE FORMATIE			LID van VOSSELAAR		
			LID van BRASSCHAAT		
PRETIGLIEN	MERKSPLAS FORMATIE				
PLIOCEEN					

Fig. 19: Bondige beschrijving van de karteereenheden.

**Legende Turnhout**



Eolische afzettingen (fijn tot medium zand)  
*Eolian deposits (fine to medium sand)*



Fluviatiele afzettingen (textuur varieert van klei tot zand, mogelijk veen)  
*Fluvial deposits (texture varies from sand to clay)*



Eolische afzettingen (fijn zand, soms lemig met mogelijks aan de basis een alternerend complex van zand- en leemlaagjes)  
*Eolian deposits (fine sand, sometimes loamy, possibly with an alternating complex of sand and loam layers at the base)*



Fluviatiele afzettingen (zeer fijn tot medium zand, soms lemig)  
*Fluvial deposits (very fine to medium sand, sometimes loamy)*



Fluviatiele afzettingen (fijn tot grof zand met op sommige niveaus venig-humeuse en/of kleiige-lemige lagen, deformatiestructuren en periglaciaire verschijnselen mogelijk)  
*Fluvial deposits (fine to coarse sand, at certain levels peaty-humic and/or clayey-loamy layers, deformation structures and periglacial phenomena may be present)*



Estuariene afzettingen (kleiig-zandig complex, doorgaans dominantie van micahoudende kleiige sedimenten. Zandige facies zijn aanwezig en zelfs dominant in het noorden. Eén of meerdere bodemhorizonten mogelijk.)  
*Estuarine deposits (clayey-sandy complex, dominance of micaceous clayey sediments. Sand facies present in the north. One or more soil horizon possible)*



Fluviatiele en eolische afzettingen (fijn tot halffijn zand met meerdere bodemhorizonten en periglaciaire verschijnselen)  
*Fluvial and eolian deposits (fine to medium fine sand with several soil horizons, periglacial phenomena)*



Estuariene afzettingen (kleiig-zandig complex, doorgaans dominantie van micahoudende kleiige sedimenten. In mindere mate komen zeer fijn tot halffijn zandige lagen voor)  
*Estuarine deposits (clayey-sandy complex, dominance of micaceous clayey sediments. Less frequent very fine to medium fine sand layers)*



Fluviatiele afzettingen (opgebouwd uit verschillende fining up cycli, met fijn tot halffijn zand als het grofste materiaal en fijn zand tot klei, dat soms weinig is als topfacies)  
*Fluvial deposits (composed of several fining up cycles, fine to medium fine sand as the coarsest sediments and fine sand to clay, sometimes peaty as topfacies)*



Estuariene afzettingen (mica- en glauconiethoudend fijn tot halffijn zand met vegetatierestjes, veenbrokken en houtfragmenten)  
*Estuarine deposits (micaceous and glauconitic fine to medium fine sand with vegetation remains, peat blocs and wood fragments)*



Estuariene afzettingen (glauconiethoudend medium tot grof heterogeen zand met soms houtfragmenten. Onderaan zijn schelpfragmenten aanwezig)  
*Estuarine deposits (glauconitic medium to coarse heterogeneous sand, possible wood fragments. At the base shell fragments)*



Lithostratigrafische eenheid mogelijkerwijze afwezig  
*Lithostratigraphic unit possibly absent*



## 6 THEMATISCHE KAART

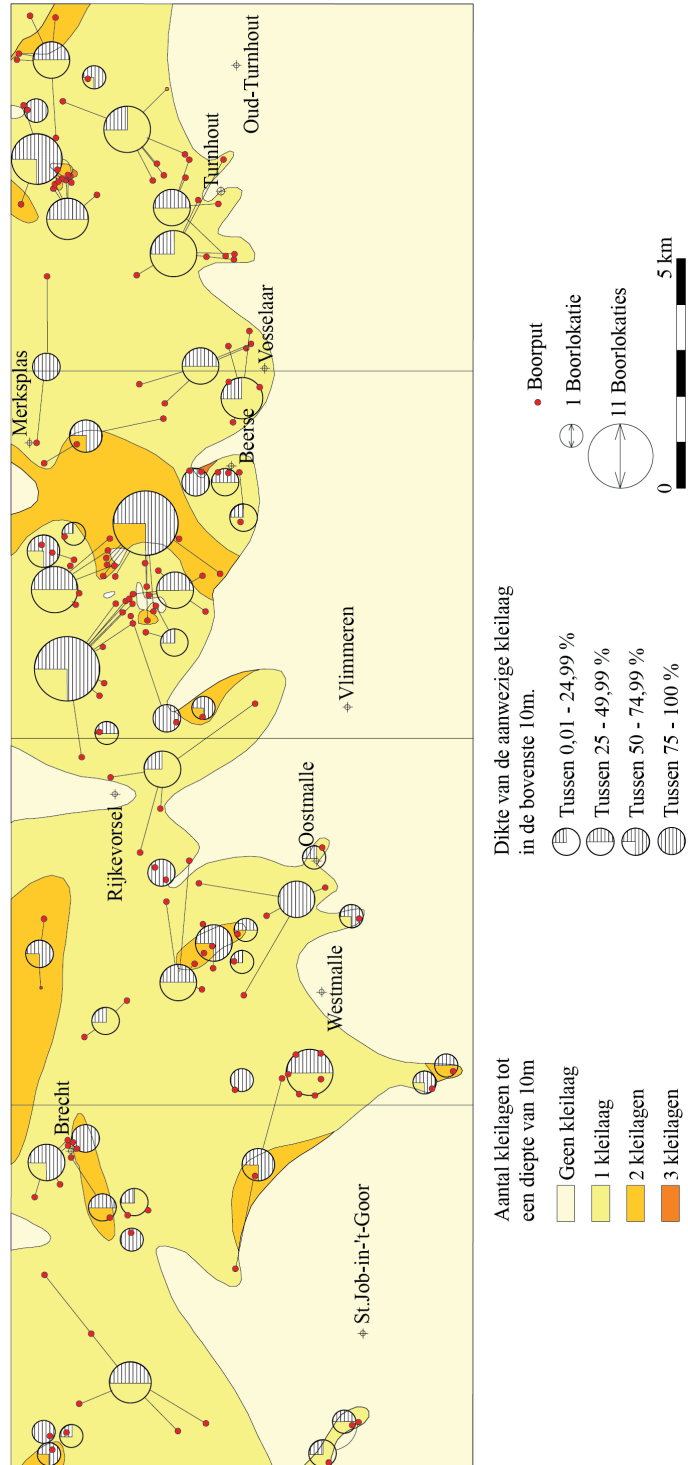
Zoals reeds in de inleiding is aangestipt, is dit gebied van oudsher een ontginningsgebied van klei die als grondstof gebruikt wordt in de grof keramische industrie.

Zowel in het kader van een verantwoord grondstoffenbeleid, waarbij het accent ligt op het optimaal gebruiken van de ondergrond, als in het kader van een economische rendabele exploitatie is het van belang dat de aard en het voorkomen van de kleilagen goed gekend zijn.

Als inleidend gegeven wordt op basis van de officiële gegevens\* een thematische overzichtskaart gemaakt van de zuidelijke helft van het karteringsgebied (schaal 1/50 000) waarop het aantal kleilagen binnen de eerste 10 m en hun totale dikte wordt voorgesteld. Een diepte van 10 m wordt gehanteerd vermits de huidige ontginningen zich doorgaans beperken tot deze diepte, uitgezonderd in de Nova put waar tot voor kort tot ongeveer -15 m werd geëxploiteerd. Een afzetting wordt voor dit specifieke doel als 'klei' bestempeld indien de grondmonsters beschreven zijn als klei, silteuze klei en klei met enkele zandlensjes. Een alternatie van klei- en zandlaagjes alsook zand met kleilenzen en kleilagen worden tot de zandfacies gerekend. Het betreft hier dus een overkoepelende term die strikt sedimentologisch niet correct is. Uit de gegevens blijkt dat binnen de eerste 10m het aantal kleilagen varieert van minimaal 0 tot maximaal 3, met een dominant voorkomen van 1 kleilaag tussen 2 zandlagen en in mindere mate één zandlaag gevolgd door één kleilaag.

De totale dikte van de klei binnen de eerste 10 m wordt in percenten uitgedrukt en opgedeeld in 4 groepen, met een maximale aangroei van 25% per groep (fig. 20). Gelet op de sterke variaties zowel lateraal als verticaal van de zandige en kleiige afzettingen en daarenboven het relatief beperkt aantal gegevens wordt het percentage klei weergegeven door middel van cirkeldiagrammen. Deze voorstellingswijze wordt trouwens courant gebruikt in het domein van de economische toepassingen. De diameter van een cirkeldiagram wordt bepaald door het aantal boorplaatsen waar eenzelfde percentagegroep wordt aangetroffen. Een enkele lokaliteit stemt overeen met een straal van 0.5 cm. Per lokaliteit wordt de straal met 1 mm vermeerderd.

Fig. 20: Thematische kaart met de klei voorkomens in het zuidelijk deel van het karteringsgebied..



\* Uit archieven van Openbare Diensten en universiteiten.

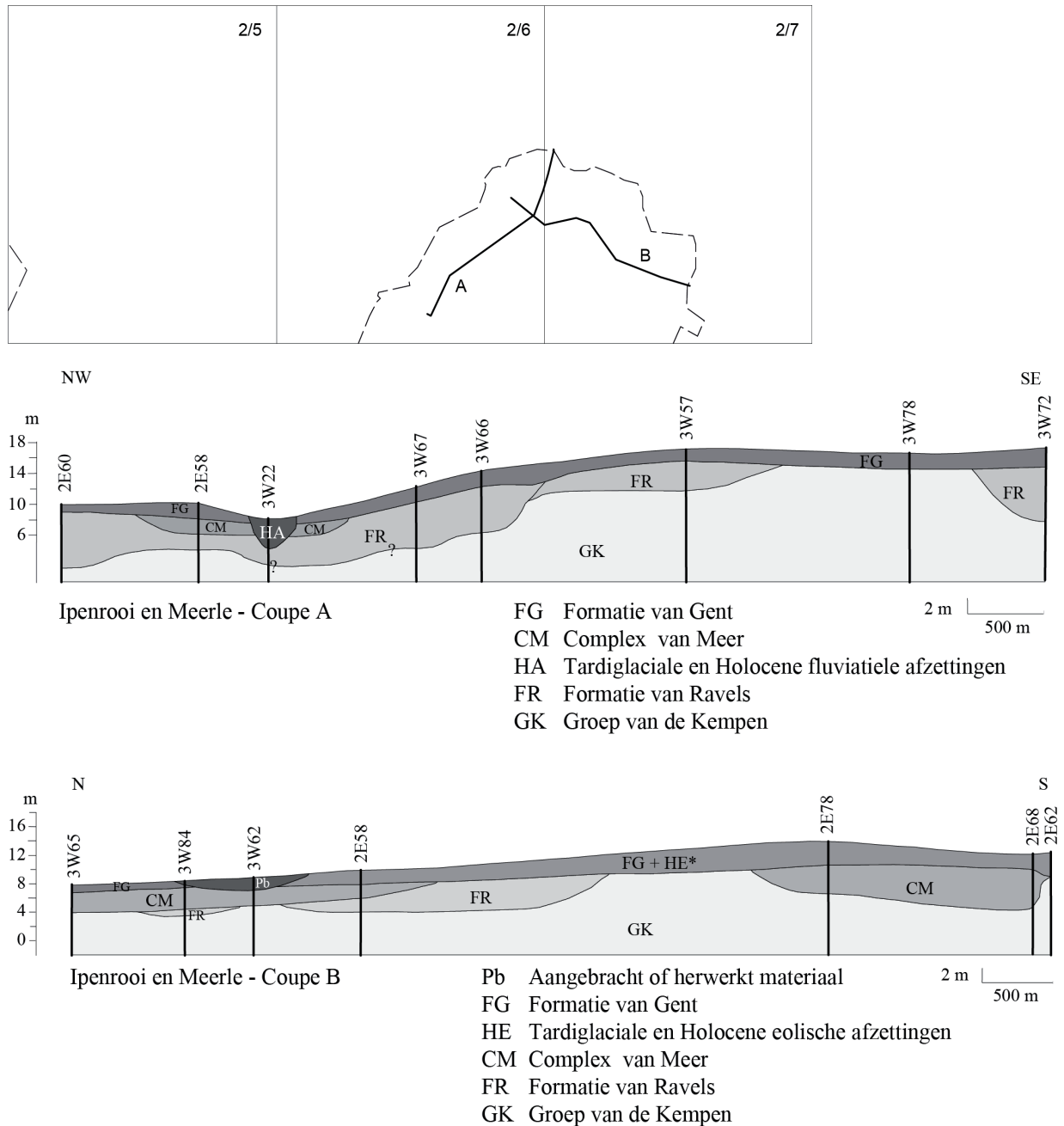
Deze thematische kaart is enkel opgesteld als inleidend instrument waardoor een eerste evaluatie aangaande mogelijke exploitatiegebieden kan gebeuren. Het is echter overduidelijk dat omwille van de grote variabiliteit van de afzettingen een zeer dicht boornet noodzakelijk is ter bepaling van mogelijk exploitatiegebieden.

## 7 DE PROFIELEN.

### 7.1 Profielen A en B op kaartblad 2 (fig. 21).

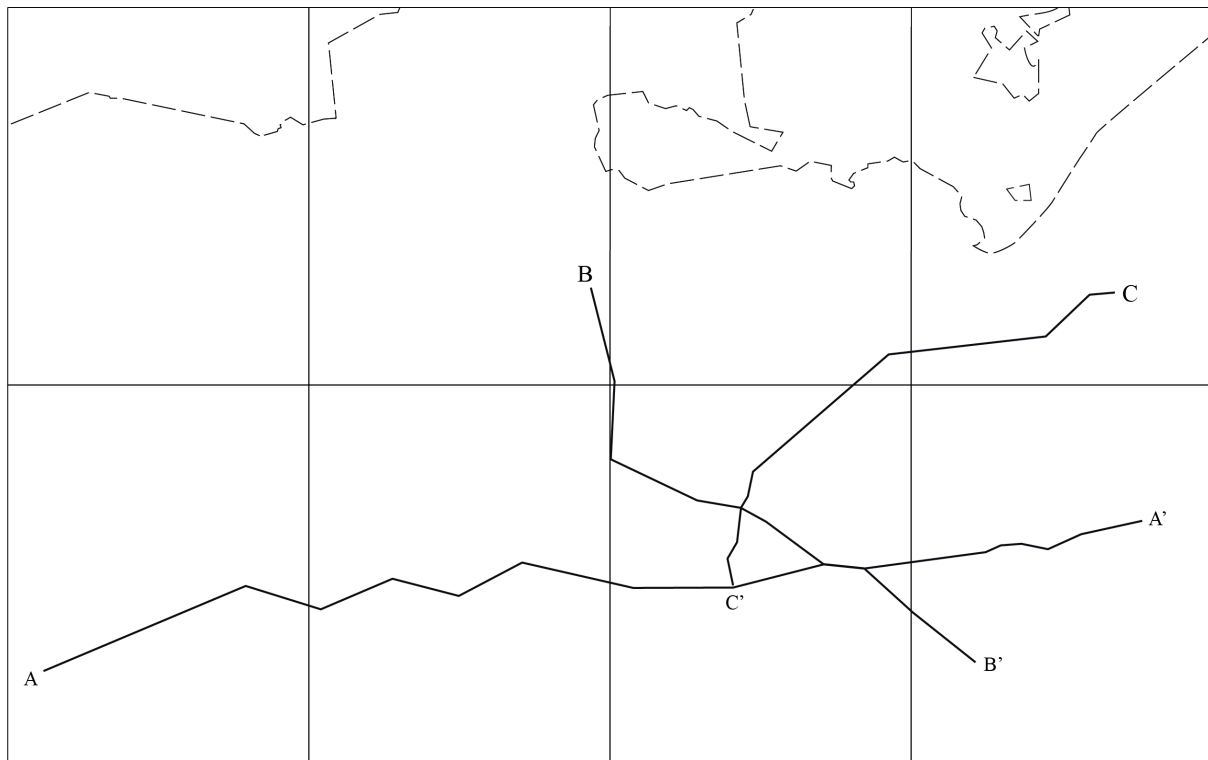
Op deze twee profielen die in het uiterste noorden van het karteringsgebied zijn opgemaakt, ligt het accent op het voorkomen van de Formatie van Ravels en het Complex van Meer. Uit het noordwest – zuidoost georiënteerd profiel komt duidelijk tot uiting dat de Formatie een complex geheel is waarin meerdere erosie- en accumulatiefazen zijn opgetreden. Het Complex van Meer is gebonden aan de huidige valleien waardoor zijn laterale verbreding beperkt is.

Fig. 21: Profielen A en B en hun locatie op kaartblad 2.





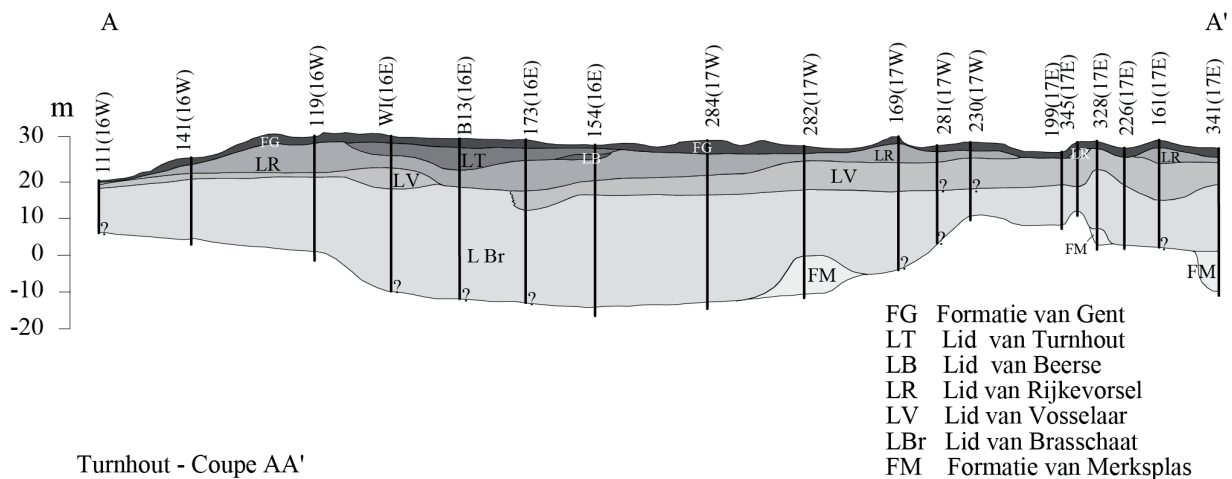
## 7.2 Ligging profiel AA', BB' en CC' op kaartblad 8.



### 7.3 Profiel AA' (fig. 22).

Dit profiel maakt een west – oost sectie door het zuidelijk deel van het karteringsgebied. Uit het profiel blijkt duidelijk dat de estuariene afzettingen die het Lid van Brasschaat vormen veruit de belangrijkste Quartaire afzettingen in het gebied zijn. Algemeen verspreid komt het Lid van Vosselaar bovenop het Lid van Brasschaat voor. Deze sectie toont eveneens het beperkt voorkomen van zowel het lid van Turnhout als de Formatie van Merksplas.

Fig. 22: Profiel AA' op kaartblad 8.

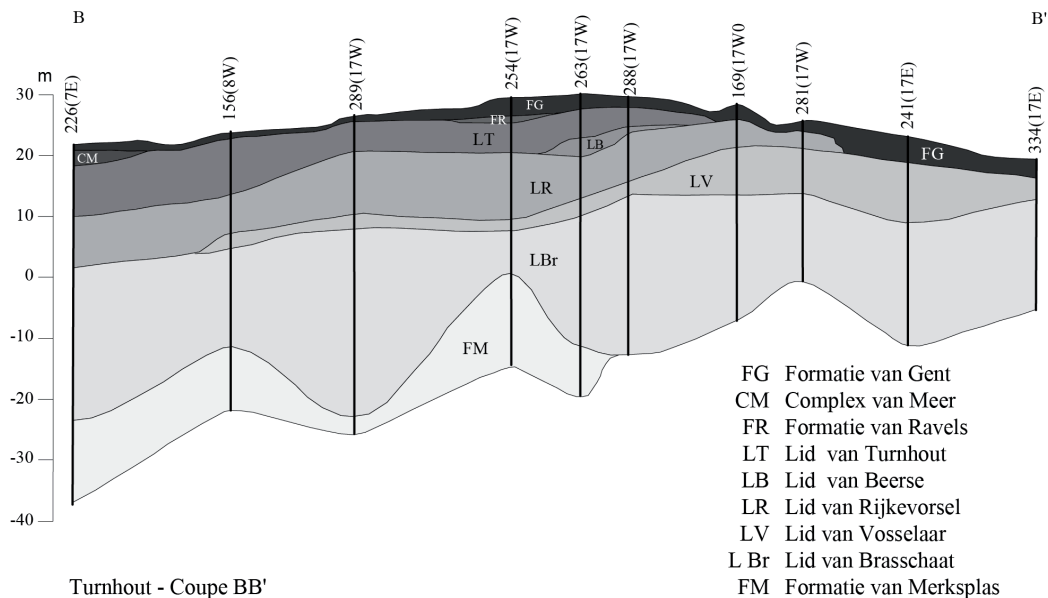


### 7.4 Profiel BB' (fig. 23).

Dit profiel maakt een noordwest – zuidoost georiënteerde dwarssectie. Uit deze dwarssectie blijkt het sterk onregelmatig verloop van de ondergrens van het Lid van Brasschaat en de Formatie van Merksplas. Zonder enige twijfel zijn de accumulatiefazen voorafgegaan van erosiefazen. Uit het profiel blijkt eveneens dat het Lid van Turnhout en het Lid van Rijkevorsel afwezig zijn in het zuiden. Het estuarium dat verantwoordelijk was voor de vorming van het Lid van Turnhout is daarenboven minder zuidwaarts gekomen dan deze die ingestaan heeft voor de afzetting van

het Lid van Rijkevorsel. Dit profiel toont ook het fragmentarisch voorkomen van het Lid van Beerse, de Formatie van Ravels en het Complex van Meer.

Fig. 23: Profiel BB' op kaartblad 8.

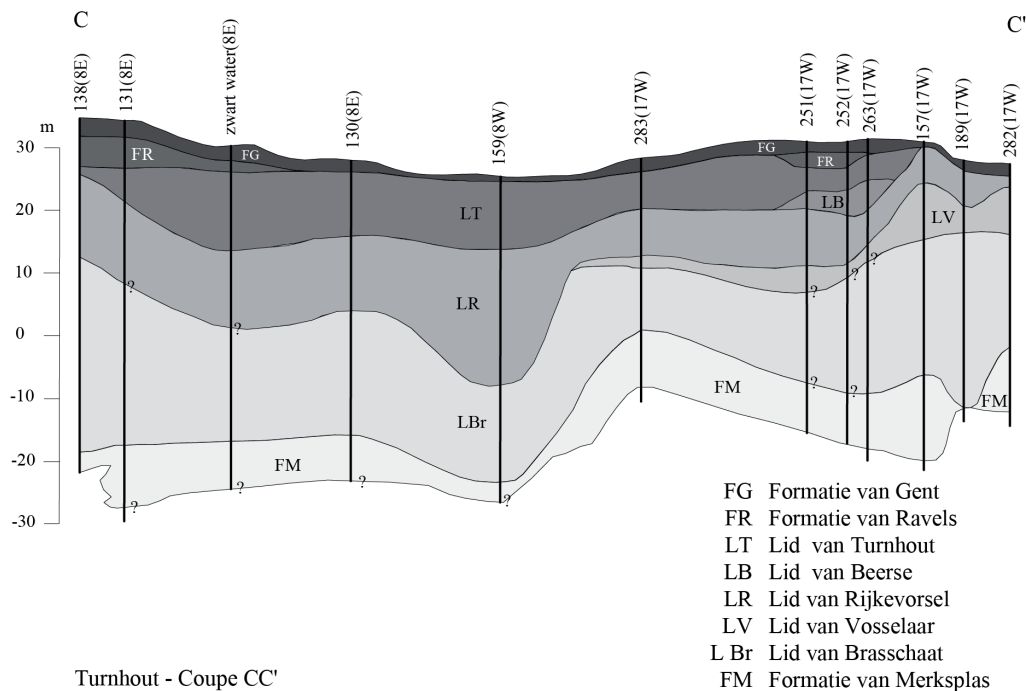


### 7.5 Profiel CC' (fig. 24).

Dit profiel is noordoost – zuidwest georiënteerd en reikt minder zuidwaarts dan voorgaand profiel. Opvallend op dit profiel is de belangrijke uitdieping in het Lid van Brasschaat ter hoogte van boring 159 (8W). Deze depressie is in een volgende fase volledig opgevuld met afzettingen die behoren tot het Lid van Rijkevorsel. Dit profiel toont naar analogie met voorgaande profielen:

- de afwezigheid van het Lid van Turnhout in het zuiden;
- het voorkomen van het Lid van Vosselaar in het zuiden;
- het fragmentarisch voorkomen van de Formatie van Ravels en het Lid van Beerse.

Fig. 24: Profiel CC' op kaartblad 8.



## 8 QUARTAIRGEOLOGISCHE EVOLUTIE VAN HET KARTERINGSGBIED.

In het karteringsgebied is een dik pakket van Oud - Quartaire sedimenten afgezet en bewaard. Het pakket is in de volksmond gekend als de Kleien en Zanden van de Kempen en wordt lithostratigrafisch met de benaming Groep van de Kempen aangeduid. De Groep bestaat uit een opeenvolging van estuariene en zuiver continentale afzettingen. Deze opeenvolging is het resultaat van zeespiegelveranderingen die klimatologisch bepaald zijn.

Het sedimentair milieu was hoegenaamd niet verschillend in het Boven-Pliocene en de aanvangsperiode van het Pleistoceen (Zagwijn, 1974; Zagwijn & Doppert, 1978; Zagwijn, 1989). Het grootste gedeelte van het karteringsgebied stond onder invloed van de getijden.

Bij de aanvang van het Tiglien was in het gebied een getijde gedomineerd estuarium aanwezig. De accumulatie van estuariumsedimenten greep in het grootste gedeelte van het karteringsgebied plaats wanneer de stijging van het zeeniveau reeds was afgezwakt en de sedimentaanvoer bepalend werd voor de sedimentaire opbouw. Dit fenomeen is reeds in meerdere estuaria waargenomen en in model gebracht door o.a. Knight & Dalrymple (1975); Woodroffe *et al.* (1989); Dalrymple *et al.*, (1990); Allen (1990); Nicols *et al.*, (1991) en Woodroffe *et al.*, (1993). Het is inderdaad zo dat wanneer een estuarium zijn meest landinwaartse positie bereikt heeft, de opvulling van het estuarium start en een sequentie zoals aangetroffen in het karteringsgebied ontstaat (Nicols & Biggs, 1985; Dalrymple *et al.*, 1992). Wanneer het zeeniveau reeds aan het dalen was, trad in het meest oostelijk deel van het karteringsgebied erosie op wat resulteerde in de vorming van een smalle depressie, gevolgd door de opvulling ervan. Analooft fenomeen is beschreven door Richetts (1994) voor het Lid van Cape Pillsbury (Laat-Paleoceen – Canada).

Al deze afzettingen die lithostratigrafisch met het Lid van Brasschaat aangeduid worden, zijn afgezet tijdens één oscillerende beweging van het zeeniveau. Het bestaan van meerdere cycli binnen dit Lid is het gevolg van de laterale migratie van het estuarium. Naar alle waarschijnlijkheid zijn ze niet het gevolg van variaties in het zeeniveau of sedimentaanvoer omdat tussen de verschillende cycli geen enkel indicatie aanwezig is die wijst op een beduidende verandering van het sedimentatiemilieu. Daarenboven is geen noemenswaardige erosie tussenin de cycli opgetreden.

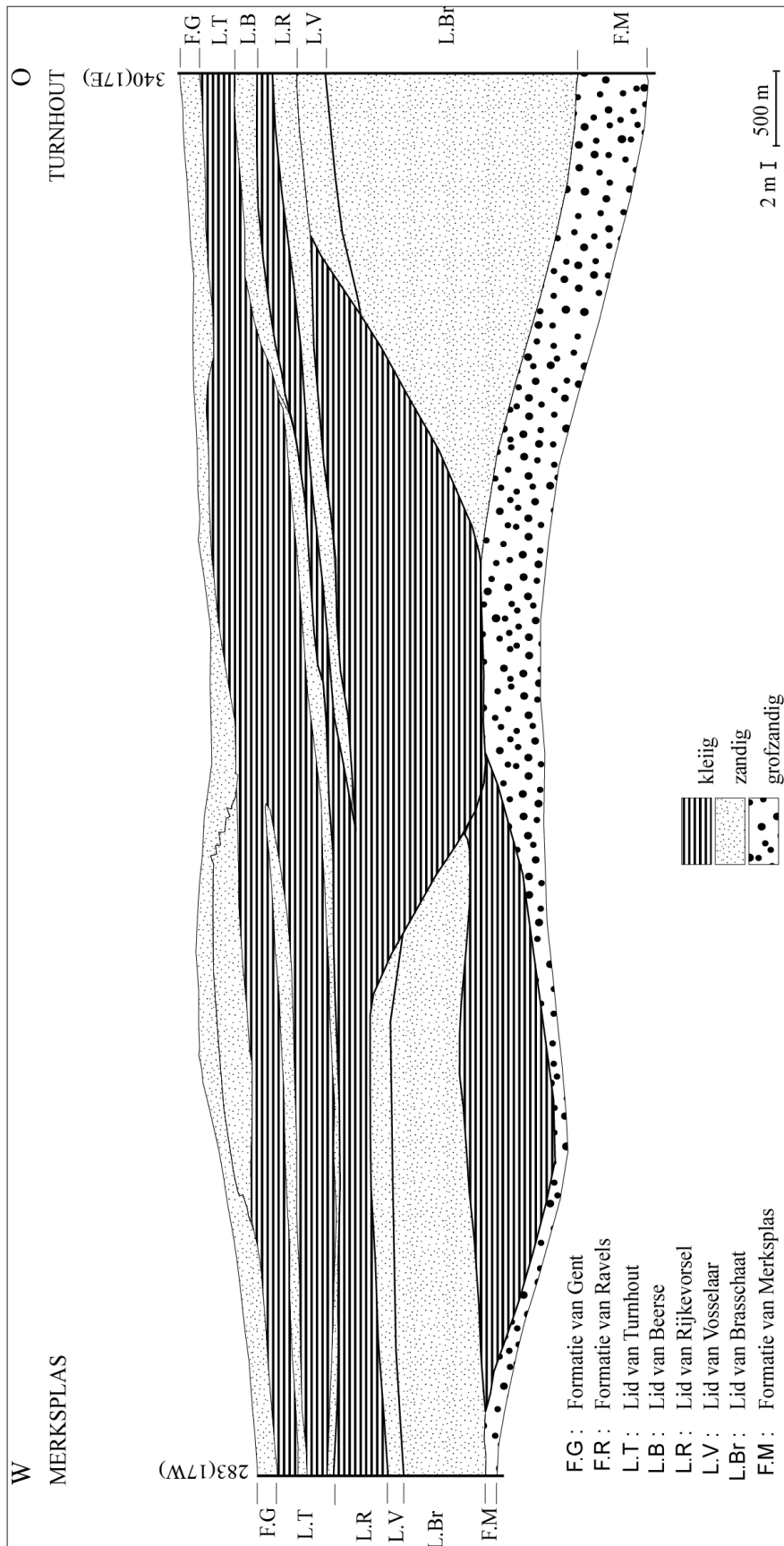
De ingezette zeeniveaudaling is verder doorgegaan waarbij in een eerste fase geen bijzonder ingrijpende erosie is opgetreden. Tijdens deze fase werden sedimenten geaccumuleerd in een dominant fluviaatiele omgeving, waarin de vorming van transversale banken (Smith, 1971, 1972) primeerde. Dit gegeven en de beperkte dikte per cyclus wijzen op het vlechtend karakter van het fluviaatiele systeem. Dit geheel is beschreven door Miall (1985, 1992, 1996), als zijnde een zandig vlechtend systeem dat actief is over gans het jaar. Op de banken die bij laagwaterstand boven het wateroppervlak kwamen te liggen, werd fijn klastisch materiaal afgezet. Vermits het grootste gedeelte van het fijn klastisch topfacies bewaard is gebleven, was het dominerend proces in dit sedimentair milieu accumulatie. De frequent aanwezige convoluties in de bankafzettingen zijn waarschijnlijk ontstaan door het gedeeltelijk vloeibaar worden (liquifactie) van de met water oververzadigde banken als gevolg van het migreren van megaribbels en duinen over deze banken gedurende hoogwaterstanden (Plint, 1983). De afzettingen zijn lithostratigrafisch als het Lid van Vosselaar gedefinieerd.

De accumulatie van de estuariene en fluviaatiele afzettingen is dus volgens een continu proces verlopen zonder tussenin noemenswaardige erosie.

De dikte van het Lid van Brasschaat neemt toe in noordelijke richting, daar waar de dikte van het Lid van Vosselaar afneemt. Daarenboven ontbreekt het bovenste topfacies in het Lid van Vosselaar in het meest noordelijk gedeelte van zijn verspreidingsgebied. Beide elementen, samen met de afwezigheid van het Lid van Vosselaar in het noordelijk deel van het karteringsgebied doen vermoeden dat het Lid in het noorden is weggeruimd door zogenaamde “zijdelingse erosie” (Howard *et al.*, 1968). Dit fenomeen treedt volgens de auteurs op wanneer de rivier zijn basisniveau, in dit geval het zeeniveau, heeft bereikt. Volgens Zagwijn (1979, 1989) was de kustlijn in deze periode inderdaad in de noordelijke omgeving gelegen.

Dit erosief proces heeft zich later verder gezet in het gebied van Baerle (kaartblad Weelde) tot Ballematen (kaartblad Turnhout), waarbij een trechtervormige depressie is uitgeschuurd, sterk vernauwend naar Ballematen toe en zeer wijd in het noorden. In deze depressie is op sommige plaatsen niet alleen het Lid van Vosselaar weggeruimd maar ook nagenoeg het volledige Lid van Brasschaat (fig. 25). Volgens Dalrymple *et al.* (1992) wordt zo een paleovallei gevormd door fluviaatiele erosie tijdens lage zeespiegelstanden.

Fig. 25: Voorstelling met de opeenvolging van de verschillende afzettingen in het gebied tussen Merksplas en Turnhout.



Het gebied van Baerle tot Ballematen is uniek in die zin dat een volledige zeespiegelrijzende fase quasi volledig is gevrijwaard. De opvulling van de depressie is al gestart tijdens de snelle zeespiegelstijging waarbij in het noorden een opeenvolging van slikwadden ontstonden en in het centrale en stroomopwaartse gedeelte een meanderende-estuariene omgeving heerste. In een latere fase, wanneer het estuarium reeds verder landinwaarts aanwezig was, zijn slikwadden en zandwadden ontstaan in het noorden en slikwadden en/of overstromingsvlaktes samen met geulen en kronkelwaarden in het zuiden. De afzettingen uit de latere fase zijn quasi in gans het karteringsgebied aanwezig. Al deze afzettingen maken deel uit van het Lid van Rijkevorsel.

Op basis van de sedimentaire submilieus waaruit het Lid van Brasschaat en het Lid van Rijkevorsel zijn opgebouwd, blijkt dat de kustlijn tijdens de vorming van het Lid van Rijkevorsel verder noordwestwaarts was gelegen dan tijdens de accumulatie van het Lid van Brasschaat. Deze hypothese stemt duidelijk overeen met de paleogeografische reconstructies van het Noordzeebekken die Zagwijn in 1989 heeft gepubliceerd.

Een verlaging van het zeeniveau was ook nu de aanleiding tot de introductie van een zuiver fluviatiele omgeving. Deze omgeving is later geëvolueerd naar een eolische, waarin vervolgens nog een verdere verdroging en verkoeling is opgetreden. Cryoturbaties, vorstscheuren en prints van segregatieijs zijn dan ook typisch in het bovenste gedeelte van de eolische afzettingen. Zowel de fluviatiele als de eolische afzettingen zijn in het Lid van Beerse vervat. Opvallend echter is het fragmentarisch voorkomen van dit Lid. Dit fenomeen kan verklaard worden door het optreden van zowel zijdelingse als verticale erosie (Howard *et al.*, 1968). Het centraal deel van het karteringsgebied, waar het Lid van Beerse bewaard is gebleven, was naar alle waarschijnlijkheid boven het (erosief) basisniveau gelegen. Hier greep enkel verticale erosie plaats waardoor het Lid van Beerse fragmentarisch bewaard is gebleven. Het noordelijk gelegen gedeelte lag waarschijnlijk nabij zeeniveau waardoor zijdelingse erosie een grotere impact had en de afzettingen nagenoeg volledig zijn weggeruimd. Het ontbreken van het Lid van Beerse in het zuidelijk gedeelte van het karteringsgebied is het gevolg van erosie die later gedurende het Quartair heeft plaatsgehad.

Het bovenste kleiig – zandig complex, gekend als het Lid van Turnhout, is karakteristiek voor de finale fase van een transgressie d.w.z. wanneer het estuarium zijn meest landinwaartse positie heeft bereikt. Accumulatie greep, in die gebieden waar het Lid van Beerse was weggeruimd, eerst plaats in de vorm van voornamelijk zandwadden. In een latere fase wanneer quasi gans het gebied onder rechtstreekse invloed lag van het estuarium werden slikwadden, overstromingsvlakte- en/of schorre afzettingen gedeponerd in het zuiden, zand- en slikwadden in het noorden. Pollenanalyses (Alam, 1989), kleistruktuuranalyses (Sethi, 1989; Wartel *et al.*, 1997) en kleimineralogische evenals geochemische studies (De Weerd, *et al.*, 1998) bevestigen dat in het zuiden en het centraal gedeelte van het karteringsgebied alternerend brakwater- en zoetwatercondities voorkwamen. Volgens Zagwijn (1974, 1979, 1989) is de kustlijn tijdens deze fase verder noordwestwaarts gemigreerd, wat bevestigd wordt op basis van de gereconstrueerde paleomilieus.

De belangrijke vervormingen die aanwezig zijn in het topgedeelte van het Lid van Turnhout zijn kort na de accumulatie van dit Lid ontstaan. Autocompactie treedt in dit type van sedimenten snel op (Allen, 2000) en vervormingen van zo een omvang zijn daarenboven enkel mogelijk indien nog voldoende water in het te vervormen sediment aanwezig is (Allen, 1985). Daarenboven bevindt zich op sommige plaatsen bovenop het vervormde gedeelte de Formatie van Ravels die ontstaan is vanaf het Eburonien. Vandenberghe & Kasse (1989) plaatsen de vervorming dan ook in het Eburonien.

Vanaf het Eburonien zijn in het karteringsgebied fluviatiele systemen actief, met evenwel een geulpatroon sterk variërend van plaats tot plaats. Zowel meanderende als verwilderde rivieren zijn tijdens deze lange periode actief. Op basis van de aanwezige zware mineralen blijkt dat de afzettingen in de beginfase uitsluitend afkomstig waren van rivieren uit Centraal België. Vanaf het Menapien is er ook toevoer vanuit het Maasbekken merkbaar (Kasse, 1988, De Mulder *et al.*, 2003).

Algemeen is vastgesteld dat in de rest van het Beneden – Pleistoceen accumulatie primeerde, erosie was enkel lokaal aanwezig.

In het Cromerien was de tektonische activiteit voldoende groot om een directe invloed op het karteringsgebied te hebben (Kasse, 1988; Zagwijn & Doppert, 1978). Door een vroeger gestarte opheffing van de Westelijke blok van de Centrale Graben zijn de rivieren vanuit Centraal België hun benedenlopen beginnen in te snijden. Fluviatiele sedimentatie was in die periode beperkt tot het Rijnbekken en het Maasbekken. Hun stroomgebied lag echter buiten het karteringsgebied.

In het noordelijk gedeelte van het karteringsgebied is op het einde van het Midden-Pleistoceen de fluviatiele erosie gestopt en is opnieuw sedimentatie opgetreden. De fluviatiele sedimenten zijn echter enkel bewaard gebleven op sommige delen van de interfluvia van de Mark, de Grote Beek en de Weehagense Beek. Fluviatiele erosie heeft



zich inderdaad na de afzetting opnieuw voorgedaan. Deze erosie resulteerde in de vorming van valleien die gedurende het Beneden-Weichselien en Midden-Weichselien zijn opgevuld met fluviatiele afzettingen afkomstig van verwilderde rivieren.

In het Boven-Weichselien werden zowel erosie als accumulatie grotendeels bepaald door de windwerking, en dit overgans het karteringsgebied. Tijdens deze episode zijn er evenwel veranderingen in de sedimentatieomstandigheden opgetreden. Tijdens de beginfase greep de eolische sedimentatie meestal plaats op een sneeuwrijk, nat of vochtig oppervlak. Gedurende deze fase grepen er tijdens de dooiperiodes belangrijke afvloeiingen en massabewegingen plaats waarbij ook materiaal werd afgezet. Ingevolge een verdere verdroging van het klimaat zijn nagenoeg zuivere eolische afzettingen geaccumuleerd. Deze afzettingen zijn algemeen verspreid en dekken als het ware het landschap af.

Aan dit sedimentatiepatroon komt een eind in het Tardiglaciaal. Het Tardiglaciaal wordt, op enkele koude fazen na, gekenmerkt door een beduidende verwarming van het klimaat. Tijdens deze koude fazen treden er verstuiwingen en eolische sedimentatie op. Belangrijk is de hervatting van de fluviatiele activiteit met in de eerste fase de uitdieping van de huidige valleien. Deze valleien vallen in het noordelijk deel van het karteringsgebied qua situering grotendeels samen met de valleien die zijn opgevuld gedurende het Weichselien. De beken en rivieren nemen een meanderend patroon aan. Ingevolge ontbossingpraktijken gedurende het Holoceen, voornamelijk in de late Middeleeuwen, grepen verstuiwingen plaats en werden op sommige plaatsen opnieuw eolische sedimenten geaccumuleerd. In onbeschermd gebied grijpen de dag van vandaag nog steeds verstuiwingen plaats.

## 9 BIBLIOGRAFIE;

- A** **Aguirre, E & Pasini, G.** (1985) The Pliocene - Pleistocene boundary: *Episodes*, 8, 116- 120p.
- Alam, SH.** (1989) Palynological studies of the Lower Pleistocene deposits in the Campine Area, Northern Belgium: *Brussel, Final Report*, 66p.
- Allen, J.R.L.** (1985) Principles of physical sedimentology: *London, George Allen & Unwin*, 272p.
- Allen, J.R.L.** (1990) The Severn Estuary in southwest Britain: its retreat under marine transgression, and fine-sediment regime: *Sedimentary Geology*, 66, p 13-28.
- Allen, J.R.L.** (2000) Morphodynamics of Holocene salt marshes: a review sketch from the Atlantic and Southern North Sea coasts of Europe, *Quaternary Science Reviews*, 19, p 1155-1231.
- B** **Baeyens, L.** (1972) Verklarende tekst bij het kaartblad Oostmalle 16E: *Gent, Centrum voor Bodemkartering*, 91p.
- Baeyens, L.** (1973a) Verklarende tekst bij het kaartblad Wortel 8W: *Gent, Centrum voor Bodemkartering*, 84p.
- Baeyens, L.** (1973b) Verklarende tekst bij het kaartblad Beerse 17W: *Gent, Centrum voor Bodemkartering*, 91p.
- Baeyens, L.** (1973c) Verklarende tekst bij het kaartblad Turnhout 17E: *Gent, Centrum voor Bodemkartering*, 98p.
- Baeyens, L.** (1975) Verklarende tekst bij het kaartblad Weelde 8E: *Gent, Centrum voor Bodemkartering*, 86p.
- Barckhausen, J.; Preuss, H. & Streif, H.** (1977) Ein lithologisches Ordnungprinzip für das Küstenholozän und seine Darstellung in Form von Profiltypen: *Geologisches Jahrbuch*, A44, p 45-74.
- Berendsen, H.J.A.** (1997) Landschappelijk Nederland: *Assen, Van Gorcum*, 218p.
- Bogemans, F.** (1991) Quaternary thematic mapping of continental deposits: a tool in land-use planning (*Belgium*): *Acta Geologica Taiwanica*, 29, p 139-147.
- Bogemans, F.** (1994) The Usefulness of Quaternary Thematic Maps in Land-Use Planning: *Lüttig, G.W. (Ed.) Aggregates - - Raw Materials Giants, Erlangen*, p 263-275.
- Bogemans, F.** (1998) The utility of Quaternary thematic maps in the exploitation and the preservation of the natural environment: *Bobrowsky, P.P. (Ed) Aggregate Resources, Rotterdam, Balkema*, p 147-156.
- Bohncke, S.; Vandenberghe, J.; Coope, R. & Reiling, R.** (1987) Geomorphology and palaeoecology of the Mark valley (southern Netherlands): palaeoecology, palaeohydrology and climate during the Weichselien Late Glacial: *Boreas*, 16, p 69-85.
- D** **Dalrymple, R.W.** (1992) Tidal depositional systems: *in Facies Models, response to sea level change, Walker, R.G. & James, N.P. (eds.), Geological Association of Canada*, p 195-218.
- Dalrymple, R.W.; Knight, R.J.; Zaitlin, B.A. & Middleton, G.V.** (1990) Dynamics and facies model of a macrotidal sand-bar complex, Cobequid Bay - Salmon River Estuary (Bay of Fundy): *Sedimentology*, 37, 4, p 577-612.
- Dalrymple, R.W.; Zaitlin, B.A. & Boyd, R.** (1992) Estuarine facies models: conceptual basis and stratigraphic implications: *Jour. Sed. Petrology*, 62, 6, p 1130-1146.
- De Coninck, F.** (1957) Verklarende tekst bij het kaartblad Wuustwezel 7W: *Gent, Centrum voor Bodemkartering*, 66p.
- De Coninck, F.** (1959) Verklarende tekst bij het kaartblad Brecht 16W: *Gent, Centrum voor Bodemkartering*, 84p.
- De Coninck, F.** (1965) Verklarende tekst bij het kaartblad Hoogstraten 7E: *Gent, Centrum voor Bodemkartering*, 82p.
- De Meuter, F.J. & Laga, P.G.** (1976) Lithostratigraphy and biostratigraphy based on benthonic foraminifera of the Neogene deposits in Northern Belgium: *Bull. Belg. Ver. Geologie*, 85, 4, p 133-152.

- D** **De Moor, G. & Pissart, A.** (1992) Het reliëf. in Denis, j. (ed.), *Geografie van België*, Brussel, Gemeentekrediet, p129-215.
- De Mulder, F.J., Geluk, M.C., Ritsema, I., Westerhoff, W.E. & Wong, Th.E (eds)** (2003) De ondergrond van Nederland: *Nederlandse Organisatie voor toegepast-natuurwetenschappelijk onderzoek TNO*, 379p.
- De Ploey, J.** (1961) Morfologie en Kwartair-stratigrafie van de Antwerpse Noorderkempen: *Acta Geographica Lovaniensia*, 1, 130p.
- De Weerd, L., Muchez, Ph., Viaene, W. & Kasse, C.** (1998) Clay mineralogical and geochemical study of the Plio-Pleistocene Kempen Formation in northern Belgium: *Aardk. Mededel.*, 9, p 51-60.
- Dijkmans, J.W.A. & Koster, E.A.** (1987) Eolische verschijnselen in (actuele) periglaciaire milieus: K.N.A.G. geografisch Tijdschrift, 21, p 152-167.
- Dricot, E.M.** (1961) Microstratigraphie des Argiles de Campine: *Bull. Soc. belge Géol.*, 70, 2, p 113-141.
- F** **Florschütz, F.** (1938) Die beiden Azolla-Arten des Niederländischen Pleistozäns: *Rec. Trav. bot. Néerl.*, XXXV, p 932-945.
- G** **Gulinck, M.** (1962) Essai d'une carte géologique de la Campine. Etat de nos connaissances sur la nature des terrains néogènes recoupés par sondages: *Mém. Soc. belge Géol.*, 6, p 30-39.
- Gullentops, F. ; Bogemans, F. ; De Moor, G. ; Paulissen, E. & Pissart, A.** (2001) Quaternary lithostratigraphic units (Belgium) : *Gelgica belgica*, 4, p153-164.
- Gysels, H.** (1993) De landschappen van Vlaanderen en Zuidelijk Nederland: Leuven, Garant, 414.
- H** **Haest, R.** (1985) Invloed van het Weichsel-Glaciaal op de geologie van de Noorderkempen: *Leuven, Doctoraatsverhandeling*, 292p.
- Hedberg, H.D. (ed.)** (1976) International stratigraphic guide: *New York, London, John Wiley & Sons*, 200p.
- Heijnens, M.H.L.G. & Tijssen, J.M.** (1982) Influence of the development of a Weichselian coversand ridge on the drainage of a river valley in Noord-Brabant (the Netherlands); a geomorphological and palynological study: *Geologie & Mijnbouw*, 61, p 191-199.
- Howard, A.D.; Fairbridge, R.W. & Quinn, J.H.** (1968) Terraces, fluvial - introduction: in *The encyclopedia of geomorphology*, Fairbridge, R.W. (ed.), Stroudsburg, Hutchinson & Ross, Inc., p 1117-1124.
- Hunter, R.E.** (1973) Pseudo-crosslamination formed by climbing adhesion ripples: *Jour. Sed. Petrology*, 43, p 1125-1127.
- Hunter, R.E.** (1980) Quasi-planar adhesion stratification. An eolian structure formed in wet sands: *Jour. Sed. Petrology*, 50, p 263-266.
- I** **International Union of Geological Sciences (IUGS)** (2000) International stratigraphic chart: *ISBN 0 9340423 22 4*.
- K** **Kasse, K.** (1988) Early-Pleistocene tidal and fluvial environments in the southern Netherlands and Northern Belgium: *Amsterdam, Doctoraatsverhandeling*, 190p.
- Kasse, K.** (1990) Lithostratigraphy and provenance of the Early-Pleistocene deposits in the southern Netherlands and northern Belgium: *Geologie & Mijnbouw*, 69, p 327-340.
- Kasse, K.** (1993) Periglacial environments and climatic development during the Early Pleistocene Tiglian stage (Beerse Glacial) in northern Belgium: *Geologie & Mijnbouw*, 72, p 107-123.
- Knight, R.J. & Dalrymple, R.W.** (1975) Intertidal sediments from the South Shore of Cobequid Bay, Bay of Fundy, Nova Scotia, Canada: in *Tidal deposits*, Ginsburg (ed.), New York, Springer-Verlag, p 47-55.
- Kocurek, G. & Fielder, G.** (1982) Adhesion structures: *Jour. Sed. Petrology*, 52, p 1229-1241.

- K** **Koster, E.A.** (1982) Terminology and lithostratigraphic division of (surficial) sandy eolian deposits in the Netherlands: an evaluation: *Geologie & Mijnbouw*, 61, p 121-129.
- L** **Laga, P., Louwye, S. & Geets, S.** (2001) Paleogene and Neogene lithostratigraphic units (Belgium): *Geologica Belgica*, 4, p 135-152.
- M** **Miall, A.D.** (1985) Architectural element analysis: a new method of facies analysis applied to fluvial deposits: *Earth Science Reviews*, 22, p 261-308.
- Miall, A.D.** (1992) Alluvial deposits :in *Facies Models, response to sea level change*, Walker, R.G. & James, N.P. (eds.), *Geological Association of Canada*, p 119-142.
- Miall, A.D.** (1996) *The Geology of Fluvial deposits: Berlin, Springer, 582p.*
- Munaut, A.** (1967) Recherches paléo-écologiques en Basse et Moyenne Belgique: *Acta Géographica Lovanien-sia*, 6, 191p.
- Munaut, A. & Paulissen, E.** (1973) Evolution et Paléo-écologie de la vallée de la Petite Nèthe au cours du Post-Wurm (Belgique): *An. De la Soc. Géol. de Belgique*, 96, 301-348.
- N** **Nicols, M.M. & Biggs, R.B.** (1985) Estuaries: in *Coastal sedimentary environments*, Davis, R.A. (ed.), *New York, Springer-Verlag*, p 77-186.
- Nicols, M.M.; Johnson, G.H. & Peebles, P.C.** (1991) Modern sediments and facies model for a microtidal coastal plain estuary, the James Estuary, Virginia: *Jour. Sed. Petrology*, 61, 6, p 883-899.
- P** **Paepe, R. & Vanhoorne, R.** (1967) The stratigraphy and palaeobotany of the Late Pleistocene in Belgium: *Toelicht. Verhand. Geologische kaart en Mijnskaart van België*, 8, 96p.
- Paepe, R. & Vanhoorne, R.** (1970) Stratigraphical position of periglacial phenomena in the Campine Clay of Belgium, based on palaeobotanical analysis and palaeomagnetic dating: *Bull. Belg. Ver. Geol.*, 79, p 201-211.
- Paepe, R. & Vanhoorne, R.** (1976) The Quaternary of Belgium in its relationship to the stratigraphic legend of the geological map: *Toelicht. Verhand. Geologische kaart en Mijnskaart van België*, 18, 38p.
- Paulissen, E. & Munaut, A.** (1969) Un horizon blanchâtre d'âge Bølling à Opgrimbie: *Acta Géographica Lovanien-sia*, 7, p 65-91.
- Pettijohn, F.J. & Potter, P.E.** (1964) *Atlas and glossary of primary sedimentary structures: Berlin, Springer-Verlag, 370p.*
- Plint, A.G.** (1983) Sandy fluvial point-bar sediments from the Middle Eocene of Dorset, England: in *Modern and ancient fluvial systems*, Collinson, J.D. & Lewin, J. (eds.), *Oxford, Blackwell Scientific Publ., Spec. Publ. 6*, p 355-368.
- R** **Ricketts, B.D.** (1994) Mud-flat cycles, incised channels and relative sea-level changes on a paleocene mud-dominated coast, Ellesmere Island, Arctic Canada: *Jour. Sed. Research*, B64, p 211-218.
- Salvador, A.** (Ed.) (1994) *International stratigraphic guide: Geological Society of America, 214p.*
- Schwan, J.** (1986) The origin of horizontal alternating bedding in Weichselian aeolian sands in Northwestern Europe: *Sedimentary Geology*, 49, p 73-108.
- Schwan, J.** (1988) The structure and genesis of Weichselian to Early Holocene aeolian sand sheets in Western Europe: *Sedimentary Geology*, 55, p 197-232.
- Sethi, P.S.** (1989) A comparative study of limnic, estuarine and marine sediments, on the basis of micro-structures and on the use of clay-fabric as a tool for Quaternary lithofacies interpretation: *Brussel, Final Report, part I. 63p.*
- Smith, N.D.** (1971) Transverse bars and braiding in the Lower Platte River, Nebraska: *Geol. Soc. Am. Bull.*, 82, p 3407-3420.

**S** **Smith, N.D.** (1972) Some sedimentological aspects of planar cross-stratification in a sandy braided river: *Jour. Sed. Petrology*, 42, p 624-634.

**V** **Vandenbergh, J.** (1977) Geomorfologie van de Zuiderkempen. Koninklijke Academie voor Wetenschappen, Letteren en Schone Kunst van België, 140, 166p.

**Vandenbergh, J.; Paris, P.; Kasse, K.; Gouman, M. & Beyens, L.** (1984) Paleomorphological and -botanical evolution of small lowland valleys: *Catena*, 11, p 229-238.

**Vandenbergh, J.** (1985) Paleoenvironment and stratigraphy during the Late Glacial in the Belgian-Dutch Border Region: *Quaternary Research*, 24, p 23-38.

**Vandenbergh, J.; Bohncke, S.; Lammers, W. & Zilverberg, L.** (1987) Geomorphology and palaeoecology of the Mark valley (southern Netherlands): geomorphological valley development during the Weichselian and Holocene: *Boreas*, 16, p 55-67.

**Vandenbergh, J. & Kasse, K.** (1989) Periglacial environments during the Early Pleistocene in the southern Netherlands and northern Belgium: *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 72, p 133-139.

**Van der Sluijs, P. & Maarleveld, G.C.** (1963) Dekzandruggen uit de jonge Dryastijd in Zeeuws-Vlaanderen: *Boor en Spade*, p 21-26.

**Van Huissteden, J. Van der Valk, L. & Vandenbergh, J.** (1986) Geomorphological evolution of a lowland valley system during the Weichselian: *Earth surface processes and landforms*, 11, p 207-216.

**Van Mourik, J.** (1987a) Het stuifzand van Heeswijk - Dinther: KNAG. *Geografisch Tijdschrift*, XXI, p 327-337.

**Van Mourik, J.** (1987b) Laat-Glaciaal veen en Subatlantisch stuifzand bij de Peelrandbreuk tussen Nistelrode en Uden: KNAG. *Geografisch Tijdschrift*, XXI, p 421-436.

**Van Mourik, J.** (1988) De ontwikkeling van een stuifzandgebied: in *Landschap in beweging*, Van Mourik, J. (ed) Amsterdam, *Fysisch Geografisch en Bodemkundig Lab., Fac. Ruimtelijke wetenschappen*, p 5-42.

**Van Straelen, V.** (1920) Sur la présence des restes de mammifères dans les argiles de la Campine: *Bull. Soc. belge Géol.*, 30, p 80-82.

**W** **Wartel, S.; Sethi, P.S. & Bogemans, F.** Clay fabric as an indicator of cyclic changes in an estuarine palaeoenvironment - Lower Pleistocene, northern Campine Area, Belgium: *Bull Koninklijk Belgisch Instituut voor Natuurwetenschappen, aardwetenschappen*, vol 66, p 193-202.

**Westerhoff, W. & Dobma, W.** (1995) Landschap en geologie van de Brabantse Wal: *Grondboor & Hamer*, 49, p 72-73.

**Woodroffe, C.D.; Chappell, J.; Thom, B.G. & Wallensky, E.** (1989) Depositional model of a macrotidal estuary and floodplain, South Alligator River, Northern Australia: *Sedimentology*, 36, 5, p 737-756.

**Woodroffe, C.D.; Mulrennan M.E. & Chappell, J.** (1993) Estuarine infill and coastal progradation, southern van Diemen Gulf, northern Australia: *Sedimentary Geology*, 83, p 257-275.

**Wouters, L. & Vandenbergh, N.** (1994) Geologie van de Kempen. Een Synthese: *Brussel, Niras*, 208p.

**Zagwijn, W.H.** (1963) Pollen-analytic investigations in the Tiglian of the Netherlands: *Meded. Geol. Stichting*, 16, p 49-71.

**Zagwijn, W.H.** (1974) The palaeogeographic evolution of the Netherlands during the Quaternary: *Geologie & Mijnbouw*, 53, p 369-385.

**Zagwijn, W.H.** (1979) Early and Middle Pleistocene coastlines in the southern North Sea basin: in *The Quaternary History of the North Sea*, Oele, E.; Schüttenhelm, R.T.E. & Wiggers, A.J. (eds.), *Acta Univ. Ups. Symp. Univ. Ups. Annum Quingentesimum Celebrantis*, 2, p. 31-42.



**Z** **Zagwijn, W.H.** (1985) An outline of the Quaternary stratigraphy of the Netherlands: *Geologie & Mijnbouw*, 64, p 17-24.

**Zagwijn, W.H.** (1989) The Netherlands during the Tertiary and Quaternary: A case history of Coastal Lowland evolution: *Geologie & Mijnbouw*, 68, p 107-120.

**Zagwijn, W.H. & Van Staalduinen (eds.)** (1975) Toelichting bij de geologische overzichtskaarten van Nederland: *Haarlem, Rijks Geologische Dienst*, 134p.

**Zagwijn, W.H. & Doppert, J.W.** (1978) Upper Cenozoic of the Southern North Sea Basin: Palaeoclimatic and palaeogeographic evolution: *Geologie & Mijnbouw*, 57, p 577-588.

**Zagwijn, W.H. & De Jong, J.** (1983-1984) Die Interglaziale von Bavel und Leerdam und ihre stratigraphische Stellung im Niederländischen Früh-Pleistozän: *Meded. Rijks Geol. Dienst*, 37, 3, p 155-159.