

Met behulp van de resultaten van deze korrelgrootte-analysen was het mogelijk een globale berekening van het doorlatend vermogen van de watervoevende laag te maken. Daar eveneens korrelgrootte-analysen ter beschikking stonden van grondmonsters uit de M-boringen in de omgeving van Waardenburg (fig.1), was het mogelijk ook voor deze boringen het doorlatend vermogen te berekenen. Voor de overige boringen is deze formatieconstante uit de profielbeschrijvingen afgeleid.

De verticale weerstand van de semi-permeabele, holocene deklagen is op enkele plaatsen bepaald door in het laboratorium de verticale doorlatendheid van een serie ongeroerde monsters te meten.

Ter controle op de aldus bepaalde formatieconstanten is door het Instituut voor Cultuurtechniek en Waterhuishouding een pompproef uitgevoerd ter plaatse van boring M 51 in de omgeving van Vuren (fig. 1).

II. GEOLOGISCH OVERZICHT (zie tabellen figuur 2)

De Tielerwaard maakt deel uit van de grote laagvlakte van de rivieren de Rijn en de Maas. Het topografisch beeld van de gehele Tielerwaard West vertoont een langgerekte komvorm. De randen van deze kom worden in het noorden, westen en zuiden gevormd door de zandig kleiige afzettingen gesedimenteerd langs de Linge en de Waal.

De gemiddelde terreinhoogte varieert van 2 à 3 meter + N.A.P. in het oosten tot ongeveer N.A.P. in het westelijke deel van de Tielerwaard. In het oostelijke deel komen plaatselijk duidelijk waarneembare reliefverschillen voor. Deze reliefverschillen worden veroorzaakt door het voorkomen van jonge fossiele rivieren, die plaatselijk slechts bedekt worden door een dun pakket sedimenten bestaande uit veen en klei. In het westelijke deel heeft een dik veenpakket sterk nivellerend gewerkt. Reliefverschillen komen daar vrijwel niet voor.

De ondergrond van de Tielerwaard is tot een diepte van verscheidene tientallen meters samengesteld uit een pakket kwartaire sedimenten, die door Rijn en Maas zijn afgezet. Onder holocene afzettingen, ter dikte variërend van 5 tot 8 meter, komt een pleistoceen pakket voor, dat uit overwegend grove en fijne grindhoudende zanden is samengesteld.

1. De pleistocene afzettingen

Het moet al lang geleden zijn, bijna een miljoen jaar, dat de eerste verschijnselen van een ingrijpende klimaatsverandering zich in deze ge-

bieden openbaarden. Het Pleistoceen (Diluvium) met zijn opeenvolging van koude en warmere fasen, de zogenaamde glacialen en interglacialen, was begonnen. Gedurende de koude fasen breidde het landijs zich geleidelijk vanuit het Baltische gebied over NW-Europa uit, waarbij de zeespiegel aanzienlijk lager gestaan moet hebben dan thans (ca. 80 à 150 m). Deze subarctische tot arctische klimaatsomstandigheden hadden niet alleen een diepgaande invloed op het karakter van flora en fauna, maar ook op het gedrag van de toenmalige rivieren en dus op de sedimentatie. De rivierafvoeren varieerden sterk, in tegenstelling tot die in de warmere interglacialen, gedurende welke de afvoeren veel gelijkmatiger waren. Het landschap had het karakter van een boomloze toendra, doorsneden met zeer brede puinvelden van verwilderde riviersystemen. Deze puinvelden waren niet begroeid. Gedurende de lange, koude winters bevroor nagenoeg al het water in de rivieren en vormden zich machtige ijsmassa's. Deze ontstonden het eerst in het noorden, in de benedenloop der rivieren en belemmerden daardoor de afvoer. Een dergelijke situatie treffen we bijvoorbeeld thans nog aan bij de rivieren in Siberië, waarmee het toenmalige landschap dus te vergelijken is. Wanneer in de vroege zomer de dooi intrad begon deze het eerst in het zuiden, maar doordat de riviermondingen nog vast in het ijs zaten werd het smeltwater hoog opgestuwd. De opgestuwde watermassa's braken ten slotte ook het ijs in de benedenloop der rivieren, waarna grote vloedgolven de puinvlakten overstroomden. Er werd daarbij veel puin meegevoerd, dat zijn grofste bestanddelen, bij afnemende stroomsnelheden, door sedimentatie verloor. Dit verklaart waarom dergelijke afzettingen gewoonlijk zo grof zijn en fijne zanden en kleien er vrijwel niet in voorkomen. Wanneer door klimaatsveranderingen een verwilderd riviersysteem degenerereert, kunnen vele van deze riviertakken echter met fijner materiaal en ten slotte zelfs met klei worden opgevuld. Nadat bovengenoemde vloedgolven voorbij waren, vielen de puinvelden van de verwilderde rivieren vrij snel grotendeels droog.

Gedurende de warmere, interglaciale perioden trok het landijs zich geleidelijk terug en steeg de zeespiegel weer, waarbij een warmte-minnende flora en fauna opnieuw bezit van het landschap ging nemen. Het karakter van het riviersysteem veranderde volkomen. De periodiek weerkerende extreem hoge rivierafvoeren maakten plaats voor een veel regelmatigere afvoer met kleine vloedgolven. Bij deze geringere afvoeren veranderde het riviersysteem van een verwilderd in een meanderend systeem met regelmatig stromende rivieren. Naast grove sedimenten werden in hoofdzaak fijnere zanden en klei afgezet, terwijl soms ook veengroei optrad. Vooral onder

invloed van de stijgende zeespiegel had hernieuwde sedimentatie door de rivieren plaats.

Het landschap, waarvan de Tielerwaard deel uit maakte, zal er gedurende het Pleistoceen dus wel heel anders uitgezien hebben dan tegenwoordig. Gedurende honderdduizenden jaren volgde de ene klimaatsverandering op de andere, waarbij de rivieren afwisselend fijn en grof materiaal afzetten. Ofschoon de Rijn verreweg de belangrijkste bijdrage tot de opbouw van het gebied heeft geleverd, heeft ook de Maas bij tijd en wijle zijn invloed doen gelden. Er zijn perioden geweest waarin Rijn en Maas tezamen aan de opbouw van het landschap hebben bijgedragen, hetgeen uit mineralogisch onderzoek is gebleken.

Reeds uit het voorgaande moge duidelijk geworden zijn, dat de geologische geschiedenis van het Pleistoceen een interressant, maar gecompliceerd beeld vertoont. In tegenstelling tot andere delen van Nederland is deze geschiedenis voor de Tielerwaard echter nog onvolledig bekend. Wel is waar kunnen in het gehele pleistocene sedimentspakket een aantal duidelijk verschillende geologische formaties onderscheiden worden, maar wat betreft hun ouderdom, alsook hun wijze van ontstaan, met name onder welke klimatologische omstandigheden zij zijn gevormd, tasten we in de meeste gevallen nog in het duister.

De oudste afzettingen, die in de Tielerwaard in enkele zeer diepe boringen zijn aangetroffen, behoren tot de Formatie van Tegelen, die zijn naam ontleend aan de klei van Tegelen, vermaard om zijn fossielen en zijn geschiktheid voor de steen- en pottenbakkerij. Deze formatie is door de Rijn afgezet tijdens de eerste warme fase (interglaciaal), die volgde op de eerste koude tot zeer koude periode van het Pleistoceen. Het klimaat, waaronder de Rijn deze formatie opbouwde moet gematigd warm geweest zijn, althans het grootste deel van de klei van Tegelen geeft door zijn fossielinhoud een weerspiegeling van een gematigd warm klimaat. Maar tegen het einde van de vorming van deze klei, doen zich reeds weer tekenen voor van een klimaatsverslechtering, waarmee de volgende koude fase wordt ingeluid.

In de Tielerwaard is alleen het bovenste deel van de Formatie van Tegelen in enkele boringen bereikt, dat hier uit een afwisseling van fijn en grofkorrelige zanden bestaat. Plaatselijk echter zijn aan de bovenzijde van de formatie op diepten variërend van 75 tot 100 m beneden N.A.P. tot

5 m dikke, stugge kleilagen aangetroffen.

Nadat de Rijn gedurende lange tijd heer en meester in het gebied was geweest, trad een periode in gedurende welke ook de Maas zijn invloed deed gelden. Op de Formatie van Tegelen werd door beide rivieren een pakket sedimenten neergelegd, dat wordt samengevat onder de term "Formatie van Kedichem". Dat ook de Maas aan de opbouw van deze formatie heeft bijgedragen, kan worden afgeleid uit zware mineralen-analysen. Zo is gebleken, dat afzettingen van beide rivieren zowel boven als naast elkaar voorkomen.

Uit andere onderzoeken is gebleken, dat de vorming van de Formatie van Kedichem onder sterk wisselende klimaatsomstandigheden moet hebben plaats gehad. Aan het begin van deze periode moet een koud (glaciaal) klimaat geheerst hebben, vergelijkbaar met dat in subarctische gebieden. Daarna volgde een warmere fase, waarin het klimaat echter wisselde van gematigd warm tot koel. Aan het eind van deze periode trad een nieuwe koude fase in, gedurende welke weer subarctische klimaatsomstandigheden geheerst moeten hebben.

In het kader van dit onderzoek kon niet worden uitgemaakt of het sedimentcomplex behorende tot de Formatie van Kedichem onder één van bovengenoemde klimaatstypen gevormd is, of dat het onder afwisselend koude en warmere fasen is ontstaan. Er zijn echter aanwijzingen, dat het bovenste deel van dit complex uit bovengenoemde warmere, interglaciale fase stamt.

Wel is komen vast te staan, dat de formatie lithologisch uit overwegend fijnzandig materiaal en klei bestaat. Deze klei is over het algemeen zeer dicht en zwaar. Het gehalte aan afslibbare delen is hoog en bedraagt soms meer dan 80%. Het toenmalige landschap zou tot op zekere hoogte vergeleken kunnen worden met het tegenwoordige rivierenlandschap. Rijn en Maas zullen vermoedelijk traag stromende meanderende rivieren geweest zijn, die voornamelijk fijn materiaal transporteerden en afzetten. Er moeten uitgestrekte kommen bestaan hebben, waarin dikke lagen van de zwaarste klei konden worden gesedimenteerd. Op vele plaatsen, maar niet overal, bestaat het bovenste gedeelte van de Formatie van Kedichem uit deze zware klei en als zodanig is het dus van hydrologisch oogpunt uit, een belangrijk grensvlak.

Nadat deze periode van zeer rustige sedimentatie, waarin de Formatie van Kedichem werd gevormd, was afgesloten, veranderde, vermoedelijk onder invloed van een naderende koude fase met een subarctisch klimaat, het karakter van het meanderende riviersysteem in een systeem van verwilderde rivieren. Vanuit het achterland werden opnieuw grote hoeveelheden grof

materiaal aangevoerd, die in deze laagvlakte met zijn wijd vertakt systeem van geulen en geultjes tot afzetting kwamen. Het allerfijnste materiaal zal in een dergelijk systeem, met periodiek grote waterafvoeren, niet tot afzetting kunnen komen, omdat uitgestrekte kommen met rustig water ontbreken.

Op de Formatie van Kedichem treffen we dan ook een sedimentpakket aan, dat in hoofdzaak uit matig grove tot zeer grove zanden, met plaatselijk veel fijn grind bestaat. Deze afzetting, die is aangeduid als de Formatie van Vuren, werd door de Rijn neergelegd. De bovenzijde van deze formatie ligt op 30 à 35 m beneden N.A.P.; de dikte varieert van enkele meters tot meer dan 30 m.

In de hierop volgende periode trad een belangrijke klimaatsverbetering in, waarin de Rijn behalve grove en fijne zanden ook kleien sedimenteerde. Op grond van de resultaten van het mineralogisch onderzoek is gebleken, dat ook de Maas bij tijd en wijle zijn invloed weer deed gelden. Het gehele complex van lichtgrijze, matig fijne tot matig grove zanden en kleien wordt aangeduid als de Formatie van Waardenburg.

Ofschoon in deze formatie vrij veel grove zanden voorkomen, vertoont het algemene lithologische beeld van deze afzettingen toch ten opzichte van de voorgaande formatie een meer fijnzandig karakter. In een boring (M 30) bij Waardenburg komen zowel aan de basis als aan de bovenzijde van deze formatie kleilagen voor, die tijdens interglaciale perioden met een gematigd warm klimaat zijn gevormd. Pollenanalytisch onderzoek heeft uitgewezen, dat de onderste kleilaag gedurende het Cromerien (Günz-Mindel interglaciaal) is ontstaan. Van de bovenste kleilaag kan niet met zekerheid gezegd worden of deze uit hetzelfde interglaciaal stamt of uit het jongere Needien (Mindel-Riss interglaciaal). Ofschoon de formaties van Vuren en Waardenburg behalve lithologisch ook mineralogisch van elkaar verschillen, wijst het voorkomen van Cromerienkleien erop, dat beide formaties of althans het grootste gedeelte ervan, deel uitmaken van de Formatie van Sterksel. Binnen deze formatie zijn elders, onder andere in de omgeving van Valkenswaard eveneens kleilagen van Cromerien-ouderdom aangetoond.

Met de sedimentatie van de Formatie van Kreftenheye eindigt in de Tielerswaard ten slotte het Pleistoceen. Er zijn redenen om aan te nemen, dat het begin van de vorming van deze formatie reeds in het Riss-glaciaal viel, dat ca. 120 000 jaar geleden begon. De sedimentatie ging door ge-

durende het Eemien en het Würm glaciaal. Deze laatste ijstijd duurde van ca. 70 000 tot 10 000 jaar voor heden. De formatie moet zijn afgezet in een zeer breed Rijndal, dat onder andere een groot deel van Midden-Nederland besloeg. In dit dal moet een verwilderd riviersysteem bestaan hebben. Door de Rijn werd opnieuw veel grof materiaal aangevoerd, dat in hoofdzaak uit sterke bonte, zeer grove zanden met veel fijn en grof grind bestond. Behalve lithologisch onderscheiden deze zanden zich ook mineralogisch, namelijk door een hoog augietgehalte, van de onderliggende Midden-Pleistocene sedimenten. Dit augiet is afkomstig uit de Eifel, waar in deze periode een levendige vulkanische activiteit heerste. Zoals we al gezien hebben zijn de sedimentologische omstandigheden in een dergelijk riviersysteem van dien aard, dat sedimentatie van kleilagen van enige omvang tot de zeldzaamheden behoort.

Toen ca. 10 000 jaar ~~geleden~~ de laatste koude periode van het Pleistocene, het Würm glaciaal, eindigde, trad een belangrijke klimaatsverbetering in. Het Holoceen was begonnen. Met deze overgang naar het warmere klimaat van het Holoceen, wijzigde het karakter van het riviersysteem zich volkomen. Het brede dal van de Rijn, met zijn verwilderd systeem van talrijke riviertakken, degenererde, om plaats te maken voor een langzamer stromende, meanderende rivier.

2. De holocene afzettingen

Door de verandering, die bij de overgang van het Pleistocene naar het Holoceen (ongeveer 10 000 jaar geleden) in het rivierensysteem plaats had, werd gedurende het Holoceen voornamelijk fijn materiaal gesedimenteerd.

Reeds in het begin van het Holoceen werd door meanderende rivieren fijnkorrelig zand en klei afgezet. Tijdens het Praeboreaal en Boreaal (8 000 jaar voor heden) werden fijnkorrelige zanden en lichtgrijze kleien gesedimenteerd. Dit fijne materiaal werd door smalle rivieren, vertakkingen van een hoofdstroom, die buiten de Tielerwaard lag, aangevoerd. Na de lichtgrijze klei werd over grote uitgestrektheid blauwgrijze klei gesedimenteerd. Deze sedimentatie is doorgegaan tot het midden-Atlanticum. Gedurende het Praeboreaal, Boreaal en oud-Atlanticum was in de Tielerwaard een rivierenlandschap aanwezig, waarin stroomgronden en komgronden onderscheiden konden worden.

In het jongste deel van het Atlanticum, dat 8 000 jaar geleden aanving, nam de rivieractiviteit geleidelijk af. Over grote gebieden kwam het tot veenvorming.

Aan het eind van het Atlanticum, 5 000 jaar voor heden, nam de rivieractiviteit weer toe. Het atlantisch venig complex werd bedekt door klei en zand.

De voornaamste veenvorming begon in de Tielerwaard ongeveer bij de overgang van het Atlanticum naar het Subboreaal (5 000 jaar geleden). Gedurende het Subboreaal was een rietlandschap aanwezig waarin talrijke smalle riviertjes stroomden. Door de vorming van het rietveen werd het terrein plaatselijk opgehoogd waardoor elzenbossen konden ontstaan. Het jongste deel van het subboreale Lekstreekveen bestaat dan ook uit elzenbosveen. Bij de overgang van Subboreaal naar Subatlanticum, 2 700 jaar geleden, kwam aan de veengroei een eind. Kleien en zanden werden op het Lekstreekveen gesedimenteerd. In de Tielerwaard ontstond een typisch rivierenlandschap met kommen en stromen. Aan de sedimentatie van de rivieren kwam grotendeels een eind door de bedijking van de recente rivieren.

Samenvattend kan men zeggen, dat de holocene afzetting van de Tielerwaard bestaan uit een afwisseling van klei en veen.

Gedurende het Holoceen hebben in de Tielerwaard rivieren gestroomd. In de beddingen van deze rivieren werd veelal fijnkorrelig zand gesedimenteerd. Aan weerszijden van de beddingen werd zand, dat de oeverwallen van de rivier opbouwde, afgezet. Vooral de met zand opgevulde stroombeddingen, die zich hebben ingesneden tot in de pleistocene zanden, zijn hydrologisch van belang. Deze zandlichamen in de holocene veen- en klei-afzettingen, vormen de "lekken" in het slecht doorlatende holocene pakket.

In de Tielerwaard kunnen de fossiele rivieren naar "ouderdom" onderscheiden worden. Als "ouderdom" van een rivier wordt aangenomen het laatste tijdstip, dat een rivier nog stroomde. De belangrijkste aanwijzing omtrent de ouderdom van een fossiele rivier geeft de laatste sedimentatiefase van de rivier buiten zijn stroombedding. In de Tielerwaard openbaart deze sedimentatie zich voornamelijk door klei en zand inschakelingen in de venen.

Naar ouderdom kunnen de volgende fossiele rivieren onderscheiden worden:

1. Atlantische rivieren.
2. Subboreale rivieren.
3. Subatlantische rivieren.

Lithologisch worden deze fossiele rivieren in het algemeen gekenmerkt door:

1. Atlantische rivieren. De stroombedding wordt bedekt door het Lekstreekveen en de jonge rivierafzettingen.
2. Subboreale rivieren. De bedekkende lagen worden gevormd door een deel van het Lekstreekveen en de jonge rivierafzettingen.
3. Subatlantische rivieren. Slechts de jongste rivierafzettingen bedekken de oude stroombedding.

Een overzicht van de loop van de verschillende rivieren wordt weergegeven in figuur 3.

Figuur 4 laat zien een profiel loodrecht op de stroomrichting van een subboreale rivier.

3. Tektoniek

In het algemeen vertoont de diepte waarop het grensvlak van twee formaties gelegen is, geen grote verschillen. Een uitzondering vormt echter het grensvlak van de formatie van Kedichem en de formatie van Vuren, waarvan verschillen in diepteligging van 5 à 8 meter en plaatselijk zelfs van meer dan 14 meter zijn waargenomen. Deze ongelijke diepteligging kan verschillende oorzaken hebben. Enerzijds kan deze door verschillen in verticale erosie zijn ontstaan, anderzijds door verschuivingen langs breukvlakken. In het laatste geval zal door deze bewegingen de formatie van Kedichem, waarvan de bovenzijde oorspronkelijk vrij vlak geweest moet zijn, gebroken of verbogen zijn, waardoor schollen met verschillende hoogteliggingen zullen zijn ontstaan.

Ofschoon absolute bewijzen, door het ontbreken van nauwkeurige ouderdomsbepalingen van de klei aan de bovenzijde van de formatie van Kedichem, niet kunnen worden gegeven, zijn wij geneigd de tektoniek als mogelijke oorzaak van deze ongelijke diepteligging niet à priori uit te sluiten. Wanneer de diepteligging van de bovenzijde van de formatie van Kedichem ten opzichte van N.A.P. voor het gehele gebied in kaart wordt gebracht, blijken er inderdaad een aantal schollen onderscheiden te kunnen worden, die ieder een vrijwel uniforme diepteligging van dit bovenvlak te zien

geven, maar die ten opzichte van elkaar duidelijke niveauverschillen vertonen (fig. 2).

De begrenzingen van deze schollen zijn in de figuren 2 en 5 aangegeven door middel van storingslijnen, die een Z.O.-N.W. verloop hebben, overeenkomend met de algemene breukrichting van het aangrenzende Brabants-Limburgse gebied. Door de term "Storing" te gebruiken wordt in het midden gelaten of hier sprake is van een reële breuk (afschuiving) of van een flexuur (verbuiging van lagen) of mogelijk plaatselijk zelfs van erosie verschijnselen, dan wel van een combinatie van deze factoren.

De bewegingen, die tot de vorming van deze schollen aanleiding gaven, hadden vooral gedurende het Oud-Pleistoceen plaats, maar namen tijdens het Midden-Pleistoceen in betekenis af.

III. HYDROLOGISCH OVERZICHT (zie figuur 2 en 5)

In deze paragraaf zal een overzicht worden gegeven van enkele hydrologische eigenschappen van de aangetroffen geologische formaties. Van belang daarbij zijn onder andere, de diepteligging van de ondoorlatende basislaag, de verbreiding, de dikte en het doorlatend vermogen van de watervoerende pakketten en de verticale weerstand van de afdekkende holocene lagen.

1. De ondoorlatende basislaag

Als zodanig kan de formatie van Kedichem beschouwd worden, die uit overwegend slecht doorlatende, slibhoudende fijne zanden en nagenoeg ondoorlatende dikke kleilagen van grote uitgestrektheid bestaat. Zoals in het voorgaande reeds is opgemerkt, ligt de bovenzijde van deze formatie niet overal op eenzelfde diepte. Vanaf Hellouw in NW-richting is een diepte van 35 à 38 meter - N.A.P. aangetroffen. In het gebied van Gorichem - Vuren - Spijk ligt dit bovenvlak op 42 à 47 meter - N.A.P., maar de grootste diepten zijn in het oosten van de Tielerwaard-West gevonden, onder andere in de omgeving van Waardenburg 55 à 65 meter - N.A.P.

2. De watervoerende lagen

Hiertoe kunnen de formaties van Vuren, Waardenburg en Kreftenheye worden gerekend. Deze drie formaties komen algemeen in de ondergrond van het gebied voor, zij het in variërende dikte, samenstelling en doorlatendheid. De totale dikte van deze drie watervoerende pakketten wisselt van

ruim 20 meter in de omgeving van Hellow en Gorinchem tot meer dan 50 meter ten westen en noorden van Waardenburg (fig. 5).

3. Het doorlatend vermogen (kD-waarde)

Eén van de belangrijke formatieconstanten, die voor de berekening van de kwel in een poldergebied in orde van grootte bekend dient te zijn, is het doorlatend vermogen van het watervoerende pakket, ook wel kD-waarde genoemd. Hierin stelt k de gemiddelde horizontale doorlaatfactor (in m/dag) van het pakket voor en D de dikte (in m). Om de grootte en de variatie van deze formatieconstante te leren kennen, zijn de grondmonsters van vele boringen granulometrisch onderzocht, waarna met behulp van deze analyse-uitkomsten de gemiddelde doorlaatfactor van iedere laag kon worden berekend. Daar uit de boringen ook de dikten van de bemonsterde lagen bekend zijn, was het mogelijk de kD-waarden van de verschillende watervoerende pakketten op diverse plaatsen in het gebied te berekenen.

Bij een nadere beschouwing van de drie geologische formaties, die tezamen het watervoerende pakket vormen, blijkt, dat hun doorlatend vermogen onderling belangrijk kan verschillen. Maar ook binnen een bepaalde formatie komen soms nog aanzienlijke verschillen voor. In het algemeen geldt echter de formatie van Kreftenheye als de belangrijkste watervoerende etage uit het gehele pakket. In deze direct onder de holocene deklagen gelegen formatie zijn kD-waarden in orde van grootte van 1 000 à 1 500 m²/dag geen zeldzaamheid.

De hieronder gelegen formatie van Waardenburg is door de aanwezigheid van soms dikke kleilagen en fijne, slibhoudende zanden, onder andere vooral in het oostelijke deel van de Tielorwaard, belangrijk minder doorlatend. De formatie van Vuren heeft als geheel beschouwd in het algemeen een groter doorlatend vermogen, maar plaatselijk, onder andere op de hooggelegen schol van Hellow, is haar dikte gering en daardoor ook haar betekenis als watervoerende etage onbeduidend.

Een overzicht van de grootte en de verdeling van het doorlatend vermogen van het gehele watervoerende pakket in de Tielorwaard kan niet dan onder voorbehoud gegeven worden. Enerzijds moeten kD-waarden bepalingen met behulp van korrelgrootte-verdelingen van geroerde monsters voorlopig nog als niet zeer betrouwbaar beschouwd worden. In het bijzonder in gebieden als het onderhavige, waar de bodem uit afwisselend grove en fijne zanden bestaat, worden door pulsboringen slechts mengmonsters verkregen,

die over de gelaagdheid geen juiste indruk meer geven. Anderzijds hebben vele boringen het watervoerend pakket niet geheel doorboord, zodat over de onderste meters van het profiel geen enkel gegeven ter beschikking staat. In dergelijke gevallen dient dus bij de berekende kD-waarden nog een zeker bedrag opgeteld te worden. Ten slotte moge er aan herinnerd worden dat de kwaliteit van sommige oudere boringen, die aan het boorarchief zijn ontleend, van dien aard is dat hieruit de kD-waarde slechts bij grove benadering is af te leiden.

Met deze beperkingen voor ogen dient dan ook de kD-waardenkaart van figuur 5 beschouwd te worden.

In het westelijke deel van de Tielerwaard, in de driehoek Gorinchem-Vuren - Spijk, kunnen bij benadering kD-waarden van ca. 2 000 m²/dag verwacht worden. Een pompproef, die in het centrum van dit gebied bij boring M 51 onder Dalem (Gem.Vuren) is uitgevoerd, gaf als uitkomst een kD-waarde van ca. 1 900 m²/dag (zie De Ridder, 1961).

Op de hooggelegen schol van Hellouw kunnen, in verband met de geringere dikte van het watervoerend pakket, in het algemeen iets lagere waarden gevonden worden. Naar schatting zullen de kD-waarden op deze schol 1500 à 2 000 m²/dag bedragen.

In oostelijke richting neemt het doorlatend vermogen weer enigszins toe, hetgeen samenhangt met de in deze richting toenemende dikte van het watervoerend pakket. Vooral in de omgeving van Waardenburg, waar dit pakket zijn grootste dikte bereikt, namelijk 50 m, zijn hoge kD-waarden tot 2 500 à 3 000 m²/dag te verwachten. Deze hoge waarden worden bevestigd door de resultaten van een pompproef, die destijds door de Waterleiding Mij., Oost-Gelderland bij Waardenburg (boring M 30) is uitgevoerd. Deze proef werd gedaan in de formatie van Kreftenheye, die aan de basis door dikke kleilagen is begrensd. De kD-waarde van deze formatie bedroeg ca. 1 700 m²/dag (zie De Ridder, 1961). Daar zich onder deze klei nog een ruim 20 m dikke laag grove zanden van de formatie van Vuren bevindt, zal de werkelijke kD-waarde van het gehele watervoerende pakket dus nog belangrijk groter moeten zijn, en naar schatting ca 2 500 à 2 600 m²/dag kunnen bedragen. Waar deze kleilagen uit de formatie van Waardenburg ontbreken en in hun plaats grove zanden voorkomen, zoals dit in enkele boringen ten noorden van Waardenburg het geval is, kunnen vermoedelijk nog iets hogere kD-waarden verwacht worden (orde van grootte 3 000 à 4 000 m²/dag).

4. De verticale weerstand van de deklagen

De intensiteit en de verdeling van de kwel worden in belangrijke mate bepaald door de weerstand, die de semi-permeabele deklagen aan de verticale gerichte grondwaterstroming bieden. Deze verticale weerstand, ook wel c-waarde genoemd, wordt gedefinieerd $c = \frac{D'}{k'}$, waarin D' de dikte van de deklaag (in m) voorstelt en k' de verticale doorlaatfactor (in m/dag). De c-waarde wordt uitgedrukt in dagen.

In het voorgaande is er reeds op gewezen, dat de holocene deklaag uit een afwisseling van veen, zware klei en fijn zand bestaat. De dikte van dit lagenpakket varieert van 6 tot 12 meter. Op grond van deze gegevens kunnen althans plaatselijk, hoge c-waarden verwacht worden. Om dit na te gaan, zijn op enkele plaatsen ongeroerde monsters in de deklaag genomen en in het laboratorium op hun verticale doorlatendheid onderzocht. Uit deze metingen is gebleken, dat de holocene deklaag op deze plaatsen zeer slecht doorlatend is en dientengevolge hoge c-waarden heeft. Enkele zware kleimonsters bleken, zelfs onder een groot drukverval, in het geheel geen water door te laten. Andere kleimonsters, voornamelijk uit de bovenlagen afkomstig, hadden een doorlatendheid van 0,01 tot 0,04 m/dag. Ook het veen kan niet als volkomen ondoorlatend worden beschouwd, daar in sommige veenmonsters k-factoren van 0,008 tot 0,06 m/dag zijn gemeten. Op twee plaatsen, waar de holocene deklaag 5 en 9 m dik is, zijn aldus c-waarden van meer dan 10 000 dagen berekend. Voor een 3 meter dikke veenkleilaag, die de deklaag van een fossiele rivierloop vormde, is een c-waarde van ca. 8 900 dagen gevonden. Deze uitkomsten wijzen er dus op dat de holocene deklaag, althans plaatselijk, zeer slecht doorlatend is en een hoge verticale weerstand bezit. Voor een groter gebied beschouwd zijn deze enkele meetresultaten uiteraard niet representatief en het is dan ook gebleken, dat de c-waarden die bijvoorbeeld uit pompproeven zijn berekend, belangrijk lager liggen. (De Ridder, 1961). Dat over grotere gebieden gemiddeld lagere c-waarden worden gevonden behoeft geen verwondering indien men bedenkt, dat het gebied met talrijke fossiele rivierbeddingen, waarop slechts een dunne deklaag aanwezig is, wordt doorsneden. Waar sloten deze deklaag doorsnijden zal het verticale watertransport, als gevolg van de lage c-waarden bevorderd worden. Ook de talrijke wortelgangen in het klei-veendek zijn oorzaak, dat de deklaag als geheel een grotere doorlatendheid en dus een geringere verticale weerstand heeft dan op het eerste gezicht uit bovengenoemde laboratoriummetingen zou blijken.

LITERATUUR

- Ridder, N.A. de (1961) De formatieconstanten in de Tielerwaard berekend uit pompproeven.
Nota 83 I.C.W. Wageningen.
- (1960) Concept rapport over het geologisch en hydrologisch onderzoek in de Tielerwaard-West.
Intern rapport I.C.W., Wageningen.
- Verbraeck, A. (1960) Geologie van de ondergrond van de Tielerwaard-West.
Rapport no. 291 Geologische Dienst, Haarlem.
- (1961) Geologie van de Tielerwaard.
Rapport no. 291^A, Geologische Dienst, Haarlem.
- Zagwijn, W.H. en J.de Jong (1960) Palynologisch onderzoek van een aantal monsters uit een boring te Waardenburg.
Rapport no. 267, Geologische Dienst, Haarlem.
- Zonneveld, J.I.S. (1958) Litho-stratigrafische eenheden in het Nederlandse Pleistoceen.
Mededeling Geologische Stichting, Nw.Serie no. 12, pagina 31-64

Figuur 1. Boorlocatie en profielkaart

Figuur 2. Geohydrologische profielen van de Tielerwaard-West
(voor locatie: zie figuur 1)

Figuur 3. Het voorkomen van fossiele rivierlopen in de Tielerwaard

Figuur 4. Dwarsprofiel van een subboreale rivier

Figuur 5. Het doorlatend vermogen van de ondergrond van de Tielerwaard-West en de dikte van de watervoerende laag

Tabel 1 Litho-stratigrafische indeling van de afzettingen der Tielerwaard.

LITHO-STRATIGRAFISCHE INDELING VAN DE AFZETTINGEN DER TIELERVAARD			
	STRATIGRAFISCHE INDELING	LITHOLOGISCHE INDELING	LITHOLOGISCHE KENMERKEN
H O L O C E E N	SUBATLANTICUM	JONGE RIVIERAFZETTING	Klei en zandige klei
	SUBBOREAAL	LEKSTREEKVEEN	Veen en klei
	ATLANTICUM	ATLANTISCH VENIG COMPLEX	Grijze klei
			Veen en venige klei
			Blauwgrijze en lichtgrijze klei
	BOREAAL		
PRAE BOREAAL			
P L E I S T O C E E N	BOVEN-PLEISTOCEEN	FORMATIE V. KREFTENHEYE	Bruingrijze grofkorrelige zanden met grind
	MIDDEN-PLEISTOCEEN	FORMATIE V. WAARDENBURG	Fijnkorrelige zanden met kleilagen
		FORMATIE V. VUREN	Zeer grove en matig grove zanden met fijn grind
	ONDER-PLEISTOCEEN	FORMATIE V. KEDICHEM	Klei, fijn- en grofkorrelige zanden
FORMATIE V. TEGELEN		Fijn- en grofkorrelige zanden met klei	