RIJKSUNIVERSITEIT GENT
FAKULTEIT VAN DE WETENSCHAPPEN

HYDROGEOLOGIE VAN HET DUINGEBIED TEN OOSTEN VAN DE HAAN

Jan DEVOS

Tekst

PROEFSCHRIFT VOORGELEGD TOT HET VERKRIJGEN VAN DE GRAAD VAN DOCTOR IN DE WETENSCHAPPEN (AARD- EN DELFSTOFKUNDE)

PROMOTOR: PROF. DR. W. DE BREUCK

1984

R. MARECHAL

RIJKSUNIVERSITEIT GENT
FAKULTEIT VAN DE WETENSCHAPPEN

HYDROGEOLOGIE VAN HET DUINGEBIED TEN OOSTEN VAN DE HAAN

Jan DEVOS

Tekst

PROEFSCHRIFT VOORGELEGD TOT HET VERKRIJGEN VAN DE GRAAD
VAN DOCTOR IN DE WETENSCHAPPEN (AARD- EN DELFSTOFKUNDE)

PROMOTOR: PROF. DR. W. DE BREUCK

1984

INHOUD

WOORD VOORAF

1. INLEIDING 1
1.1. Doel en rechtvaardiging van het onderzoek 1
1.2. Situering van het gebied 1
1.2.1. Ligging 1
1.2.2. Morfografie en hydrografie 2
1.2.2.1. Het strand 2
1.2.2.2. De jonge duinen 2
1.2.2.3. De polders 3
1.2.2.4. De binnenduinen van Vlissegem.. 3

2. GEOLOGIE 4
2.1. Gegevensverzameling 4
2.1.1. Overzicht van de gegevens, beschikbaar bij de aanvang van deze studie 4
2.1.2. Boringen 5
2.1.3. Laboratoriumonderzoek 7
2.1.3.1. Bepaling van het kalkgehalte .. 8
2.1.3.2. Bepaling van het humusgehalte . 8
2.1.3.3. De granulometrische analyse ... 9
2.1.3.4. Verwerking van de resultaten van de granulometrische analyse ... 10
2.1.3.4.1. Kumulatieve kurven 10
2.1.3.4.2. Karakteristieke grootheden van de korrelverdeling 10
2.1.3.4.3. Specifieke oppervlakte 12
2.1.3.4.4. Hydraulische doorlatendheid 12
2.1.3.4.5. Hydrolitologische profielen 15
2.2. Geologische gesteldheid van het studiegebied 15
2.2.1. Het pré-Tertiair 15
2.2.2. Het Tertiair 15
2.2.2.1. Algemeen 15
2.2.2.2. Het tertiaire substraat in de streek van De Haan-Wenduine ... 17
2.2.2.2.1. De laag T1 18
2.2.2.2.2. De laag T2 18

2.2.2.2.3. De laag T3 19
2.2.2.2.4. De laag T4 19
2.2.2.3. Interpretatie 19
2.2.3. Het Kwartair 20
2.2.3.1. Stand van kennis aangaande de kwartaire ontwikkelingsgeschiedenis van de Kustvlakte 20
2.2.3.1.1. Het Pleistoceen 20
2.2.3.1.2. Het Holoceen 22
2.2.3.2. Litostratigrafie van het Kwartair in de streek van De Haan-Wenduine 25
2.2.3.2.1. De laag K1 25
2.2.3.2.2. De laag K2 26
2.2.3.2.3. De laag K3 27
2.2.3.2.4. De laag K4 28
2.2.3.2.5. De laag K5 28
2.2.3.2.6. De laag K6 28
2.2.3.2.7. De laag K7 29
2.2.3.2.8. De laag K8 31
2.2.3.2.9. De laag K9 31
2.2.3.2.10. De laag K10 33
2.2.3.3. Kronostratigrafische positie van enkele litostratigrafische eenheden 33
2.2.3.3.1. Paleobotanische argumenten 33
2.2.3.3.1.1. De laag K2 34
2.2.3.3.1.2. De laag K5 34
2.2.3.3.1.3. De laag K7 35
2.2.3.3.1.4. De laag K8 35
2.2.3.3.1.5. De laag K9 36
2.2.3.3.1.6. De laag K10 36
2.2.3.3.2. Archeologische argumenten 37
2.2.3.4. Konklusies 38

3. HYDROGEOLOGISCHE BOUW VAN HET RESERVOIR 41
3.1. Inleiding 41
3.2. Watervoerende en halfdoorlatende lagen 41
3.2.1. Freatische watervoerende lagen 41
3.2.2. Artesische watervoerende lagen 41
3.2.3. Halfartesische watervoerende lagen 42
3.2.4. Halffreatische watervoerende lagen 42

3.3. Hydrogeologische interpretatie van het litostratigrafisch onderzoek 42
3.3.1. Algemeen 42
3.3.2. Het ondoorlatend substraat 43
3.3.3. De halfartesische laag A 44
3.3.4. De halfdoorlatende laag A' 45
3.3.5. De halfartesische laag B 46
3.3.6. De halfdoorlatende laag B' 46
3.3.7. De freatische laag C 47

4. STIJGHOOGTEWAARNEMINGEN 48
4.1. Algemeen 48
4.2. Hydrologische waarnemingspunten..... 49
4.3. Stijghoogteverloop over de periode april 1980-oktober 1983 49
4.3.1. Metingen 49
4.3.2. Bespreking 50
4.3.2.1. Algemeen 50
4.3.2.2. Interpretatie 51
4.4. Regionale stijghoogteverdeling-hydro-isohypsenkaarten 54
4.5. Waarneming van de getijdeschommelingen 56
4.5.1. Theorie 56
4.5.2. De metingen 58
4.5.3. Besluit 59

5. POMPPROEVEN 60
5.1. Inleiding 60
5.2. Hydraulische parameters 60
5.2.1. De transmissiviteit 60
5.2.2. De bergingskoëfficiënt 61
5.2.3. De hydraulische weerstand 61
5.2.4. De lekfaktor 62
5.3. Pompproef 48HB33 62
5.3.1. Plaats en hydrogeologische gesteldheid 62
5.3.2. Uitvoering 63
5.3.3. Verwerking van de gegevens 63

5.4. Pompproef 48DB19 65
5.4.1. Plaats en hydrogeologische gesteldheid . 65
5.4.2. Uitvoering 67
5.4.3. Verwerking van de gegevens 68
5.5. Pompproef 47DB3 70
5.5.1. Plaats en hydrogeologische gesteldheid 70
5.5.2. Uitvoering 72
5.5.3. Verwerking van de gegevens 73

6. HYDROCHEMIE 75
6.1. Inleiding 75
6.2. Faktoren die de kwaliteit van het grondwater bepalen 76
6.2.1. Duinen 77
6.2.2. Polders 80
6.3. Gegevensverzameling 81
6.3.1. Gegevens over de grondwaterkwaliteit, bestaande vóór aanvang van dit onderzoek 81
6.3.1.1. De kaart met het grensvlak tussen zoet en zout water 82
6.3.1.2. Gegevens betreffende de voormalige waterwinning van Wenduine 82
6.3.1.3. Gegevens betreffende de oude afvalwaterinstallatie 84
6.3.1.3.1. Betekenis 84
6.3.1.3.2. Ontstaan en eerste werkingsjaren 85
6.3.1.3.3. Technische beschrijving 87
6.3.1.3.4. Waterkwaliteit 88
6.3.2. Veldwerk 90
6.4. Elektrische boorgatmetingen 90
6.4.1. Theorie 90
6.4.1.1. Resistiviteit van het gesteente 90
6.4.1.2. Resistiviteit van de poriënvloeistof 91
6.4.1.3. Verband tussen de resistiviteit van gesteente en poriënvloeistof - de formatiefaktor 92
6.4.2. Methode 93
6.4.2.1. Principe 93
6.4.2.2. Apparatuur 94
6.4.2.3. Metingen 94

6.4.3. Bespreking 95
6.4.3.1. Boringen 7.15 en 7.17 95
6.4.3.2. Boringen 8.69 en 8.77 96
6.4.3.3. Boring 8.75 96
6.4.3.4. Boring 9.3 97
6.4.3.5. Interpretatie 98

6.5. Wateranalyses 100
6.5.1. Algemeen 100
6.5.2. Staalname 100
6.5.3. Analyse 101
6.5.4. Synthetische voorstelling van de analyse-resultaten 102
6.5.5. Klassifikatie van de waters 105
6.5.5.1. Indeling in genetische groepen (G. DE MOOR en W. DE BREUCK, 1969) 106
6.5.5.1.1. Principe 106
6.5.5.1.2. Verspreiding van de watergroepen over het studiegebied 106
6.5.5.1.3. Besluit 110
6.5.5.2. Ruimtelijke grondwaterklassifikatie 111
6.5.5.2.1. Principe 111
6.5.5.2.2. Indeling van het reservoir .. 111
6.5.5.2.2.1. Het hoog strand 111
6.5.5.2.2.2. De duinen 111
6.5.5.2.2.3. De polders en de Vlissegemse binnenduinen 112
6.5.5.2.3. Scheikundige eigenschappen van de waters afkomstig uit de verschillende zones van het reservoir 112
6.5.5.2.3.1. Regenwater 113
6.5.5.2.3.2. Zeewater 114
6.5.5.2.3.3. Grondwater onder het hoog strand 114
6.5.5.2.3.3.1. Diep zout water 114
6.5.5.2.3.3.2. Matig diep en ondiep brak water 115
6.5.5.2.3.4. Grondwater in de duinen . 116
6.5.5.2.3.4.1. Niet bevloeid duingebied 116

6.5.5.2.3.4.1.1. Zeer ondiep zoet water 116
6.5.5.2.3.4.1.2. Ondiep zoet water .. 116
6.5.5.2.3.4.1.3. Diep zoet water 116
6.5.5.2.3.4.1.4. Brak water 116
6.5.5.2.3.4.1.4.1. Brak water uit de laag K1 116
6.5.5.2.3.4.1.4.2. Brak water uit de laag K2 117
6.5.5.2.3.4.1.4.3. Brak water uit de laag K3 en uit de bovenliggende lagen 117
6.5.5.2.3.4.2. Bevloeid duingebied .. 117
6.5.5.2.3.4.2.1. Zeer ondiep zoet water 117
6.5.5.2.3.4.2.2. Ondiep zoet water .. 118
6.5.5.2.3.4.2.3. Diep zoet water 118
6.5.5.2.3.4.2.4. Brak water 118
6.5.5.2.3.4.2.4.1. Brak water uit de laag K1 118
6.5.5.2.3.4.2.4.2. Brak water uit de laag K2 119
6.5.5.2.3.4.2.4.3. Brak water uit de laag K3 en uit de bovenliggende lagen 119
6.5.5.2.3.5. Water in de polders en in de binnenduinen 119
6.5.5.2.3.5.1. Gebieden met grondwater-aanvulling 119
6.5.5.2.3.5.1.1. Zoet water 119
6.5.5.2.3.5.1.2. Brak water 120
6.5.5.2.3.5.1.3. Zout water 120
6.5.5.2.3.5.2. Gebieden met kwelwerking 121
6.5.5.2.4. Bespreking 122
6.5.5.2.4.1. Zeer ondiep water in de duinen 122
6.5.5.2.4.2. Ondiep zoet water in de duinen 124
6.5.5.2.4.3. Diep zoet water in de duinen 127
6.5.5.2.4.4. Brak water in de duinen 128
6.5.5.2.4.5. Water in de polders 129
6.5.5.2.4.6. Water afkomstig van onder het hoog strand 130
6.5.5.2.5. Besluit 130

6.6. Isotopenonderzoek 133
6.6.1. Inleiding 133
6.6.2. Isotopen aangewend in de hydrogeologie 133
6.6.2.1. Koolstof-14 133
6.6.2.2. Tritium 136
6.6.2.3. De ^{14}C-aanvangskoncentratie en het exponentieel model 137
6.6.2.4. Koolstof-13 141
6.6.2.5. Zuurstof-18 142
6.6.3. Staalname 143
6.6.4. Analyse 143
6.6.5. Resultaten 144
6.6.5.1. Het exponentieel model en de datering van jong grondwater ... 145
6.6.5.2. Het verdunningsmodel en de oorsprong van het brakke grondwater 149
6.6.5.3. ^{18}O en de oorsprong van het diepste zout water 153
6.6.5.4. Het ^{13}C-gehalte als indikator voor processen die het ^{14}C-gehalte hebben beïnvloed na infiltratie van het water 155
6.6.5.5. De ^{14}C-ouderdom en de voeding van het grondwaterreservoir 156
6.6.6. Besluiten 157

7. DE INFILTRATIEPROEVEN 159
7.1. Doel en verantwoording 159
7.2. Plaats 160
7.3. Technische beschrijving van de proefopstelling 161
7.3.1. Winning van water 161
7.3.2. Transport naar het infiltratiebekken 161
7.3.3. Het infiltratiebekken 161
7.3.4. Dosering van tracer 162
7.3.5. De meetinstallatie 162
7.3.5.1. Metingen van de stijghoogte 162
7.3.5.2. Debietmetingen 162
7.3.5.3. Metingen in de onverzadigde zone 163
7.3.5.3.1. Potentiaalmetingen 163
7.3.5.3.2. Vochtmetingen 164
7.3.5.4. Waarnemingen van de waterkwaliteit 165

7.4. Eerste infiltratieproef 165
7.4.1. Uitvoering 165
7.4.2. Studie van de kwantitatieve aspekten van de kunstmatig voeding 166
7.4.2.1. Het grondwaterpeil 166
7.4.2.2. Het gedrag van de onverzadigde zone 167
7.4.2.3. De verstopping van de bekkenbodem 170
7.4.2.3.1. Algemeen..... 170
7.4.2.3.2. Het onderzoek van de bekkenbodem 170
7.4.2.3.3. Evolutie van de infiltratiesnelheid, een empirische relatie 173
7.4.2.3.4. Hydraulische verklaring van het verstoppingsverschijnsel 174
7.4.3. Kwaliteitsveranderingen in het infiltratiewater..... 178
7.5. Tweede infiltratieproef 181
7.6. ^{51}Cr-EDTA als tracer voor grondwaterstromingen 183
7.6.1. Algemeen 183
7.6.2. Bereiding van ^{51}Cr-EDTA 183
7.6.3. Meting van de ^{51}Cr-aktiviteit 184
7.6.4. Laboratoriumproef 184
7.6.5. Terreinproef 185

8. REGIONAAL MODEL VOOR DE GRONDWATERSTROMING 187
8.1. Algemeen 187
8.2. Fysische principes van de grondwaterstroming . 187
8.3. Numerieke oplossing van het stromingsprobleem 191
8.4. Schematisatie van het grondwaterreservoir 195
8.5. De ingevoerde gegevens 195
8.5.1. Geometrie van het reservoir 195
8.5.2. De randvoorwaarden 196
8.5.3. De hydraulische parameters 197
8.5.3.1. De horizontale hydraulische doorlatendheid 197
8.5.3.2. De hydraulische weerstand 198
8.6. Simulatie van de natuurlijke grondwaterstroming in het gebied 198
8.7. Simulatie van grondwaterwinning 199
8.7.1. Algemeen 199

8.7.2. Resultaten 200
8.7.2.1. Winning in de halfartesische laag A 200
8.7.2.2. Winning in de halfartesische laag B 202
8.7.2.3. Gelijktijdige winning in de halfartesische laag B en kunstmatige infiltratie in de freatische laag C 203

9. ALGEMEEN BESLUIT 206

REFERENTIES 213

WOORD VOORAF

Bij het tot stand komen van dit proefschrift wil ik in de eerste plaats mijn promotor Prof. Dr. W. DE BREUCK bedanken. Hij stelde mij in de mogelijkheid deze studie uit te voeren, terwijl zijn niet aflatende belangstelling voor het onderwerp voor mij een ware aanmoediging betekende.

Veel dank ben ik ook verschuldigd aan Prof. Dr. R. TAVERNIER, vooral voor de steun die hij, samen met mijn promotor, heeft verleend aan mijn kandidatuurstelling tot het bekomen van het mandaat van aspirant bij het N.F.W.O.

Prof. Dr. G. STOOPS, Prof. Dr. J. de HEINZELIN, Prof. Dr. R. MARECHAL en Prof. Dr. G. DE MOOR dank ik van ganser harte om beroep te hebben mogen doen op hun laboratoria, alsook voor mijn opleiding die ze mij gaven tot geoloog.

Speciale erkentelijkheid ben ik zeker verschuldigd ten aanzien van Dr. M.A. GEYH, direkteur van het ^{14}C-laboratorium van het Niedersächsisches Landesamt für Bodenforschung te Hannover. Op zijn laboratorium werden de isotopenbepalingen in het grondwater verricht. Tevens hielp hij mij met groot entoesiasme deze gegevens te interpreteren en aldus bepaalde evolutieve aspekten van het grondwater in het studiegebied te benaderen.

De talloze verhelderende diskussies met Dr. L. LEBBE, bevoegdverklaard N.F.W.O.-navorser op onze leerstoel,gaven het onderzoek steeds nieuwe impulsen en lagen met name aan de basis van de ontwikkeling van het mathematisch model, dat mede dank zij Lic. B. RAMAN, informaticus, definitief gestalte kreeg.

Sommige van de resultaten van deze studie zouden niet bekomen zijn geweest zonder de medewerking van een aantal personen, die de kennis aangaande hun specialiteit bereidwillig ten dienste stelden. Ik denk hierbij aan :

- Dr. ir. R. HARTMANN en Dr. ir. H. VERPLANCKE, medewerkers van de Leerstoel voor Bodemfysica (direkteur Prof. Dr. ir. M. DE BOODT), voor hun voortdurende ijver waarmee metingen, verband houdend met de waterhuishouding in de onverzadigde zone tijdens de infiltratieproef, werden verricht;
- Prof. Dr. J. HOSTE, direkteur van het Laboratorium voor Analytische Scheikunde (Instituut voor Nucleaire Wetenschappen) en Prof. Dr. R. DAMS, die het mogelijk maakten proeven uit de voeren met een kunstmatige radioaktieve tracer;
- Dr. R. JACOBS, diensthoofd van de Fysische Controle van de Rijksuniversiteit, die waakte over de veiligheidsaspekten van bovenvermelde proeven, alsook Dr. R. BOULENGER, direkteur van de Controle-Stralingsbescherming v.z.w., die de uiteindelijke toestemming hiervoor verleende;
- Lic. A. ISEBAERT, Lic. A. MUYLAERT en Ing. G. PIENS van het Laboratorium voor Analytische Scheikunde (Instituut voor Nucleaire Wetenschappen), die instonden voor de bereiding van de tracer en voor de aktiviteitsmetingen;
- Dr. J.F. DE CONINCK, werkleider bij het Laboratorium voor Fysische Aardrijkskunde en Bodemkunde, op wiens uigebreide kennis inzake bodemchemie ik kon terugvallen om bepaalde waarnemingen te interpreteren;
- Dr. C. VERBRUGGEN, werkleider op het Seminarie voor Regionale Aardrijkskunde, voor het uitvoeren en interpreteren van een reeks pollenanalyses;
- Dr. W. WILLEMS en Dr. E. STEURBAUT, medewerkers van het Laboratorium voor Paleontologie,voor het micropaleontologisch onderzoek, alsook Lic. R. DECEUNYNCK van hetzelfde laboratorium, die me inzage gaf in zijn gegevens omtrent pollenonderzoek en absolute dateringen, verricht in het studiegebied;
- Dr. H. THOEN medewerker op het Seminarie voor Archeologie, voor de interpretatie van een toevallige archeologische vondst.

Bovendien heb ik beroep kunnen doen op de welwillendheid van enkele personen en instanties, teneinde tot het volledige studiegebied toegang te verkrijgen om de noodzakelijke

proeven en metingen te verrichten :

- ir. R. SYMOEN, Inspekteur-Generaal, ir. P. KERCKAERT, Hoofdingenieur-Direkteur en ir. R. MANHOUT, Eerste konduk-teur van Bruggen en Wegen;
- De heer E. CLICHEROUX, Direkteur-Generaal van Waters en Bossen;
- Kol. LELEU, gewezen hoofdofficier op het provinciecommando, Maj. M. ONGENAE, Direkteur van 5KDR en Kapt. P. VAN DAMME, bevelhebber van Marineoperaties en Training;
- De landbouwers en uitbaters van kampeerterreinen te Vlissegem, Wenduine en Nieuwmunster op wier gronden boringen werden verricht.

Veel waardering heb ik voor mijn kollega's op de Leerstoel voor Toegepaste Geologie : Dr. L. LEBBE, Dr. M. DEPRET en Lic. K. WALRAEVENS, navorsers van het N.F.W.O., alsook Dr. J.P. CNUDDE, Lic. M. MAHAUDEN, Lic. P. VAN BURM, Lic. E. VAN DYCK, Lic. M. VAN CAMP, Lic. K. PEDE, Lic. B. RAMAN, Lic. P. DE WINTER en Lic. M. BUYSSE. Zij zorgen voor een aangename werksfeer, terwijl ik dankbaar kon gebruik maken van hun ervaring op allerhande terreinen, dit laatste soms letterlijk.

Zonder de ernst en de toewijding waarmee de leden van het technisch personeel het terrein- en laboratoriumwerk tot een goed einde hielpen brengen, zou deze studie niet mogelijk zijn geweest. Daarom mijn oprechte dank aan :

- Ing. J. VANDENHEEDE en Ing. E. BEEUWSAERT, die het veldwerk hielpen organiseren en wier finesse op het gebied van elektro-nica voor mij onontbeerlijk was;
- Ing. J. BEECKMAN, voor het verrichten van de omvangrijke reeks granulometrische-en grondwateranalysen;
- De heren R. BOGAERT, M. GENBRUGGE, A. DE SMIJTER en C. DUYOLS voor de nauwgezetheid waarmee boringen en bepaalde hydrogeologische waarnemingen werden uitgevoerd;

- Ing. O. WILLEMS en de heer E. DELMULLE, beiden van de Leerstoel voor Bodemfysica, voor de hulp bij het uitvoeren van proeven en de verwerking van gegevens van bodemfysische aard.

Voor de uiteindelijke vormgeving van dit proefschrift wil ik de volgende personen bedanken :

- Dr. L. WALSCHOT voor zijn vaardigheid en opbouwende kritiek bij de weergave van de talloze figuren,
- De heren F. DE LEEUW en G. SCHAECK en mevrouw Y. MEYSKENS voor de esthetiek en de precisie aangewend bij het tekenwerk;
- De heren J. VAN WAETERMEULEN en H. VANNIEUWENHUYSE voor het verzorgde fotografische werk;
- Mevrouw G. VERMEIREN voor het geduld, opgebracht bij het bijna eindeloze daktylografische werk.

Tenslotte dank ik ook Mevrouw M. DEVOS-EECLOO,mijn echtgenote. Ze heeft me bij het onderzoek steeds aangemoedigd en stelde zich tijdens de moeilijke periodes, die onvermijdelijk zijn voorgekomen, uitermate verdraagzaam op.

1. INLEIDING

1.1. Doel en rechtvaardiging van het onderzoek

Reeds ettelijke jaren is de Vlaamse Kustvlakte voor het Geologisch Instituut van de Rijksuniversiteit te Gent het domein voor geologisch en hydrogeologisch onderzoek. Niettemin bleef weinig geweten over de ondergrond van het gebied tussen De Haan en Wenduine. Daarom werd er een systematische studie aangevat met als doel een grondige verkenning van de litologische, hydrogeologische en hydrochemische gesteldheid van de kwartaire afzettingen.

Onze aandacht ging vooral naar het duingebied tussen deze beide badplaatsen, een potentieel waterwinningsgebied. In het licht van het groeiende probleem van de drinkwatervoorziening werd bovendien de mogelijkheid tot kunstmatige voeding van het grondwaterreservoir onderzocht.

1.2. Situering van het gebied

1.2.1. Ligging

In zijn meest ruime betekenis omvat het bestudeerde gebied een rechthoek van ongeveer 11 km^2,waarbinnen op grond van de bestaande en de nieuw verworven gegevens een zoneringskaart van de oppervlakkige lagen kon worden opgemaakt. De begrenzing ervan is kunstmatig : het strekt zich uit vanaf de kust in het noordwesten tot aan een ca. 2 km landinwaarts gelegen lijn evenwijdig met de kust in het zuidoosten. De zuidwestelijke en noordoostelijke begrenzing worden gevormd door twee onderling evenwijdige lijnen, loodrecht op de kust, respektievelijk gaande door km 39,225 en km 44,700. Met laatstgenoemde getallen worden bedoeld de punten, bepaald in het systeem van de kilometerpalen op het strand.

In het Lambert-koördinatennet worden de hoekpunten van de rechthoek weergegeven door :

X = 55,870	Y = 219,740	voor de N.W. hoek
X = 60,350	Y = 222,640	voor de N.E. hoek
X = 61,690	Y = 220,580	voor de S.E. hoek
X = 57,190	Y = 217,690	voor de S.W. hoek

Het gebied strekt zich hoofdzakelijk uit op de gemeente De Haan (deelgemeenten Vlissegem, Nieuwmunster en Wenduine) en voor een klein deel ook op de gemeente Zuienkerke (deelgemeente Nieuwmunster). Het behoort tot de kaartbladen De Haan (4/7), Blankenberge (4/8) en Bredene (12/3) van het N.G.I.

De eigenlijke hydrogeologische studie is beperkt tot een minder uitgestrekt areaal. Het omvat de duinen en het hoogstrand tussen De Haan en Wenduine, met hierop aansluitend een smalle strook polders en tenslotte een kleine uitsprong in de binnenduinen van Vlissegem. Dit alles beslaat een oppervlakte van ongeveer 300 hectaren.

1.2.2. Morfografie en hydrografie

Vier morfografische eenheden strekken zich over het studiegebied uit. Van noordwest naar zuidoost onderscheidt men achtereenvolgens het strand, de "jonge" duinen, de polders en de "binnenduinen" van Vlissegem.

1.2.2.1. Het strand

Het strand, hier gemiddeld ca. 360 m breed, vertoont bij eb een dicht patroon van evenwijdige strandbanken en zwinnen, die in de zee ontwateren via muien. De strandhelling is met waarden tussen 1,2 en 1,3 % relatief sterk uitgesproken (L. CHRISTIAENS, 1976).

1.2.2.2. De jonge duinen

De duinstrook, ten oosten van Wenduine amper enkele tientallen meters breed, is ten westen van deze badplaats plots veel beter ontwikkeld om ter hoogte van De Haan een breedte van nagenoeg een kilometer te bereiken. Bovendien sluiten nabij die plaats de binnenduinbogen van Klemskerke en Vlissegem op het duinmassief aan.

Zuidwaarts van de zeereep bevindt zich een door aanplantingen grotendeels gefixeerd, tamelijk reliëfrijk landschap van pannen en paraboolduinen. Laatstgenoemde verheffen

zich tot boven +20 m * en domineren aldus duidelijk de op een gemiddeld peil van +6 m gelegen pannen.

De zuidoostgrens van de duinstreek loopt evenwijdig met de Driftweg, een honderdtal meters verder landinwaarts. Deze duinrand is door menselijke tussenkomst grotendeels geëffend, evenals de halverwege De Haan en Wenduine gesitueerde terreinen van de oude afvalwaterinstallatie, gekend onder de naam "de Zandpanne".

Oppervlaktewaters komen in de duinen nagenoeg niet voor. Een gracht draineert in periodes van hoge grondwaterstand het laagste gedeelte van de Zandpanne.

1.2.2.3. De polders

De polderstreek in het studiegebied behoort tot het Brugse Oudland (J. AMERYCKX, 1959) en ligt grotendeels op een geul met zandige opvulling ("kreekrug"). Naar de zuidwest- en oostrand van het gebied toe worden iets lager gelegen klei-op-veengronden ("poelgronden") aangetroffen.

Het grondwaterpeil wordt in de polders kunstmatig beheerst d.m.v. een systeem van grachten en sloten, die op de drogere kreekruggen veel ruimer gespatieerd zijn als in de lager gelegen, vochtige poelgronden.

1.2.2.4. De binnenduinen van Vlissegem

Ten zuidoosten van de kern De Haan komt als een schiereiland in de polderstreek een west-oost-gerichte duintong voor van anderhalve kilometer lengte en enkele honderden meters breedte. Deze zgn. Vlissegemse binnenduinen vertonen nauwelijks enig reliëfsverschil en reiken tot maximaal een meter boven het maaiveld van de aangrenzende polders.

---

* Alle peilen zijn weergegeven t.o.v. het nulpeil van de Tweede Algemene Waterpassing

2. GEOLOGIE

2.1. Gegevensverzameling

2.1.1. Overzicht van de gegevens, beschikbaar bij de aanvang van deze studie

Een eerste interpretatie van de kwartaire ondergrond van het studiegebied kon worden gemaakt uitgaande van eerder door het Geologisch Instituut van de Rijksuniversiteit te Gent verricht terreinonderzoek en van boor- en/of sondeerverslagen, teruggevonden in het archief van het Rijksinstituut voor Grondmechanica of van de Belgische Geologische Dienst.

Na inventarisatie van al deze beschikbare gegevens bleken over het volledige studiegebied van 11 vierkante km 101 puntwaarnemingen beschikbaar. Ze omvatten 81 boringen en 20 druksonderingen. Van al deze waarnemingspunten bevinden er zich evenwel slechts 13 binnen het 300 hektaren uitgestrekte gebied van de hydrogeologische studie.

Neemt men dertig meters indringingsdiepte, wat in het meest zeewaarts gelegen gedeelte van de Kustvlakte meestal overeenkomt met een volledige aansnijding van het Kwartair, als minimumgrens voor de diepe waarnemingen, dan bleken over het gehele studiegebied 16 diepe gegevens ter beschikking. De ondergrond van het gebied waarover de hydrogeologische studie werd uitgevoerd, was uitermate slecht gekend : amper drie diepe gegevens, dan nog zeer dicht opeen gesitueerd, waren beschikbaar.

Niet alle gegevens bleken even waardevol. Bij de boringen, die het overgrote deel ervan uitmaken, was de rapportering vaak weinig gedetailleerd. De nauwkeurigheid van de verkregen informatie hangt hierbij in ruime mate af van de aangewende boormethode, terwijl een boorbeschrijving wordt beïnvloed door subjektieve faktoren, zoals de ervaring van de persoon in kwestie en zijn aangewende terminologie.

Daarbij kwam nog dat bij sommige archiefgegevens de opgegeven lokalisatie onnauwkeurig of niet meer interpreteerbaar bleek. Een aantal gegevens diende dan ook te worden verworpen, omdat hun ligging niet met een minimum aan nauwkeurigheid (ca. 50 m) kon worden achterhaald.

2.1.2. Boringen

Teneinde de kennis van de ondergrond van het studiegebied te verruimen, werden 96 boringen uitgevoerd, waarvan er 56 uitgebouwd werden tot permanente hydrologische waarnemingsstations. 89 van deze boringen bevinden zich binnen het gebied van de eigenlijke hydrogeologische studie. Van de 96 boringen overschrijden er 10 een diepte van 30 m.

Deze boringen brengen het totaal aan puntwaarnemingen op 197. Ze kunnen worden onderverdeeld zoals weergegeven in de onderstaande tabel.

Tabel 2.1 - Overzicht van de puntwaarnemingen

	Totale bestudeerde gebied			Gebied van de hydrogeologische studie		
	Diepte >30m	Diepte 15-30m	Diepte <15m	Diepte >30m	Diepte 15-30m	Diepte <15m
Boringen	23	50	104	13	11	79
Sonderingen	-	7	13	-	-	-
TOTAAL	23	57	117	13	11	79

De meeste ondiepe boringen werden droog uitgevoerd, d.w.z. volgens de Eykelkampmethode met wangboor, puls en guts. Enkele boringen werden uitgevoerd met behulp van inspoeling van een organische boormodder, waarbij het boorgat uitgediept werd hetzij met een handbediende, op verlengstaven gemonteerde boorbeitel, hetzij met een elektrisch aangedreven draaiboortoestel. In deze gespoelde boorgaten werd de elektrische resistiviteit om de halve meter opgenomen met de long-normal opstelling.

Voor de diepe boringen werd een elektrisch aangedreven en hydraulisch bediend kabelboortoestel met slag- en draaiboorapparatuur aangewend. Het boorgat werd van voerbuizen voorzien, die bij uitdieping gestadig in de diepte werden gedreven.

De bovengehaalde grond werd ter plaatse aan een visueel en manueel onderzoek onderworpen. Aan de grondsoort werd een benaming gegeven, en verder werd aandacht besteed aan de kleur, de konsistentie, het kalkgehalte, de makrofossielen en aan de hoeveelheid aan en de vorm, afmetingen en aard van de grintbestanddelen en organische bestanddelen.

De naamgeving van de hoofdgrondsoort steunt op de textuurdriehoek, voorgesteld door het Centrum voor Bodemkartering (fig. 2.1). Wegens het hydrogeologisch karakter van de studie werd de naamgeving van de zandgronden (Z en S gronden) gewijzigd. Zo onderscheidt men :

- zand, indien de fraktie 2000-50 µm 95 % bedraagt,
- zeer weinig leemhoudend zand, indien de fraktie 2000-50 µm 90 % bedraagt,
- weinig leemhoudend zand, indien de fraktie 2000-50 µm 85 % bedraagt,
- leemhoudend zand, indien de fraktie 2000-50 µm 80 % bedraagt,
- sterk leemhoudend zand, indien de fraktie 2000-50 µm 75 % bedraagt,
- zeer sterk leemhoudend zand, indien de fraktie 2000-50 µm 67,5 % bedraagt.

De zandfraktie wordt van het passende adjektief voorzien volgens de schaal van Wentworth. Men spreekt van :

- zeer grof zand, als de gemiddelde korreldiameter begrepen is tussen 1000 en 2000 µm,
- grof zand, als de gemiddelde korreldiameter begrepen is tussen 500 en 1000 µm,
- middelmatig zand, als de gemiddelde korreldiameter begrepen is tussen 250 en 500 µm,
- fijn zand, als de gemiddelde korreldiameter begrepen is tussen 125 en 250 µm,
- zeer fijn zand, als de gemiddelde korreldiameter begrepen is tussen 50 en 125 µm.

Na de hoofdgrondsoort wordt in de benaming weergegeven de aard, de koncentratie en eventueel de vorm en de afmetingen van de insluitsels. Hiervoor gebruikt men uitdrukkingen zoals

.... met zeer weinig schelgruis ....
.... met weinig zandsteenkeien (afgeplat, <2 cm) ....
.... humushoudend ....
.... met veel schelpen (Cardium, Mytilus) ....
.... met zeer veel kleibrokken (<5 cm) ....

Om de terreinbeschrijving aan te vullen met een meer wetenschappelijke karakterisatie van de aangeboorde grondsoorten, werden, vnl. bij de droge diepe boringen, kontinu stalen ter bewaring genomen. In principe gebeurde dit per halve meter, tenzij litologische veranderingen werden gekonstateerd, zodat meer monsters werden genomen.

Op de dokumentatiekaart staan de puntwaarnemingen aangeduid met symbolen, die een onderscheid maken tussen boringen en sonderingen, en die bovendien rekening houden met de indringingsdiepte. Ze zijn voorzien van een kode, bestaande uit twee getallen, gescheiden door een spatie. Het eerste getal geeft de reeks aan, waartoe de waarneming behoort, het tweede geeft zijn volgnummer aan. Boringen en sonderingen, uitgevoerd in eenzelfde opdracht of door eenzelfde instelling, werden in dezelfde reeks ondergebracht.

In bijlage 1 is aangeduid met welk origineel kenmerk de verschillende waarnemingspunten overeenkomen, zodat deze kunnen worden teruggevonden in de dossiers van de kaartbladen De Haan, Blankenberge en Bredene. Deze berusten op de Leerstoel voor Toegepaste Geologie van het Geologisch Instituut.

2.1.3. Laboratoriumonderzoek

De kenmerken van de aangeboorde grondlagen, waarvan de weergave in het boorverslag steunt op een min of meer subjectief manueel en visueel onderzoek, kunnen ten dele gekwantificeerd worden door de bepaling van de korrelverdeling en van het kalk- en humusgehalte. Daartoe werden 172 grondstalen

aan een laboratoriumonderzoek onderworpen. Bovendien waren de resultaten beschikbaar van 38 dergelijke bepalingen, die bij vroeger onderzoek werden verricht.

2.1.3.1. Bepaling van het kalkgehalte

Van het luchtdroge monster wordt een kleine hoeveelheid materiaal fijnverpulverd. Hiervan wordt 2,5 of 5 g afgewogen, al naargelang van het kalkgehalte. Dit laatste wordt geschat door het aanbrengen van een druppel HCl.

De metingen van het kalkgehalte van het monster wordt met een calcimeter uitgevoerd en steunt op de reaktie

$$CaCO_3 + 2HCl \rightleftarrows CaCl_2 + H_2O + CO_2$$

De gewogen hoeveelheid (2,5 of 5 g) fijnverpulverd materiaal wordt geschud met 10 ml HCl (2N) in een erlenmeyer, die in verbinding staat met een arm van een U-vormige buis, gevuld met een gekleurde oplossing. Het volgens de bovenstaande reaktie gevormde koolzuurgas veroorzaakt een peilverandering van de meniscus van de oplossing, rechtevenredig met de hoeveelheid $CaCO_3$ in het monster, welke rechtstreeks in gewichtsprocent op een schaal wordt afgelezen.

Naargelang van het kalkgehalte spreekt men van :

- zeer sterk kalkhoudend, als het kalkgehalte 25 % overschrijdt;
- sterk kalkhoudend, als het kalkgehalte begrepen is tussen 10 % en 25 %;
- weinig kalkhoudend, als het kalkgehalte begrepen is tussen 5 % en 10 %.

2.1.3.2. Bepaling van het humusgehalte

Daar de humus in de bodem gemiddeld 50 procent koolstof bevat, kan het humusgehalte gelijkgesteld worden aan tweemaal het koolstofgehalte.

Dit koolstofgehalte wordt bepaald volgend de methode van WALKEY en BLACK, die gesteund is op een redoxtitratie.

Een gram fijngemalen materiaal wordt geschud met 10 ml $K_2Cr_2O_7$ (1N) en 20 ml H_2SO_4, zodat de organische koolstof volledig geoxideerd wordt. Na afkoelen voegt men 200 ml water, 10 ml H_3PO_4 en als indikator 1 ml difenylamine-oplossing toe. De overmaat $K_2Cr_2O_7$ wordt getitreerd met $FeSO_4$ tot kleuromslag van paarsblauw naar donkergroen optreedt. Dezelfde bewerking wordt herhaald zonder toevoeging van het monster, teneinde een blanco in te stellen. Het gehalte humus in procent wordt dan gegeven door

2,4 x (ml(blanco) - ml(titratie))

Veen is de benaming van de grondsoort, waarvan het gehalte aan organisch materiaal meer dan de helft bedraagt. Met weinig veenhoudend (humushoudend), veenhoudend (humushoudend) en sterk veenhoudend (humushoudend) worden afzettingen bedoeld, waarin het gehalte aan organisch materiaal resp. 1 %, 5 % en 10 % overschrijdt.

2.1.3.3. De granulometrische analyse

De granulometrische analyse gebeurt op grondstalen, waarvan de kalk en de humus niet zijn vernietigd. Deze bestanddelen beïnvloeden immers de waterdoorlatende eigenschappen van het materiaal, zodat er rekening mee dient gehouden te worden bij de schatting van de hydraulische doorlatendheid, uitgaande van grootheden, afgeleid uit de granulometrie.

Van het luchtdroge monster wordt allereerst de grintfraktie (deeltjes grover dan 2 mm) afgezeefd en het gehalte ervan procentueel berekend. Van de overblijvende fraktie (zand + leem + klei) wordt 50 g afgewogen, die gelijkgesteld wordt aan 100 %. Dit materiaal wordt nat gezeefd op een zeef van 50 µm. De fraktie fijner dan 50 µm wordt verder ingedeeld volgens pipetmethode van KOHN in korrelgrootte-intervallen van 2 µm, 2-10 µm, 10-20 µm en 20-50 µm.

Na drogen laat men de fraktie tussen 50 µm en 2 mm passeren over een reeks genormaliseerde TYLER-zeven, gerangschikt in dalende volgorde. Hierbij is de maasopening van de volgende steeds $4\sqrt{2}$ kleiner dan deze van de vorige. Men bekomt aldus korrelgrootte-intervallen waarvan de ondergrens steeds een faktor $4\sqrt{2}$ kleiner is dan de bovengrens. Men kan deze schaal ook uitdrukken in de meer praktische Φ-eenheden (KRUMBEIN, 1939), waarbij Φ gedefinieerd wordt als de negatieve logaritme met basis 2 van de overeenkomstige waarden in mm. De klasse-intervallen hebben aldus een breedte van 0,25 Φ-eenheden.

De hier gebruikte benamingen voor de hoofdgrondsoort is gesteund op de relatieve verhouding zand-leem-klei. De zandfraktie wordt nader gespecifieerd volgens de schaal van WENTWORTH (zie 2.1.2). De benaming grint wordt gebruikt van zohaast de grintfraktie meer dan 50 % van de totale massa van het staal bedraagt.

2.1.3.4. Verwerking van de resultaten van de granulometrische analyse

2.1.3.4.1. Kumulatieve kurven

Alle korrelverdelingen zijn grafisch voorgesteld door hun kumulatieve kurven. Deze worden bekomen door op de rekenkundige ordinaat de percentages van de frakties, grover dan een bepaalde korrelgrootte, uit te zetten tegenover de in logaritmische abscis voorgestelde korrelgrootten. Bij de kumulatieve kurven dient de som van de zand-, leem- en kleifraktie gelijkgesteld te worden aan 100 %.

In fig. 2.2 tot 2.17 is per litostratigrafische eenheid een bundel kumulatieve kurven voorgesteld.

2.1.3.4.2. Karakteristieke grootheden van de korrelverdeling

De mediaan (d_{50}, of Φ_{50} indien uitgedrukt in Φ-eenheden) is de korrelgrootte die overeenstemt met 50 %-waarde op de ordinaat van de kumulatieve kurve (d.w.z. 50 % van de deeltjes is grover dan d_{50}).

Analoog definieert men d_{90} (Φ_{90}), d_{60} (Φ_{60}), d_{10}(Φ_{10}). Laatstgenoemde grootheid wordt tevens de aktieve korreldiameter genoemd.

Verder werden telkens berekend :

- de gelijkvormigheidsgraad d_{10}/d_{60},
- het grafisch gemiddeld $Mz = \frac{\Phi_{16} + \Phi_{50} + \Phi_{84}}{3}$ (2.1)
- de globale grafische standaardafwijking

$$\sigma_I = \frac{\Phi_{84} - \Phi_{16}}{4} + \frac{\Phi_{95} - \Phi_{5}}{6,6} \qquad (2,2)$$

De globale grafische standaardafwijking is een maat voor de sortering van het materiaal(FOLK & WARD, 1957) en is onderscheiden in volgende intervallen :

$\sigma_I <$	0,35	zeer goed gesorteerd
	0,35-0,50	goed gesorteerd
	0,50-0,71	middelmatig goed gesorteerd
	0,71-1,00	middelmatig gesorteerd
	1,00-2,00	slecht gesorteerd
	2,00-4,00	zeer slecht gesorteerd
$\sigma_I >$	4,00	uitermate slecht gesorteerd

- de globale grafische asymmetrie

$$S_{KI} = \frac{\Phi_{16} + \Phi_{84} - 2\,\Phi_{50}}{2(\Phi_{84} - \Phi_{16})} + \frac{\Phi_{5} + \Phi_{95} - 2\,\Phi_{50}}{2(\Phi_{95} - \Phi_{5})} \qquad (2.3)$$

- de grafische kurtosis $K_G = \frac{\Phi_{95} - \Phi_{5}}{2,44(\Phi_{75} - \Phi_{25})}$ (2.4)

2.1.3.4.3. Specifieke oppervlakte

Deze grootheid wordt gedefinieerd als de verhouding van de totale korreloppervlakte tot de oppervlakte van eenzelfde gewicht sferische deeltjes met diameter van 1 cm. De specifieke oppervlakte wordt berekend volgens

$$U_{tot} = \sum_{i=I}^{n} U_i \, P_i/100 \qquad (2.5)$$

waarin U_i de specifieke oppervlakte van de i-de korrelgrootte-fraktie is, die een gewichtspercentage P_i inneemt.

U_i wordt op zijn beurt berekend volgens

$$U_i = \frac{1}{2} \left(\frac{1}{d_i} + \frac{1}{d_{i-1}}\right) \qquad (2.6)$$

waarin d_i en d_{i-1} resp. de bovengrens en de ondergrens (uitgedrukt in cm) van het i-de korrelgroote-interval zijn.

2.1.3.4.4. Hydraulische doorlatendheid

De hydraulische doorlatendheid k (in m/dag of cm/sec) is de hoeveelheid vloeistof, die per tijdseenheid en onder eenheidsverhang stroomt doorheen een transversale eenheidssectie van een bepaald poreus materiaal. Deze grootheid wordt niet alleen bepaald door de eigenschappen van het medium (korrelgrootte en korrelverdeling, pakking, struktuur), maar tevens door de viskositeit en de dichtheid van de vloeistof. Daar laatstgenoemde eigenschappen bij grondwater binnen nauwe grenzen variëren, dient geen rekening te worden gehouden met deze eigenschappen van de vloeistof.

Verscheidene auteurs hebben gepoogd om langs empirische relaties de hydraulische doorlatendheid van een grondsoort t.o.v. grondwater te berekenen als funktie van grootheden, afgeleid uit de korrelverdeling.

Alle zijn het methodes die niet meer dan een benaderende waarde voor de hydraulische doorlatendheid laten schatten. Ze zijn immers niet in staat om rekening te houden met de struktuur, de anisotropie en de graad van kompaktie van de afzetting, faktoren welke in de korrelverdeling niet tot uiting komen. Dergelijke resultaten dienen dan ook te worden vergeleken met deze van pompproeven.

Bij het hier uitgevoerde onderzoek werd de hydraulische doorlatendheid berekend volgens twee verschillende methodes. De eerste methode, deze volgens HAZEN, gebruikt de relatie

$$k = c.d_{10}^2 \quad \text{(k uitgedrukt in cm/sec)} \qquad (2.7)$$

waarin d_{10} de eerder gedefinieerde aktieve korreldiameter is (uitgedrukt in cm) en c een konstante die kan variëren tussen de uitersten 41 en 146 en hier gelijkgesteld wordt aan 77 (L. LEBBE, 1973 en 1978).

De tweede methode maakt gebruik van de specifieke oppervlakte als parameter ter bepaling van de hydraulische doorlatendheid. Verscheidene auteurs toonden experimenteel de evenredigheid aan van k en $1/U^2$. De opgegeven evenredigheidsfaktor (m.a.w. kU^2) varieerde al naargelang van de auteur, tussen 31×10^3 en 71×10^3 (tabel 2.2) bij een porositeit van 0,4.

Tabel 2.2 - Waarden van kU^2 bij een porositeit van 0,4

Auteur	Waarde van kU^2	Auteur	Waarde van kU^2
SEELHEIM	31×10^3	SCHÖNWALDER	40×10^3
SLICHTER	33×10^3	ZUNKER	$32 \times 10^3 - 44 \times 10^3$
KRÜGER	36×10^3	HOOGHOUDT	44×10^3
TERZAGHI	$40 \times 10^3 - 71 \times 10^3$	FAHNY	47×10^3

ERNST (1955, ongepubliceerd) formuleerde de relatie als volgt :

$$k = 54000\ U^2 .A.B.C. \qquad (2.8)$$

waarin U de specifieke oppervlakte van de zandfraktie en A, B en C korrektiefaktoren (fig. 2.18) zijn.

De sortering van het zand komt tot uiting in de korrektiefaktor A en wordt weergegeven door het totale gewichtsprocent van de drie best vertegenwoordigde frakties ("topfrakties").

De korrektiefaktor B houdt rekening met het gehalte aan deeltjes, kleiner dan 16 µm. De methode van ERNST wordt evenwel onbruikbaar of althans onbetrouwbaar, van zohaast dit gehalte 4 % overschrijdt.

De korrektiefaktor C tenslotte houdt rekening met het grintgehalte. Wel wordt hierbij verondersteld dat de grintbestanddelen voorkomen als afzonderlijke lagen, die de gemiddelde hydraulische doorlatendheid opdrijven, en niet als verspreide bestanddelen in een fijnere hoofdgrondsoort, die deze grootheid eerder zouden doen verminderen. Vandaar dat C steeds een waarde van minstens gelijk aan 1 vertoont.

Uit de onderzoekingen in de duingebieden van de Westkust (L. LEBBE, 1973 en 1978) bleek de formule van ERNST op te gaan voor de kwartaire afzettingen van de Kustvlakte, mits de evenredigheidsfaktor 54000 te herleiden tot 27000. Om de hydraulische doorlatendheid te kunnen berekenen met een tafelrekentoestel TEKTRONIX 4051, dienden de grafieken van fig. 2.18 te worden vervangen door de vergelijkingen van deze krommen (L. LEBBE, 1978).

2.1.3.4.5. Hydrolitologische profielen (fig. 2.19 tot 2.26)

De resultaten van het laboratoriumonderzoek worden per boring gesynthetiseerd in het hydrolitologisch profiel. Dit bestaat uit een schematische voorstelling van het boorprofiel, waarin de intervallen waarover de stalen werden ontnomen, voorgesteld zijn door twee volle lijnen, omsloten door twee stippellijnen, overeenkomend met de diepte-intervallen waarvoor deze stalen als representatief worden beschouwd.

Daarnaast worden de granulometrische eigenschappen van de afzettingen per diepte-interval schematisch weergegeven. Tevens worden de geschatte hydraulische konduktiviteiten volgens de methodes van HAZEN en ERNST, alsook het grintgehalte en het kalkgehalte grafisch voorgesteld t.o.v. de diepte.

2.2. Geologische gesteldheid van het studiegebied

2.2.1. Het pré-Tertiair

De paleozoïsche gesteenten in het studiegebied behoren tot het Massief van Brabant. Volgens de isohypsenkaart van R. LEGRAND (1968) helt de top in de richting N 20°E met een helling van 0,75 %. Hij wordt bereikt op ca. -350 m in het noordoosten en op ca. -320 m in het zuidwesten. In de boring van Oostende bestaan de gesteenten ervan uit grijze, groene en violette, sterk geplooide leistenen van het Cambrium.

De sokkel wordt diskordant bedekt door lagen wit krijt die tot het Senoon worden gerekend. Hun dikte bedraagt ca. 55 m en hun top mag worden verwacht op ca. -295 m in het noordoosten en op ca. -265 m in het zuidwesten van het gebied (R. LEGRAND, 1968).

2.2.2. Het Tertiair

2.2.2.1. Algemeen

Tot nog toe werd de tertiaire ondergrond van de Kustvlakte enkel in de omgeving van Zeebrugge in detail bestudeerd (M. DEPRET, 1981). Over de rest van de Kustvlakte zijn de boringen die het Tertiair bereiken, laat staan gedeeltelijk of geheel aansnijden, schaars. Als basisdokument wordt

dan ook nog vaak beroep gedaan op de Survey van West-Vlaanderen (R. MARECHAL et al., 1964) en op het werk van W. DE BREUCK, G. DE MOOR en R. MARECHAL (1969) aangaande de geologische gesteldheid van de Oostelijke Kustvlakte.

Op het Mesozoïcum rust overal in de Kustvlakte de Formatie van Landen (*) (Landeniaan), bestaande uit grijs fijn zand en klei. Deze helt met 0,5 % in de richting N 25°E en wordt te Bredene aangeboord op ca. -165 m en te Blankenberge op ca. -230 m. De totale dikte bedraagt ca. 50 m.

De jongere tertiaire formaties hellen met 0,6 % in de richting N 35°E. Alle zijn ze aangesneden door de basis van het Kwartair. Zodoende komen ze in de Kustvlakte aan de top van het Tertiair voor als opeenvolgende noordwest-zuidoost gerichte stroken.

De Formatie van Ieper omvat onderaan het Lid van Vlaanderen (Yc op de Geologische Kaart), bestaande uit grijze, homogene klei, waarvan de dikte gemiddeld 145 m bedraagt onder de Kustvlakte. Ten westen van Bredene vormt deze klei de top van het Tertiair (R. MARECHAL et al., 1964).

Het bovenliggende Lid van Egem (Yd) wordt gevormd door glaukoniethoudend, glimmerhoudend (zeer) fijn zand dat plaatselijk kleilenzen bevat. De topzone is doorgaans rijk aan nummulieten en kan kalkzandsteenkonkreties bevatten. In een boring te Uitkerke, ca. 4 km ten oosten van het gebied, was deze laag duidelijk te herkennen tussen de peilen -55 en -69 m. Volgens de Survey komt het Lid van Egem nabij Klemskerke aan de top van het Tertiair voor.

Een laag blauwgrijze, schilferige klei (Lid van Merelbeke, vroeger Plm) sluit de Formatie van Ieper af. Tussen De Haan en Wenduine zou men deze aan de top van het Tertiair mogen verwachten (R. MARECHAL et al., 1964). In de boring van Uitkerke werd een dikte van 10 m vastgesteld, terwijl deze te

---

(*) Voor de naamgeving van de tertiaire eenheden wordt gebruik gemaakt van de nieuwe litostratigrafische indeling voor het Noordwest-Europese Tertiaire Bekken (Subgroep litostratigrafie en kaarten, 1980).

Zeebrugge bleek te variëren tussen 10 en 14 m (M. DEPRET, 1981).

Op de Formatie van Ieper rust de Formatie van de Mont-Panisel. In centraal West-Vlaanderen en in het Gentse, waar deze formatie goed bestudeerd is, blijkt ze twee faciëssen te omvatten. Het onderste faciës heeft een zeer grillig litologisch karakter (Lid van Pittem, Plc) en werd afgezet in een waddenmilieu (S. GEETS, 1978). In de boring te Uitkerke kwam het voor tussen de peilen -31 m en -45 m en bleek er te bestaan uit twee essentieel zandige zones gescheiden door een kleiige zone.

Daarop rust glaukoniethoudend, fijn zand (Lid van Vlierzele, Pld), dat te Wenduine aan de top van het Tertiair verschijnt (R. MARECHAL et al., 1964). In het Zeebrugse zou dit zandige faciës van de Formatie van de Mont-Panisel eerder slecht ontwikkeld zijn (M. DEPRET, 1981). In de boring van Uitkerke komt het mogelijk voor tussen de peilen -27 m en -31 m.

Vanaf Blankenberge verschijnen achtereenvolgens zand van de Formatie van Den Hoorn (P2) en van de Formatie van Kallo (vroeger We,"Wemmeliaan") en tenslotte klei van de Formatie van Kallo (vroeger Asc, "Assiaan") aan de top van het Tertiair. Deze eenheden liggen evenwel buiten het studiegebied.

2.2.2.2. Het tertiaire substraat in de streek van De Haan-Wenduine

Binnen het studiegebied werd het Tertiair tot nog toe bereikt in twaalf boringen. In zes daarvan werd het over een dikte van verscheidene meters aangesneden; de zes andere bereikten juist de top van dit substraat.

Het tertiaire erosieoppervlak vertoont ten oosten van De Haan een vrij sterk uitgesproken reliëf. Twee vervlakkingen komen erin voor. De eerste strekt zich uit over het zuidwestelijke gedeelte van het studiegebied tussen de peilen -37,5 en -39 m. Tussen de boringen 7.15 en 8.73 werd naar het oosten toe een vrij abrupte oprijzing van het substraat waargenomen. Zodoende wordt een tweede vervlakking tussen de peilen -24,5 en -28 m bereikt, die het centrale en oostelijke gedeelte van het gebied beslaat.

Op grond van de boringen die tot op of tot in het Tertiair reiken, werden in het studiegebied vier teriaire lagen onderscheiden. Dit wordt weergegeven op de twee geologische doorsneden doorheen het gebied. De eerste verloopt zuid-noord van in de middeloude duinen van Vlissegem tot op het strand (fig. 2.27). Vandaar vertrekt een tweede in oostelijke richting tot nabij Wenduine (fig. 2.28).

2.2.2.2.1. De laag T1

In het westelijke gedeelte van het studiegebied werd aan de top van het Tertiair grijze, kompakte klei aangetroffen. Door de boring 7.14 wordt deze laag over een zestal meters aangesneden. Hieruit blijkt nauwelijks enige litologische variatie.

De meest westelijke van de twee vervlakkingen in het substraat wordt gevormd door deze kleilaag T1.

2.2.2.2.2. De laag T2

In de boringen 8.73 en 8.74 werd, telkens bedekt met een paar meters klei van de laag T3, grijsgroen, kleihoudend, glaukoniet- en glimmerhoudend (zeer) fijn zand tot fijnzandhoudende klei aangetroffen. Opvallend zijn de talrijke witte, weinig verharde kalkkonkreties van een paar centimeters grootte.

Hoewel deze laag nooit volledig werd doorboord, kan zijn dikte, rekening houdend met een helling van de tertiaire lagen van 0,6 %, geschat worden op maximaal 5 m. Daar T2 in de boring 7.15 en in de verder naar het zuidwesten gelegen boringen ontbreekt, dient te worden aangenomen dat hij aan de top van het Tertiair voorkomt als een smalle, noordnoordwest-zuidzuidoost gerichte strook, die tussen de boringen 7.15 en 8.73 verloopt. Het is niet uitgesloten dat de aanwezigheid van deze laag aan de top van het Tertiair geheel of gedeeltelijk het reliëfsverschil tussen de beide vervlakkingen van het tertiaire erosieoppervlak veroorzaakt.

2.2.2.2.3. De laag T3

De laag T3 bestaat uit groengrijze, kalkhoudende, weinig glaukoniethoudende, schilferige klei, die soms konkreties van ijzersulfide bevat. Hij werd aan de top van het Tertiair aangetroffen tussen de boringen 8.71 en 8.73. In de boringen 8.73 en 8.74 werd doorheen T3 de onderliggende laag T2 aangeboord. De dikte van T3 bedraagt 5,10 m in 8.73 en 7,50 m in 8.74, doch op deze beide plaatsen is deze kleilaag aangesneden door het Kwartair. De maximale dikte ervan kan, rekening houdend met een helling van de tertiaire lagen van 0,6 %, geschat worden op zowat 12 m.

2.2.2.2.4. De laag T4

In het oosten van het gebied (boring 8.72) tenslotte komt aan de top van het Tertiair groengrijs, kleihoudend fijn zand met talrijke kleilensjes of -brokjes voor.

2.2.2.3. Interpretatie

De grijze, kompakte klei T1 kan op grond van zijn litologisch karakter en van zijn geometrische positie worden ondergebracht in de Formatie van Ieper (Lid van Vlaanderen).

Zijn textuur (kleihoudend zeer fijn zand tot zandhoudende klei) alsook het voorkomen van glaukoniet en glimmers laten toe om T2 te identificeren als behorend tot het Lid van Egem.

Nochtans is de inhoud aan microfossielen niet erg kenmerkend voor deze eenheid. De nummulieten ontbreken en het foraminiferen-onderzoek door Dr. W. WILLEMS leverde slechts een vage ouderdomsbepaling op. In de boring 8.73 werden tussen 43 en 43,5 m diepte drie specimens aangetroffen : Globulina gravida en twee planktonische exemplaren waarvan één gelijkt op Globigerina pseudoeocaena compacta en één op Globigerina eocaenica eocaenica. Als ouderdom wordt vroeg-Lutetiaan voorgesteld. Dr. W. WILLEMS merkt hierbij op dat hij deze vormen nooit eerder heeft teruggevonden in de Formatie van Ieper, wat evenwel volgens hem niet uitsluit dat ze er wel in kunnen voorkomen.

T2 wordt bedekt door een laag groengrijze schilferige klei (T3). Deze eenheid behoort tot de Formatie van de Mont-Panisel (Lid van Merelbeke).

Het kleihoudend fijn zand T4 tenslotte behoort tot het Lid van Pittem. Dit zou in overeenstemming kunnen worden gebracht met de zandige zone, die te Uitkerke de basis van deze eenheid kenmerkt, ware het niet dat men rekening dient te houden met het zeer grillig litologisch karakter van dit Lid van Pittem.

2.2.3. Het Kwartair

2.2.3.1. Stand van kennis aangaande de kwartaire ontwikkelingsgeschiedenis van de Kustvlakte

Gedurende het Kwartair heeft de Kustvlakte een opeenvolging van overstromingen en verlandingen meegemaakt, resulterend in de afzetting van zandige, lemige, kleiige en venige lagen, afgewisseld met periodes van erosie. Om de in het studiegebied waargenomen eenheden te kunnen situeren in de kontekst van de Kustvlakte, achtten we het nuttig een overzicht te geven van de huidige opvattingen over zijn kwartaire ontwikkeling en litostratigrafische opbouw.

2.2.3.1.1. Het Pleistoceen

Hoewel bij recent onderzoek een gedeelte van de diepere kwartaire afzettingen worden ondergebracht in het Holsteiniaan of zelfs in het "Cromeriaan" (Formatie van Herzeele, R. PAEPE et al., 1981), kent de opvatting dat de diepste insnijding van de Kustvlakte gebeurde tijdens de Saale-ijstijd ruime verbreiding (R. TAVERNIER, 1947). In die periode lag de zeespiegel meer dan honderd meters beneden zijn huidig niveau en behoorde de Kustvlakte tot een noordelijk georiënteerd thalwegenstelsel dat het toenmalige tertiaire oppervlak intens heeft aangesneden.

Tijdens het daaropvolgende interglaciaal, het Eemiaan, was de zeespiegel gestegen tot op zijn huidig niveau. Fluviatiele, doch vooral mariene sedimenten werden aangevoerd. Tot deze periode worden de diepste Kwartaire afzettingen van de Kustvlakte gerekend : de zone van Oostende (R. TAVERNIER, 1947), de assise

van Oostende (R. TAVERNIER, 1954) of de afzetting van Oostende (W. DE BREUCK et al. 1969). Meerdere niveaus worden in deze afzetting onderscheiden. De basis bevat veel grintelementen : gerolde silexen, tertiaire zandstenen en kwartaire of geremanieerde tertiaire schelpen. Daarop volgt een laag schelphoudend fijn tot middelmatig zand. De top wordt meestal uitgemaakt door een tweede grintrijk niveau.

In de overgangszone tussen de Kustvlakte en de Vlaamse Vallei onderscheiden G. DE MOOR en I. HEYSE (1974) in het Eemiaan de grintrijke afzetting van Kaprijke onderaan en de zandige afzetting van Moerkerke bovenaan, welke beide afzettingen kunnen worden doorgetrokken tot in het Zeebrugse (M. DEPRET, 1981).

De Eemiaan-afzettingen in het zeewaartse gedeelte van de Kustvlakte komen meestal voor beneden het peil -9 m maar in de randzone vaak op een veel hoger peil. Ze bevatten er, naast schelphoudend zand, ook veel lemige en kleiige sedimenten. Dit faciës, door W. DE BREUCK et al. (1969) in hun profiel tussen Blankenberge en Varsenare beschreven als de afzetting van Meetkerke, wordt eveneens aangetroffen ten westen van Jabbeke (R. PAEPE, 1965 en 1971), ten noordwesten van Brugge (R. PAEPE et al., 1972; F. MOSTAERT, 1980) en in de overgangszone tussen de Vlaamse Vallei en de Kustvlakte (G. DE MOOR en I. HEYSE, 1974).

Tijdens het Weichsel-glaciaal greep een nieuwe drastische zeespiegeldaling plaats. Niveo-eolisch en niveo-fluviatiel materiaal werd afgezet in de Kustvlakte. Tot het Weichseliaan behoort in de Westelijke Kustvlakte de zone van Leffinge (R. TAVERNIER, 1947), bestaande uit zandige, lemige, venige en grinthoudende lagen. Volgens W. DE BREUCK et al. (1969) is het Weichseliaan in hun profiel tussen Blankenberge en Varsenare vertegenwoordigd door de afzetting van Uitkerke, die bestaat uit fijn tot middelmatig zand met laagjes zandleem en klei, en door de grinthoudende afzetting van Wenduine. Een ^{14}C datering van de schelpen in laatstgenoemde afzetting leverde een maximale ouderdom op van 11.300 B.P. (M. DAUCHOT-DEHON en J. HEYLEN, 1969), waardoor deze in het Tardiglaciaal werd geplaatst. Steeds volgens W. DE BREUCK et al. zou deze afzetting van Wenduine een belangrijke stratigrafische betekenis hebben.

In de streek van Moerkerke-Damme wordt de basis van het Weichseliaan gevormd door een grintrijk niveau, de zone van Platheule, behorend tot de afzetting van Damme (G. DE MOOR en I. HEYSE, 1974). Deze laag is in de ondergrond van Zeebrugge goed ontwikkeld ("Afzetting van Zeebrugge", zie M. DEPRET, 1981). Deze auteur korreleert de afzetting van Zeebrugge naar het westen toe met de afzetting van Wenduine, aldus geen rekening houdend met de eerder vermelde ^{14}C-ouderdom van laatstgenoemde afzetting. Een korrelatie met de grintrijke topzone van de afzetting van Oostende schijnt dan ook meer voor de hand te liggen.

Zowel in de Oostelijke Kustvlakte (Zeebrugge-Dudzele) als in het overgangsgebied tussen de Kustvlakte en de Vlaamse Vallei (Damme-Moerkerke) blijkt het Weichseliaan voor te komen tot op een hoger peil als de door W. DE BREUCK et al. beschreven afzetting van Uitkerke. Het omvat er naast de grintrijke basislaag de eerder vermelde afzetting van Damme (fijn zand met dunne, veenhoudende laagjes) en deze van Eeklo (zand-leem-veenkomplex). In de streek van Zeebrugge vertonen deze afzettingen respektievelijk een Vroeg- en een Midden-Weichseliaan pollenspektrum (M. DEPRET, 1981).

2.2.3.2.1. Het Holoceen

Het Holoceen nam een aanvang omstreeks 10.000 B.P. met het Preboreaal. Gedurende deze periode greep een belangrijke fluviatiele erosie plaats, die met name in de Westelijke Kustvlakte aanleiding zou hebben gegeven tot de vorming van een diep ingesneden valleienstelsel (R. MARECHAL, 1954). Gedurende het daaropvolgende Boreaal werd veen gevormd. Dit zgn. diepteveen of basisveen is in de Belgische Kustvlakte van ondergeschikt belang (R. TAVERNIER en J. AMERYCKX, 1970), dit in tegenstelling tot de Nederlandse Kustvlakte, waar het vaak de basis van de Holocene sekwentie vormt. Te Avekapelle werd het aangetroffen op het peil -7 m en gedateerd op 7.155 $\pm$ 270 B.P. (C. BAETEMAN en C. VERBRUGGEN, 1979). Te Adinkerke werd tussen de peilen -19 m en -27 m een veenhoudend klei-leem-komplex met een typische boreale pollenassociatie aangetroffen, waarvan de konventionele ^{14}C-ouderdom op 7795 B.P. werd vastgesteld (L. DENYS, L. LEBBE, B.C. SLIGGERS, G. SPAINK, M. VAN STRIJDONCK en C. VERBRUGGEN,1983).

Tijdens het Atlanticum (ca. 7000 - ca. 4800 B.P.) werd het Nauw van Calais gevormd. Inmiddels was de zeespiegel opnieuw gerezen tot ongeveer op haar huidig niveau. Uit deze periode dateert de afzetting van Calais (R. TAVERNIER, 1947), die feitelijk het resultaat is van meerdere transgressiefasen met mariene sedimentatie, afgewisseld met verlandingsfasen die veengroei toelieten (C. BAETEMAN, 1974; C. BAETEMAN et al., 1978; C. BAETEMAN en C. VERBRUGGEN, 1979). Het belang ervan neemt af van west naar oost. Onder de duinen van de Westkust komen haast uitsluitend zandige Calais-sedimenten voor, die de afzetting van Oostende kunnen ravineren (L. LEBBE, 1973 en 1978). Elders vertoont de afzetting van Calais vaak lemige en kleiige faciës-sen. Met name de toplaag bestaande uit lagunaire klei, is algemeen verbreid onder het oppervlakteveen (C. BAETEMAN, 1980; L. VAN SIELEGHEM, 1980).

W. DE BREUCK et al. (1969) verdeelden in de Oostelijke Kustvlakte de afzetting van Calais in twee zandige afzettingen : deze van Houtave onderaan en deze van Zuienkerke bovenaan. Beide kunnen dunne veenlaagjes bevatten en gescheiden zijn door een schelpenbank of een silexgrint. Deze auteurs vermelden eveneens een kleiige topzone in de afzetting van Zuienkerke.

In de streek van Zeebrugge ziet men de afzetting van Calais,die er trouwens beperkt is tot deze kleiige topzone, uitwiggen naar het zuidoosten (M. DEPRET, 1981). Dit is in overeenstemming met de bevindingen in de streek van Brugge (F. MOSTAERT, 1980), tussen Damme en Moerkerke (G. DE MOOR en I. HEYSE, 1974) en in Zeeuws-Vlaanderen (F.F.F.E. VAN RUMMELEN, 1977), waar de afzetting van Calais ontbreekt en het oppervlak-teveen rechtstreeks op het Pleistoceen rust.

Op het einde van het Atlanticum ontwikkelde er zich vóór de toenmalige kust een duingordel, die het achterland afschermde van de zee. Achter deze Oude Duinen (F. MOORMAN en J. AMERYCKX, 1950), die door de latere transgressiefasen nagenoeg volledig werden opgeruimd, begon veen te groeien : het oppervlak-teveen, het Hollandveen of het veen van Nieuwmunster. Op vele plaatsen handhaafde die veengroei zich doorheen het Subboreaal tot in het Subatlanticum en vormde een kontinue laag van enkele decimeters tot enkele meters dikte, die dienst doet als gidslaag

tussen de Oud- en Jong-Holocene afzettingen, resp. de afzetting van Calais en de afzetting van Duinkerke.

Gedurende de jongste geologische periode, het Subatlanticum (ca. 3000 B.P.-heden) werd het veenlandschap herhaaldelijk overstroomd. Deze nieuwe reeks transgressies gaf ontstaan aan de verschillende afzettingen van Duinkerke. De Duinkerke-0- en de Duinkerke-I-transgressie hadden nog een lokaal karakter. Deze laatste transgressie, die op grond van archeologische vondsten op Walcheren werd gedateerd vanaf de 3de-2de eeuw vóór tot in de 1ste eeuw na Christus, had een belangrijk inbraakpunt nabij De Haan (R. TAVERNIER en J. AMERYCKX, 1970).

Tijdens de hieropvolgende Romeinse regressie (1ste tot 3de eeuw na Christus) lag de kustlijn grotendeels heel wat westelijker dan de huidige. Getuige hiervan zijn de Romeinse nederzettingen, aangetroffen op Duinkerke-I-afzettingen op het huidige strand te Raversijde en te Wenduine. In die periode bleef evenwel nabij De Haan een breed en zich ver landinwaarts vertakkend geulen- en krekensysteem bestaan, waarlangs tijdens de Romeinse Tijd duinvorming optrad tot diep in het binnenland (H. THOEN, 1978). Overblijfselen van deze zgn. Middeloude Duinen zijn de binnenduinen van Klemskerke-Vlissegem.

De Duinkerke-II-transgressie (3de-8ste eeuw na Christus) overstroomde vanuit een aantal inbraakpunten, waarvan één gelegen was ten oosten van de kern van De Haan, nagenoeg de hele Kustvlakte. Vanuit deze inbraakgebieden, ten dele gevormd door aktief gebleven oudere geulen, werd de Kustvlakte versneden door een netwerk van kreken, die hun bedding uitschuurden in het al dan niet met oudere Duinkerke-afzettingen bedekt oppervlakteveen (R. TAVERNIER, 1947; H. THOEN, 1978).

In dat waddenlandschap greep selektieve sedimentatie plaats. In de geulen, waar in de regel de grootste stroomsnelheden heersten, kwam hoofdzakelijk zand tot bezinking. Op de veenplaten daarentegen, die slechts bij vloed werden overstroomd, werd vooral klei afgezet. Vandaar dat de afzetting van Duinkerke de meest grillige is van heel het Kwartair.

Een nieuwe duingordel ontwikkelde zich na de Duinkerke-II-transgressie (de zgn. Jonge Duinen). Door bedijking werden toen tevens grote delen van de Kustvlakte (waaronder het volledige studiegebied) beschermd tegen latere overstromingen. In dit zgn. Oudland komen de Duinkerke-II-sedimenten aan de oppervlakte voor, terwijl deze in het Middelland en in het Nieuwland nog bedekt zijn met een laagje materiaal, afkomstig van de Duinkerke-III-A en eventueel van de Duinkerke-III-B-transgressie.

Gelijktijdig met de drainage van de pas verlande Kustvlakte voltrok zich de reliëfsinversie. De geulen met zandige opvulling behielden nagenoeg hun oorspronkelijk peil en kwamen aldus iets hoger te liggen dan de ingeklonken klei-op-veengebieden buiten de geulen ("poelgronden" of "komgronden").

2.2.3.2.Litostratigrafie van het Kwartair in de streek van De Haan-Wenduine

Gebruik makend van de diepe boringen werden twee litostratigrafische doorsneden doorheen het Kwartair opgesteld (fig. 2.27 en 2.28). De ondiepe waarnemingen leverden aanvullende informatie aangaande aard en verbreiding van de oppervlakkige lagen, wat gesynthetiseerd wordt in de zoneringskaart.

In de kwartaire ondergrond van het studiegebied werden een aantal lagen afgebakend op grond van hun genese. Eventueel werden per laag verscheidene faciëssen onderscheiden naar hun litologische samenstelling.

De hiervolgende beschrijving van de verschillende lagen en faciëssen is gesteund op de waarnemingen in boringen en op de resultaten van het laboratoriumonderzoek, welke statistisch verwerkt werden. Deze gegevens zijn samengevat in bijlage 2.

2.2.3.2.1. De laag K1

In het centraal en oostelijk gedeelte van het studiegebied rust op het tertiaire substraat grijs tot groengrijs middelmatig zand, dat meestal een weinig leem bevat. Met zijn globale grafische standaardafwijking van gemiddeld 0,91 $\pm$ 0,37 Φ is dit materiaal matig tot slecht gesorteerd.

Het grintgehalte blijft meestal beperkt tot minder dan 1 % hoewel het plaatselijk kan oplopen tot 3 % (boring 8.72). Onder de grintbestanddelen noteert men gerolde en hoekige silex-fragmenten en melkkwarts (tot enkele centimeters) naast kwartaire (Cardium,Ostrea,Mytilus) en geremanieerde tertiaire schelpen (Turitella,Cardita).

In enkele boringen (8.69, 8.70, 8.71, 8.73, 8.74) valt het op dat de grintfraktie van deze afzetting bijna uitsluitend bestaat uit hoekige fragmentjes tertiaire, weinig verharde, schelprijke zandsteen van enkele millimeters grootte. In diezelfde stalen werd ook zeer veel fijn schelpgruis en een belangrijke glaukonietgehalte vastgesteld.

De dikte van K1 neemt in de regel af van oost naar west : 5,70 m in de boring 8.72 tot 1,70 m in de boring 8.73. Boven de diepgelegen, zuidwestelijke vervlakking in het tertiaire substraat ontbreekt K1.

2.2.3.2.2. De laag K2

Op de laag K1 rust overal in het studiegebied een afzetting, die onder verschillende faciëssen kan voorkomen : groengrijs sterk leemhoudend, glaukoniethoudend zeer fijn zand (K2,1), grijs zeer weinig leemhoudend fijn zand (K2,2) en grijs fijn tot middelmatig zand met schelpen (K2,3).

De afzetting bevat nagenoeg geen kalk : zelden overschrijdt het kalkgehalte 4 %. Het bedraagt gemiddeld resp. 2,59 %, 3,51 % en 3,81 % in deze drie faciëssen.

In het duingebied ongeveer halverwege De Haan en Wenduine (boringen 8.69, 8.70, 8.73, 8.74 en 9.1 tot 9.3) komt voornamelijk het sterk leemhoudende faciës K2,1 voor, dat zich verder van de andere faciëssen onderscheidt door de algehele afwezigheid van schelpen en door de slechte sortering (gemiddelde grafische standaardafwijking : 1,94 $\pm$ 0,37 Φ). Vaak worden brokken klei, afkomstig van het tertiaire substraat, waargenomen. Dat in K2,1 het aandeel aan geremanieerd tertiair materiaal belangrijk is, wordt bewezen door het aanzienlijke glaukonietgehalte en door de dominantie van geremanieerde tertiaire pollen (C. VERBRUGGEN, pers. mededeling).

De dikte van het sterk leemhoudend zeer fijn zand varieert van 0 tot 5,5 m en neemt toe van west naar oost, alvorens vrij plots te verdwijnen tussen de boringen 8.70 en 8.71.

In het oosten van het duingebied zijn de zandige faciëssen K2,2 en vooral K2,3 vertegenwoordigd; gezamenlijk vertonen ze een dikte van 4,5 m (boring 8.71) tot 7 m (boring 8.72). Tevens bedekt een 2 à 3 m dikke laag K2,3 vaak K2,1.

Het faciës K2,2 bevat gemiddeld 92,53 $\pm$ 1,53 % zand en vertoont een mediaan van 2,83 $\pm$ 0,19 Φ. Met een globale grafische standaardafwijking van 0,97 $\pm$ 0,33 Φ is de sortering matig tot slecht.

Het faciës K2,3 bevat nagenoeg geen fijne fraktie (gemiddeld zandgehalte 98,46 $\pm$ 1,09 %) en onderscheidt zich verder van het vorige faciës door een grovere korrel (gemiddelde mediaan 2,32 $\pm$ 0,27 Φ) en door een veel betere sortering (gemiddelde standaardafwijking 0,49 $\pm$ 0,23 Φ).

De laag K2 wordt geravineerd door de bovenliggende laag K3 in de boring 8.71 en vooral in 8.73. Net als de laag K1 komt hij in het zuidwesten van het studiegebied boven de diepe insnijding in het tertiaire substraat niet meer voor.

2.2.3.2.3. De laag K3

Steeds werd op de laag K2 grinthoudend fijn zand tot zandhoudend grint (K3,1) waargenomen, dat plaatselijk naar onderen toe kan overgaan in grijs middelmatig zand (K3,2).

Het faciës K3,1 is een heterogene, slecht gesorteerde afzetting, waarvan het grintgehalte kan oplopen tot ruim 70 %. De globale grafische standaardafwijking bedraagt gemiddeld 1,11 $\pm$ 0,47 Φ. Onder de grintbestanddelen worden zowel schelpen (vnl. geremanieerde Cardita en Ostrea, naast Cardium) als gerolde silex- en melkkwartskeien, afgeplatte tertiaire zandsteen- en onregelmatige (schelphoudende) kalkzandsteenfragmenten aangetroffen. Deze keien kunnen 10 cm lang zijn.

Hoewel de fraktie fijner dan 50 µm meestal te verwaarlozen is (enkele procenten), komen soms leemhoudende niveaus voor (boringen 9.2 en 9.3).

Het middelmatig zand K3,2 bevat nagenoeg geen grintbestanddelen (gemiddeld 0,83 %) en is middelmatig gesorteerd bij een globale grafische standaardafwijking van 0,87 $\pm$ 0,13 Φ

De laag K3 komt voor tussen de peilen -9 en -25 m en de dikte ervan varieert van enkele decimeters (boring 8.72) tot 12 m (boring 8.73). In laatstgenoemde boring ravineert K3 bijna volledig de onderliggende laag K2.

Gelijktijdig met K1 en K2 verdwijnt ook de laag K3 naar het zuidwesten van het gebied toe, ter hoogte van de diepe insnijding in het tertiaire substraat.

2.2.3.2.4. De laag K4

Plaatselijk rust op het grintrijk niveau K3 een laag grijs leemhoudend fijn zand (K4). Deze werd enkel in de boring 8.69 geïdentificeerd, waar een dikte van anderhalve meter werd vastgesteld. In dit materiaal komen geen schelpen voor en bedraagt het zandgehalte 87,15 % bij een kalkgehalte van 7,35 %.

2.2.3.2.5. De laag K5

Eveneens zeer lokaal is de afzetting K5, die in de boring 8.69 wordt aangetroffen tussen de peilen -4,4 m en -10,3 m en bestaat uit grijs tot bruingrijs, sterk leemhoudend zeer fijn zand, dat leem- en veenniveaus bevat. De topzone wordt gevormd door 1,5 m fijnzandhoudende leem met een humusgehalte van 3,76 %. De belangrijkste veenniveaus bevinden zich aan de basis van de afzetting en rondom het peil -8,3 m. Evenals in de vorige laag komen in K5 geen schelpen voor.

2.2.3.2.6. De laag K6

In het zuidwesten van het gebied rust rechtstreeks op het Tertiair een laag lichtgrijs fijn zand met wat schelpen. Deze laag K6 vult er de diepe insnijding in het tertiaire substraat op. De dikte kan oplopen tot 25 m. Zowel lateraal

als vertikaal vertoont K6 een opvallende homogeniteit. Zo varieert de mediaan tussen 2,24 en 2,68 Φ met 2,49 ± 0,13 Φ als gemiddelde.

Slechts uitzonderlijk bereikt de grintfraktie een gehalte van 1 %, terwijl de zandfraktie gemiddeld 98,35 ± 0,70 % bedraagt. Met een gemiddelde globale grafische standaardafwijking van 0,33 ± 0,05 Φ is de sortering goed tot zeer goed te noemen.

Onder de verspreid voorkomende schelpen worden Cardium, Donax, Spisula en vooral Angulus tenuis aangetroffen. Kenmerkend voor K6 is tevens het voorkomen van fragmenten van echinodermenskeletten (naalden en schelpfragmenten) en van zeer fijn verdeeld plantengruis, zodat het humusgehalte beperkt blijft tot 0,15 ± 0,11 %.

Aan zijn basis vertoont deze laag een grintrijk niveau van hoogstens een paar decimeters dik. Naast bovenvermelde kwartaire schelpen, bevat het gerolde silexkeien, tertiaire schelpen (Cardita, Turitella) en brokken tertiaire klei.

2.2.3.2.7. De laag K7

Op de lagen K3, K5 of K6 wordt een afzetting aangetroffen, waarvan de dikte en de samenstelling lateraal zeer snel variëren. In deze laag K7 kunnen drie faciëssen worden onderscheiden : lichtgrijs fijn tot zeer fijn zand (K7,1), lichtgrijs, leemhoudend fijn zand met klei- en veenlaagjes (K7,2) en slappe, blauwgrijze klei (K7,3).

Het faciës K7,1 vormt vaak de onderste zone van de laag K7. Waar het op de zandige afzetting K6 rust, wordt het van deze laatste onderscheiden door een iets lager zandgehalte (gemiddeld 97,43 ± 1,14 %) een iets slechtere sortering (gemiddelde globale grafische standaardafwijking 0,40 ± 0,07 Φ),een geringere korrelgrootte (gemiddelde mediaan 2,75 ± 0,34 Φ),en een hoger humusgehalte (0,44 ± 0,32 %). Onder de verspreid voorkomende schelpen zijn Mytilus, Cardium en Barnea candida de meest kenmerkende.

Plaatselijk is de laag K7 volledig uit K7,1 opgebouwd (boring 7.13). Elders kan K7,1 volledig vervangen zijn door het leemhoudend faciës K7,2 (boringen 7.15, 8.17, 8.33 enz.). Op de meeste plaatsen evenwel wordt K7,1 bedekt door een min of meer dik pakket van K7,2. De dikte van K7,2 loopt op tot ruim 17 m in de boring 7.16.

Laatstgenoemde faciës is weinig humushoudend (gemiddeld 1,38 % $\pm$ 0,80 %) en kan veenlaagjes bevatten van enkele centimeters tot enkele decimeters, uitzonderlijk een kleine meter dikte (boring 7.5).

De zandfraktie bedraagt gemiddeld 85,77 $\pm$ 6,47 %, de mediaan 2,86 $\pm$ 0,20 Φ. De sortering is slecht (gemiddelde standaardafwijking 1,42 $\pm$ 0,53 Φ).

De zandige faciëssen K7,1 en K7,2 ontbreken, of zijn althans sterk gereduceerd in dikte op de plaatsen waar K4 en/of K5 voorkomen, of waar K3 oprijst tot op een relatief hoog peil. Dit is het geval voor een groot gedeelte van het meest zeewaartse areaal van het studiegebied.

Op de faciëssen K7,1 of K7,2, ofwel rechtstreeks op K5, K4 of K3 wordt slappe, blauwgrijze klei aangetroffen (K7,3). Deze kleilaag kan op zijn beurt bedekt zijn met een nieuwe laag K7,2.

Evenals in de twee vorige faciëssen kunnen in de klei K7,3 plaatselijk verspreide schelpen voorkomen, vooral van Cardium (veel juvenielen, ook doubletten) en van Mytilus. Deze kleilaag is vaak erg rijk aan organisch materiaal (tot 10,78 %), wat tot uiting komt in zwarte vlekken, als lagen zwarte, sterk humushoudende klei, als rietresten of nog als laagjes roestbruin veen van enkele millimeters tot enkele centimeters dikte. Dit alles wijst op een vorming onder rustige, lagunaire omstandigheden, waarin lokaal nog aanvoer van marien materiaal occasioneel kon plaatsgrijpen.

De totale dikte van de kleilaag K7,3 kan oplopen tot ruim 4 m. Hij ontbreekt over een groot gedeelte van het westen van het gebied, alsook in een langgerekte strook, die de oostelijke helft van het studiegebied van zuidwest naar noordoost doorsnijdt (o.a. boringen 8.15, 8.16, 8.21, 8.71, 8.72, 9.1).

In de zone waar voldoende waarnemingen voorhanden waren, werd de basis van de laag K7 in kaart gebracht (fig. 2.30).

2.2.3.2.8. De laag K8

Tussen de peilen 0 en -2,50 m komt over grote delen van het studiegebied een belangrijke veenlaag voor. De verbreiding ervan kan worden teruggevonden op de zoneringskaart. Daaruit blijkt dat in de ondergrond van het studiegebied drie grote veenplaten kunnen worden onderscheiden : een noordoostelijke, een zuidoostelijke en een vrij sterk versneden zuidwestelijke.

De dikte van de veenlaag is in de regel begrepen tussen 1 m en 2 m, uitgezonderd in een paar boringen op de randen van de veengebieden, waar de veenlaag geravineerd wordt door de bovenliggende laag K9. De eigenlijke veenlaag (K8,1) bestaat hoofdzakelijk uit roestbruin houtveen, hoewel onderaan meestal een paar decimeters donkerbruin rietveen voorkomt. Plaatselijk in het centrale gedeelte van het duingebied is deze veenlaag in twee gesplitst door de aanwezigheid van een laagje van enkele decimeters sterk humushoudende klei.

Eveneens in het centrale duingebied kan de veenlaag bedekt zijn met een laagje sterk humushoudende leem (K8,2), dat zelfs de volledige laag K8 kan vormen (boring 8.70).

2.2.3.2.9. De laag K9

Ongetwijfeld vertoont deze laag het meest grillige patroon van alle kwartaire afzettingen. Zowel de dikte als het faciës kunnen lateraal zeer snel variëren. Net als in de laag K7 worden in K9 drie faciëssen onderscheiden ; grijs fijn zand (K9,1), lichtgrijs, leemhoudend fijn zand met kleilaagjes (K9,2) en grijze klei (K9,3).

Het zandige faciës K9,1 vormt voor een groot deel de opvulling van een belangrijk geulsysteem, dat bijna het volledige noordwesten van het gebied beslaat, alsook een brede zuidwest-noordoost gerichte vertakking vertoont, die tot in Wenduine reikt.

Bovendien bedekt K9,1 meestal de randen van de veenplaten. Dergelijke maximaal drie meters dikke zandlichamen zijn verbonden met de zandige geulopvullingen en ziet men naar het centrum van de veenplaten toe geleidelijk overgaan in klei K9,3.

K9,1 vertoont vaak grintrijke niveaus met afgeplatte zandsteenkeien, schelpen (Cardium, Mytilus), gerolde houtfragmentjes en veenbrokjes. Zo wordt boven de veenplaten altijd een dergelijk niveau aangetroffen als basis van K9,1.

Het zand K9,1 verschilt van K7,1 door een groter gehalte aan schelpen (naast Cardium en Mytilus komen vnl. Spisula, Donax en Barnea candida voor), en door een iets grovere korrel (mediaan, 2,52 $\pm$ 0,21 Φ). Doorgaans bevat K9,1 ook iets meer fijne deeltjes (gemiddeld zandgehalte 95,24 % $\pm$ 3,19 %).

Het leemhoudend fijn zand met kleilaagjes K9,2 kan voorkomen als een tamelijk dik (tot 8 m) pakket aan de basis van de geulopvullingen (boringen 7.10 en 7.14). In het duingebied daarentegen komt het vaak voor als een vrij dunne laag op K9,1.

Het zandgehalte is in dit faciës beperkt tot gemiddeld 80,46 %. Met een gemiddelde globale grafische standaardafwijking van 1,98 Φ ($\pm$ 0,77 Φ) is het materiaal slecht gesorteerd. In de boringen werden vaak houtfragmenten en veenbrokken (verslagen veen ?) waargenomen, wat het gemiddelde humusgehalte doet oplopen tot 1,70 % ($\pm$ 0,62 %).

De gezamenlijke dikte van de zandige geulopvullingen K9,1 en K9,2 kan oplopen tot 15 m.

De klei K9,3 vormt meestal de topzone van de laag K9. Op de randen van de veenplaten, of waar helemaal geen veen K8 in de ondergrond voorkomt, is de dikte van de K9,3 meestal beperkt tot een meter (in de polders) en tot enkele decimeters (in de duinen). In de duinen nabij De Haan kan K9,3 zelfs volledig ontbreken. In het centrale duingebied daarentegen kan dit faciës gedeeltelijk uit zandhoudende leem bestaan (boringen 8.4, 8.8, 8.29 e.a.).

Waar het faciës K9,2 het hoofdbestanddeel van de geulopvulling vormt, kan de kleiige topzone K9,3 gemakkelijk een dikte van enkele meters halen (boring 7.10, 7.14, 8.17). De overgang van het kleiige faciës K9,3 naar het zandige faciës K9,1 gebeurt in de duinen meestal geleidelijk, via een leemhoudend laagje K9,2. Daarentegen is deze overgang op de meeste plaatsen in de polders zeer scherp.

Hoewel schelpen in het faciës K9,3 meestal schaars zijn, worden soms koncentraties van Hydrobia aangetroffen. Het humusgehalte kan sterk variëren en bedraagt maximaal 11,24 %. Humus komt voor als verveende plantenresten, in laagjes zwarte klei of in roestbruine veenlamelletjes van enkele millimeters tot enkele centimeters dikte.

De isohypsen van de basis van de laag K9 werden voorgesteld in fig. 2.31 terwijl het dominerend faciës terug te vinden is op de zoneringskaart.

2.2.3.2.10. De laag K10

Deze laag omvat in hoofdzaak duinzand (K10,1). Dit is een zeer homogeen, zeer goed gesorteerd fijn zand, dat nagenoeg geen kalk bevat. Hoewel het humusgehalte doorgaans beperkt blijft tot minder dan één procent, kunnen ook één of meer sterker humushoudende horizonten voorkomen, uitzonderlijk zelfs overgaand in een veenlaagje (boring 8.9).

Aan de basis van het (jonge)duinzand komt plaatselijk een laagje zeer weinig leemhoudend fijn zand K10,2 voor.

2.2.3.3. Kronostratigrafische positie van enkele litostratigrafische eenheden

2.2.3.3.1. Paleobotanische argumenten

Van twaalf stalen, afkomstig uit diverse veenlagen of humushoudende horizonten, werd de inhoud aan pollenkorrels onderzocht door Dr. C. VERBRUGGEN. De resultaten van deze analysen zijn weergegeven in bijlage 3. Dit liet uiteraard niet toe om een verfijnde kronostratigrafische schaal van de kwartaire lagen in het Haanse duingebied op te stellen. Niettemin kon uit

de resultaten van dit onderzoek een gedeeltelijke ouderdomsinterpretatie worden gegeven aan de hierboven beschreven litostratigrafische bouw van het Kwartair.

2.2.3.3.1.1. De laag K2

Het sterk leemhoudend faciës K2,1 bevat haast uitsluitend geremanieerde tertiaire pollen, waardoor een ouderdomsinterpretatie onmogelijk is.

2.2.3.3.1.2. De laag K5

Van deze laag werden twee stalen uitgekozen, beide afkomstig uit de boring 8.69. Het eerste is ontnomen aan de basis van K5, omstreeks het peil -10,5 m en bestaat uit geelbruin tot geel veen. Het gehalte aan boompollen bedraagt hierin amper 4,9 % en wordt volledig uitgemaakt door Pinus en Betula. Daarnaast werd een belangrijke hoeveelheid korrels, afkomstig van Gramineae, Cyperaceae en van Pediastrum opgetekend.

Dergelijke samenstelling herhaalt zich min of meer in een staal, afkomstig van omstreeks het peil -8,3 m uit de humushoudende leemlaag aan de top van K5. Het A.P.-gehalte ligt er weliswaar beduidend hoger in vergelijking met het vorige staal (26 %), wat niet alleen wordt veroorzaakt door de betere vertegenwoordiging van Pinus en Betula, doch ook door de aanwezigheid van de thermofylen Alnus en Corylus, die, samen met het eveneens genoteerde Picea, geremanieerd zijn uit de onderliggende afzettingen. Dergelijke vrij belangrijke remaniatie is aanneembaar, daar het staal hoofdzakelijk bestaat uit terrigeen materiaal.

Het is duidelijk dat de laag K5 tot stand is gekomen gedurende de koude tot extreem koude omstandigheden van een pleniglaciaal. Een Weichseliaan-ouderdom ligt dus voor de hand. De nadrukkelijke aanwezigheid van Cyperaceae, Gramineae, Ranunculaceae en Pediastrum wijst op een sedimentatie in ondiepe plassen, ontstaan in verlaten rivierbeddingen of als overloopkommen van een verwilderd rivierstelsel waarin aanvoer van allochtoon materiaal mogelijk was.

2.2.3.3.1.3. De laag K7

Het zand-klei-komplex met veenlaagjes (K7,2) werd op zijn paleobotanische eigenschappen onderzocht aan de hand van vijf stalen : één uit de boring 7.5 (peil ca. -4,70 m), twee uit 8.17 (peil resp. ca. -4,90 m en -5,20 m), één uit 8.72 (peil ca. -7,80 m) en één uit 8.74 (peil ca. -7,20 m). Al deze stalen bestaan uit veen.

Het hoge gehalte aan boompollen, met daarin een overwicht aan thermofylen sluit de vorming tijdens een glaciale periode, en dus een korrelatie met de op nagenoeg hetzelfde peil voorkomende laag K5, uit. De afwezigheid van Fagus en Carpinus laat toe de stalen in het Atlanticum, of minstens in het vroeg-Subboreaal onder te brengen. Carpinus is immers typisch voor het Eemiaan, en keert pas laat in het Holoceen terug, terwijl Fagus, althans in de Westelijke Kustvlakte, voor het eerst verschijnt ca. 4000 B.P.

Verder wijken de stalen van de boringen 8.72 en 8.74 af van het oppervlakteveen wegens de dominantie van Quercetum Mixtum.

Zoals blijkt uit de pollensamenstelling van de verschillende onderzochte stalen, kunnen de veenlaagjes van K7,2 in uiteenlopende milieus zijn gevormd. De aanwezigheid van Chenopodiaceae in 7.5 en vooral in 8.72 en 8.74 wijst op brakwater. In diezelfde stalen is het hoge rietgehalte een indicator voor vochtige omstandigheden. In de boring 8.17 is het diepste staal (peil ca. -5,20 m) zeer rijk aan Alnus en Salix : het is de samenstelling van het elzenbroekveen. Drogere omstandigheden heersten tijdens de vorming van het bovenliggende veenlaagje (peil ca. -4,90 m) : Alnus en de waterplanten zijn sterk verminderd, Salix is verdwenen en daarentegen worden Sphagnum, Calluna en Ericaceae genoteerd.

2.2.3.3.1.4. De laag K8

In de boring 8.28 komt deze laag voor tussen de peilen -0,75 m en -2,15 m onder de vorm van twee veenlaagjes, resp. 80 en 40 cm dik, gescheiden door een 20 cm dik laagje sterk veenhoudende klei. De top van het dunste, onderste veenlaagje werd bemonsterd.

Het voorkomen van Fagus wijst hierin op een vorming tijdens een latere faze uit het Subboreaal. Samen met zijn absoluut peil en zijn belangrijke dikte laat dit toe om de laag K8 te korreleren met het zgn. oppervlakteveen of veen van Nieuwmunster.

2.2.3.3.1.5. De laag K9

Eveneens werden drie stalen, afkomstig uit het leemhoudend fijn zand met kleilaagjes (K9,2) voor pollenanalyse weerhouden. Het staal, afkomstig vanop een peil van -12,20 m uit de boring 7.14 bevat enkele veenbrokken, waarin Fagus vastgesteld werd. De ouderdom loopt bijgevolg hoogstens op tot een latere faze van het Subboreaal. Aan te stippen valt dat het relatief hoog gehalte aan Pinus, Betula en Picea wijst op sterke remaniatie uit het Pleistoceen.

In de boring 9.3 werd tussen de peilen -5,70 en -6,40 m veen aangetroffen. Hiervan werd onderaan en bovenaan een staal ontnomen. Beide hebben, met hun hoog Alnus-gehalte, de samenstelling van het elzenbroekveen. In het bovenste staal werd de aanwezigheid van Fagus genoteerd, terwijl in het onderste staal wat geremanieerde Pleistocene elementen (Picea, Carpinus) werden vastgesteld. Ook dit veen blijkt niet ouder te zijn dan Subboreaal.

Het in situ voorkomen van dergelijk jong veenmateriaal op zeer lage absolute peilen is onwaarschijnlijk. Veeleer is het in de laag K9,2 aangetroffen veen te beschouwen als brokken geremanieerd veen K8. De beide boringen, waaruit deze stalen zijn ontnomen, liggen trouwens in met K9-materiaal opgevulde geulen, nauwelijk een paar tientallen meters verwijderd van grote veenplaten.

2.2.3.3.1.6. De laag K10

Het veenlaagje waargenomen op het peil +4,20 m in de boring 8.9, dat men lateraal ziet overgaan in een laag sterk humushoudend (duin)zand, werd bemonsters in een profielkuil, gegraven nabij laatstgenoemde boring.

Binnen het bestek van het geologisch onderzoek in de duinen langs de Belgische kust, uitgevoerd door Lic. R. DE CEUNYNCK,werd de polleninhoud geanalyseerd en een absolute datering uitgevoerd.

Het hoge gehalte aan Salix (30 %), waterplanten (10 %) en Cyperaceae (15 %) wijzen op een struikvegetatie in een vochtige duinvallei. Op drogere plaatsen groeide Hyppophae,dat 15 % van de pollensom uitmaakt. Veenvorming in dergelijk milieu is trouwens niet zeldzaam in recente, secundaire duinen, waarin duinpannen kunnen worden uitgeblazen tot op het niveau van de watertafel. De samenstelling van de onderzochte spektra komt overeen met deze van de spektra van de Jonge Duinen in Nederland (S. JELGERSMA, J.D. DE JONG, W.H.Z. ZAGWIJN, C.O. VAN REGTEREN ALTENA, 1970).

De absolute datering, uitgevoerd door het Koninklijk Instituut voor het Kunstpatrimonium (IRPA nr. 436) leverde een konventionele ^{14}C-ouderdom op van 440 $\pm$ 70 B.P.

2.2.3.3.2. Archeologische argumenten

In de boring 8.71 komt in de laag K9,1 nabij het peil -0,10 m een hoge koncentratie aan grove elementen voor : schelpen, houtfragmenten, zandsteenkeien, zelfs enkele potscherven. Deze archeologische vondst werd door Dr. H. THOEN onderzocht. Twee passende scherven werden gedetermineerd als afkomstig van de voet van een terra sigillata-kom van Midden-Gallische techniek uit de twee eeuw na Christus. Een derde scherf was afkomstig van bruine kruikwaar, vervaardigd volgens de zandige techniek.

De diepte en de ligging van deze scherven wijst erop dat ze uit hun oorspronkelijke Romeinse ligplaats werden verplaatst. Dit gebeurde onder natuurlijke omstandigheden, vermits ze sporen van rolling vertonen. Het sediment waarin ze werden aangetroffen is bijgevolg post-datum, dus zeker na de tweede eeuw na Christus.

Dit wijst erop dat op of na deze datum een goed ontwikkeld geulensysteem bestond, waarvan een west-oost-gerichte vertakking tot tegen Wenduine reikte. Dat daarin een sterke getijdenwerking heerste wordt bewezen door de vele grove elementen die in het sediment, waarmee die geulen opgevuld zijn, worden aangetroffen.

2.2.3.4. Konklusies

Uit de geologische verkenning is gebleken dat de litostratigrafie van de kwartaire ondergrond in de streek van De Haan en Wenduine erg komplex van bouw is. De lagenopeenvolging in het oosten van het gebied blijkt gedeeltelijk overeen te komen met deze beschreven te Zeebrugge (M. DEPRET, 1981). Rekening houdend met de relatieve positie van de lagen en met hun litologische kenmerken, hier en daar aangevuld met paleobotanische gegevens, kan men onder de in dit hoofdstuk beschreven lagen volgende korrelaties maken :

laag K3	:	afzetting van Zeebrugge	Vroeg-Weichseliaan
laag K4	:	afzetting van Damme	Weichseliaan
laag K5	:	afzetting van Eeklo	Weichseliaan
laag K7	:	afzetting van Calais	Atlanticum
laag K8	:	oppervlakteveen	Laat-Atlanticum tot Subboreaal
laag K9	:	afzetting van Duinkerke	Subatlanticum
laag K10	:	duinafzettingen	Subatlanticum en recent

De stratigrafische betekenis van de lagen K1 en K2 is onduidelijk. K1 wijkt door zijn laag grintgehalte af van de elders in de Kustvlakte beschreven basislagen van het Kwartair, met name de afzettingen van Kaprijke of de basis van de afzetting van Oostende. Bovendien bevat de laag K2 nagenoeg geen kalk, waardoor deze verschilt van de Eemiaanafzettingen van Moerkerke, Oostende en Meetkerke. Het voorkomen van het sterk leemhoudend faciës K2,1 is merkwaardig.

Het grintrijk niveau, in de omgeving van Damme en van Zeebrugge resp. gedefinieerd als de zone van Platheule (G. DE MOOR & I. HEYSE, 1974) en de afzetting van Zeebrugge (M. DEPRET, 1981), kan naar het westen toe worden gekorreleerd met de topzone van de afzetting van Oostende. Deze laag is in het centrale duin-

gebied uitzonderlijk goed ontwikkeld, doch verdwijnt vrij plots ten oosten van De Haan.

Er dient evenwel opgemerkt dat de grintlaag K3 mogelijk polychroon en polygenetisch is. In de boring 8.69 kan met zekerheid een vroeg-Weichseliaanouderdom worden toegekend, wat deze laag doet overeenkomen met de afzetting van Zeebrugge. Op andere plaatsen blijft een tardiglaciale ouderdom en een korrelatie met de door W. DE BREUCK et al. (1969) gedefinieerde afzetting van Wenduine niet uitgesloten.

De Weichseliaan-afzettingen van Damme en Eeklo werden alleen vastgesteld onder de noordoostelijke veenplaat.

De afzetting van Calais vertoont in het studiegebied een zeer grillig verloop. Wellicht lag de streek van De Haan-Wenduine tijdens het Atlanticum langs de noordoostand van het mariene sedimentatiegebied. In het noordoosten blijft de afzetting van Calais trouwens beperkt tot een laag blauwgrijze, lagunaire klei, die er op het tot op een relatief hoog peil voorkomende Pleistoceen rust. Een dergelijke situatie komt algemeen voor ten oosten van Wenduine. Tenslotte wigt de afzetting van Calais uit nabij Zeebrugge (M. DEPRET, 1981).

Verder naar het zuiden en naar het westen van het gebied neemt de afzetting van Calais abrupt een zandig faciës aan, dat het Pleistoceen sterk ravineert. Deze zones komen overeen met een belangrijk geulensysteem, waarlangs de Atlanticum transgressie(s) zich landwaarts uitbreidde(n).

De gelijkenis met de geologische opbouw van de Oostelijke Kustvlakte is volledig verdwenen in het zuidwesten van het studiegebied, waar een dik pakket K6, waarvan de stratigrafische betekenis vooralsnog onduidelijk is, tot op het aldaar overigens zeer diep gelegen tertiaire substraat reikt.

De insnijding die met de Duinkerke-transgressies gepaard ging, schijnt van oudsher een overdreven belang toegemeten te hebben gekregen. Aangenomen wordt immers dat tijdens het Subboreaal nagenoeg de hele Kustvlakte met veen bedekt was. Dit veenlandschap werd in ruime mate aangetast tijdens de Duinkerke-transgressies,o.i.v. een zich vanuit enkele inbraakpunten vertakkend geulensysteem (R. TAVERNIER, 1947).

Het is evenwel merkwaardig dat - ook buiten het studiegebied - het oppervlakteveen altijd rust op een laag lagunaire klei van Calais-ouderdom, ofwel rechtstreeks op het Pleistoceen (zie ook o.a. C. BAETEMAN, 1980; L. VAN SIELEGHEM, 1980; M. DEPRET, 1981). Waar echter de Calais-sedimenten het Pleistoceen sterk ravineren en aldus de aanwezigheid van Atlanticum-geulen verraden, komt het oppervlakteveen nooit voor. Wellicht zijn dergelijke zones tijdens het Subboreaal mariene sedimentatiegebieden gebleven, die in tegenstelling tot de nabijgelegen lagunes geen veenvorming toelieten. Soms zijn deze waddenafzettingen trouwens ontwikkeld tot op het peil van het oppervlakteveen. Langs deze tijdens de periode van veenvorming opengebleven inhammen en geulen drongen de Duinkerke-transgressies wellicht de Kustvlakte binnen, zonder daarom op grote schaal de veenlaag te moeten eroderen. Dat dit toch in beperkte mate is gebeurd, wordt bewezen door de boringen, waarin men de afzetting van Duinkerke de Calais-klei en één enkele keer zelfs het oppervlakteveen ziet ravineren. Bovendien worden in de Duinkerke-geulafzettingen vaak brokken herwerkt oppervlakteveen waargenomen (zie ook 2.2.3.3.1.5.).

3. HYDROGEOLOGISCHE BOUW VAN HET RESERVOIR

3.1. Inleiding

Uit het litostratigrafisch onderzoek is duidelijk gebleken dat de kwartaire ondergrond van het studiegebied een gestratifieerd grondwaterreservoir vormt. Om het regionale grondwaterstromingspatroon en het voorkomen van de verschillende grondwatertypes te helpen verklaren, dient de litostratigrafische bouw vertaald te worden in hydrogeologische termen. Daartoe dienen watervoerende lagen (aquifers), halfdoorlatende lagen (aquitards) en ondoorlatende lagen (aquicludes) te worden afgebakend. De aard van de watervoerende lagen moet worden vastgesteld en aan de onderscheiden hydrogeologische eenheden moeten hydraulische parameters worden toegekend.

Hiervoor werd in de eerste plaats beroep gedaan op de beschrijving van de boorprofielen, eventueel aangevuld met schattingen van de hydraulische konduktiviteit, gesteund op de granulometrische analyses. Waardevolle aanvullende informatie werd afgeleid uit de interpretatie van de stijghoogtewaarnemingen. Om meer betrouwbare, numerieke gegevens aangaande de verschillende hydraulische parameters te verwerven, dienden evenwel pompproeven te worden uitgevoerd.

3.2. Watervoerende en halfdoorlatende lagen

3.2.1. Freatische watervoerende lagen

Een freatische watervoerende laag is een gedeeltelijk met water verzadigde, relatief goed doorlatende afzetting, die rust op een relatief slecht doorlatend substraat. Dit type watervoerende laag bevat de watertafel, d.w.z. het oppervlak waar de poriënvloeistof zich onder atmosferische druk bevindt.

3.2.2. Artesische watervoerende lagen

Een artesische watervoerende laag is een volledig met water verzadigde, relatief goed doorlatende afzetting, die zowel onderaan als bovenaan wordt begrensd door een ondoorlatende laag. De poriënvloeistof in dergelijk type watervoerende

laag bevindt zich onder een druk, die hoger ligt dan de atmosferische druk.

Tussen de beide voormelde extreme types van watervoerende lagen kunnen alle mogelijke tussenvormen optreden. Naargelang hierbij eerder de freatische, dan wel de artesische toestand beter wordt benaderd, spreekt men van halffreatische en halfartesische watervoerende lagen.

3.2.3. Halfartesische watervoerende lagen

Men noemt halfartesische watervoerende lagen volledig met water verzadigde, relatief goed doorlatende afzettingen, die naar boven toe worden begrensd door een halfdoorlatende laag en naar onderen toe door hetzij een ondoorlatende, hetzij een halfdoorlatende laag. Een halfdoorlatende laag wordt hierbij gedefinieerd als een afzetting met een kleine, doch meetbare (vertikale) hydraulische doorlatendheid. De stroming in een halfartesische laag is hoofdzakelijk horizontaal, deze in een halfdoorlatende laag hoofdzakelijk vertikaal gericht.

3.2.4. Halffreatische watervoerende lagen

Halffreatische watervoerende lagen wijken af van de hierboven beschreven halfartesische in die zin dat de bedekkende, slechter doorlatende afzetting een voldoende grote (horizontale) hydraulische konduktiviteit bezit, zodat er een niet-verwaarloosbare horizontale stromingskomponent in optreedt.

3.3. Hydrogeologische interpretatie van het litostratigrafisch onderzoek

3.3.1. Algemeen

In de meeste boringen die het kwartaire grondwaterreservoir volledig of nagenoeg volledig aansnijden, konden reeds bij de veldbeschrijving vijf hydrogeologische eenheden worden onderscheiden. Dit werd bevestigd door de granulometrische analyses, die bovendien toelieten om de hydraulische doorlatendheid van de bemonsterde niveaus te schatten volgens een tweetal

empirische relaties (zie hydrolitologische profielen : fig. 2.19 tot 2.26). Dit vormde een eerste, ruwe, kwantitatieve benadering van de hydraulische eigenschappen van het reservoir.

In het hier voorgestelde schema van het grondwaterreservoir worden drie watervoerende lagen onderscheiden, waartussen twee halfdoorlatende lagen meestal duidelijk te herkennen zijn. Het reservoir wordt onderaan begrensd door het in goede benadering als ondoorlatend beschouwde tertiaire substraat (fig. 3.1 en 3.2).

De watervoerende lagen worden verkort weergegeven door A, B en C (van onderen naar boven),terwijl de halfdoorlatende lagen worden genoteerd door A' en B' (eveneens van onderen naar boven).

3.3.2. Het ondoorlatend substraat

Het substraat bestaat uit zwak naar het noordoosten hellende, hoofdzakelijk kleiige tertiaire formaties. Zodoende worden aan de top van dit substraat van zuidwest naar noordoost achtereenvolgens aangetroffen :

- klei (T1) van het Lid van Vlaanderen,
- kleihoudend zeer fijn zand (T2) van het Lid van Egem,
- klei (T3) van het Lid van Merelbeke,
- het klei-zand-komplex (T4) van het Lid van Pittem.

De onderscheiden tertiaire kleilagen zijn lateraal zeer homogeen,zeker op schaal van het studiegebied. Hun dikte varieert van enkele (T3 en T4) tot verscheidene tientallen meters (T1). Ze kunnen dan ook als relatief ondoorlatend worden beschouwd.

In het centrale gedeelte van het studiegebied (boringen 8.73 en 8.74) wordt de kleilaag T3 aangesneden door de basis van het Kwartair, zodat zijn dikte er van noordoost naar zuidwest geleidelijk afneemt. Verder westelijk (tussen 7.15 en 8.73) is T3 verdwenen en komt kleihoudend zeer fijn zand T2 aan de top van het Tertiair voor. Het is niet uitgesloten dat in die zone het kwartaire grondwaterreservoir onderaan niet volledig

is afgesloten, zodat dit in hydraulische verbinding staat met de (watervoerende) laag T2. De oppervlakte waarover laatstgenoemde afzetting aan de top van het Tertiair voorkomt, is evenwel beperkt en zijn hydraulische doorlatendheid relatief klein. Wellicht is het aandeel van de grondwaterstroming tussen het kwartaire reservoir en deze tertiaire watervoerende laag op de globale waterbalans van eerstgenoemde dan ook verwaarloosbaar klein.

3.3.3. De halfartesische laag A

De litostratigrafische opbouw, de dikte en de hydraulische karakteristieken van deze laag kunnen lateraal vrij sterke verschillen vertonen.

In het centrum en in het noordoosten van het gebied bestaat hij - van onderen naar boven - uit :

- (leemhoudend) middelmatig zand met schelpgruis (K1),
- (leemhoudend) fijn tot middelmatig zand (K2),
- grinthoudend zand tot zandhoudend grint (K3)

indien aanwezig :

- leemhoudend zand (K4),
- (leemhoudend) fijn tot zeer fijn zand (K7,1).

De totale dikte van de laag A varieert in dit gedeelte van het gebied tussen 15 m en 20 m. In het centrale duingebied treft men in deze laag een goed te vervolgen interkallatie van sterk leemhoudend zeer fijn zand (K2,1) aan (fig. 3.1 en 3.2). Deze slecht doorlatende laag is maximaal een zestal meters dik, doch werd wegens zijn lokaal karakter niet als een aparte hydrogeologische eenheid afgebakend in de hier voorgesteld schematisatie van het reservoir.

In het zuidwesten van het gebied bestaat A uit een dikke laag zand (K6), die er de diepe insnijding in het tertiaire substraat opvult en een dikte van ca. 25 m vertoont.

Zoals blijkt uit de figuren 2.19 tot 2.26 is de gemiddelde hydraulische doorlatendheid van A het kleinst in het centrale gedeelte van het duingebied en neemt zowel naar het oosten als naar het westen toe.

3.3.4. De halfdoorlatende laag A'

Evenals bij de vorige laag het geval is, kunnen de litostratigrafische opbouw en de dikte van de laag A' van plaats tot plaats sterk wisselen. In het centrale en noordoostelijke gedeelte van het duingebied bestaat A' van onderen naar boven uit :

- sterk leemhoudend zeer fijn zand met leem- en veenlaagjes (K5),
- sterk leemhoudend fijn zand met veenlaagjes (K7,2),
- slappe klei (K7,3),
- veen en sterk veenhoudende leem (K8) eventueel bedekt met een kleilaagje (K9,3).

Wegens zijn grote dikte (10 m in boring 8.69) en wegens de aanwezigheid van min of meer belangrijke veenlagen (waaronder het oppervlakteveen) vertoont A' in die zone zijn grootste weerstand tegen vertikale stroming.

Verder naar het westen en naar het zuiden van het gebied verdwijnen achtereenvolgens K8, K7,3 en K5. Meestal wordt een gelijktijdige diktetoename van K7,2 vastgesteld, wat evenwel niet belet dat de weerstand tegen vertikale stroming er nog slechts een fraktie is van deze in de gebieden waar K5 en vooral K8 wel voorkomen. Bovendien kan sterk leemhoudend fijn zand K9,2 eveneens voorkomen in A'.

Plaatselijk (boring 7.13) bestaat A' uit zeer weinig leemhoudend fijn zand (K7,1) zodat er van een halfdoorlatende laag nog nauwelijks sprake kan zijn en de beide watervoerende lagen A en B met elkaar in hydraulische verbinding staan.

Elders wordt A' sterk geravineerd door de bovenliggende halfartesische laag B, zodat zijn dikte er beperkt blijft tot een paar meters of zelfs slechts een paar decimeters (boring 8.33). Ook daar biedt A' nog slechts weinig weerstand tegen vertikale stroming.

Deze laatstgenoemde zones zijn te beschouwen als "gaten" in de halfdoorlatende laag A', waarlangs de voeding van de onderliggende halfartesische laag in hoofdzaak plaatsgrijpt.

De verschillen in weerstand tegen vertikale stroming die de laag A' vertoont, uiten zich in de stijghoogtekonfiguratie, meer bepaald in het verschil tussen de stijghoogte van de onderliggende en deze van de bovenliggende watervoerende laag (zie figuren 4.38 tot 4.53). Zoals zal blijken uit het hydrochemisch onderzoek (hoofdstuk 6) laat deze weerstand zijn invloed tevens gelden op de verdeling van de verschillende grondwaterkwaliteitstypes in de onderliggende laag A.

3.3.5. De halfartesische laag B

Deze laag is uitsluitend opgebouwd uit schelphoudend fijn zand K9,1, dat soms een weinig leemhoudend is. De dikte ervan bedraagt een kleine tien meters in het noordwesten van het duingebied en neemt in de regel geleidelijk af naar het zuiden en vooral naar het oosten. In het uiterste noordoosten van het duingebied wigt deze zandlaag uit.

Nochtans kan B plaatselijk de onderliggende laag A' sterk ravineren, zodat dikten tot 12 m kunnen worden opgetekend. Dit is vooral het geval in een zuidwest-noordoost gerichte zone die vanuit het centrale gedeelte van het duingebied tot tegen de badplaats Wenduine reikt (zie ook zoneringskaart).

3.3.6. De halfdoorlatende laag B'

De kleiige en lemige afzettingen, die meestal aan de top van K9 voorkomen, vormen een tweede halfdoorlatende laag, waarvan dikte en samenstelling weerom volgens een zeer grillig patroon verlopen.

In het noordoosten van het duingebied bestaat B' uit een paar meters klei K9,3, die rechtstreeks rusten op de halfdoorlatende laag A'. Verder naar het zuiden en vooral naar het westen ziet men de dikte van deze kleilaag geleidelijk afnemen, aldus de plaats ruimend voor de halfartesische laag B.

In het westen van het duingebied bestaat B' uit niet meer dan een paar decimeters fijnzandhoudende klei, en werd in de meest zeewaarts gelegen boringen zelfs helemaal niet meer aangetroffen.

De dikte en faciëswisselingen van B' verklaren ten dele het reliëf in de grondwatertafel (zie fig. 4.54-61).

3.3.7. De_freatische_laag_C

In de lateraal zeer homogene, goed doorlatende duinzandlaag K10 vormt het geïnfiltreerde water een dunne, freatische watervoerende laag. Door de seizoenschommelingen varieert de dikte van het verzadigde gedeelte van de duinzandlaag in de loop van het jaar. Zelfs in periodes van hoge grondwaterstand wordt evenwel nergens drie meters overschreden.

In de polders bevindt de grondwatertafel zich in de halfdoorlatende laag B', nl. in de kleilaag K9,3. Van de freatische laag C is daar dus geen sprake meer.

4. STIJGHOOGTEWAARNEMINGEN

4.1. Algemeen

Vloeistoffen stromen doorheen poreuze media van plaatsen met hogere energie naar plaatsen met lagere energie. Deze stroming is rechtstreeks evenredig met het energieverlies over de afgelegde weg. De totale energie van een volume-element vloeistof wordt grotendeels bepaald door het niveau waarop het zich bevindt en door zijn druk. De snelheid is meestal dermate laag dat de kinetische energieterm kan worden verwaarloosd.

De hydraulische potentiaal Φ is de energie per massa-eenheid vloeistof in een punt van het poreuze medium :

$$\Phi = gz + \int_{p_o}^{p} \frac{dp}{\rho(p)} \qquad (L^2T^{-2}) \qquad (4.1)$$

p is de druk van de vloeistof (dichtheid ρ) in een punt op een hoogte z boven een willekeurig referentieoppervlak met druk p_o.

Drukt men de energie uit per gewichtseenheid en beschouwt men konstante dichtheid, dan bekomt men de stijghoogte ϕ :

$$\phi = z + \frac{p}{\rho g} \qquad (L) \qquad (4.2)$$

Deze grootheid biedt het voordeel te worden uitgedrukt in een eenvoudige dimensie (L) en kan dus op het terrein rechtstreeks worden gemeten. De eerste term in vergelijking 4.2 is de hoogte van het punt t.o.v. het referentieoppervlak en wordt daarom de plaatshoogte genoemd. De tweede term wordt bepaald door de vloeistofdruk; het is de drukhoogte, en stemt overeen met de lengte van de vloeistofkolom in een piëzometer neergelaten in het punt.

Stijghoogtewaarnemingen zijn essentieel bij het bestuderen van de dynamiek van een grondwaterbekken. Het stijghoogteverhang bepaalt immers de grondwaterstromingen.

Stijghoogtevariaties in de tijd beantwoorden steeds aan wijzigingen van de randvoorwaarden van het reservoir.

4.2. De hydrologische waarnemingspunten

55 boringen (2.1.2) werden uitgebouwd tot permanente hydrologische waarnemingspunten. Daartoe werden in de boorgaten één of meer piëzometers tot op de gewenste diepte(n) neergelaten. Ze bestaan uit P.V.C.-filterelementen van 1 m lengte en 40 mm diameter, met erop aansluitende bronbuizen. Een overzicht van de waarnemingspunten vindt men in bijlage 4.

De ligging van de punten werd nauwkeurig opgemeten en op kaart gebracht (fig. 4.37). Tevens werd door waterpassing de absolute hoogte van de toppen der bronbuizen bepaald. Daardoor konden de grondwaterpeilen, gemeten als diepten t.o.v. de top van de bronbuis, worden omgezet in stijghoogten t.o.v. een vast referentieoppervlak (0 m T.A.W.).

4.3. Stijghoogteverloop over de periode april 1980-oktober 1983

4.3.1. Metingen

Vanaf april 1980 werden de stijghoogten op het einde van elke maand opgemeten in alle beschikbare waarnemingspunten. Vanaf einde september 1981 waren dat er 55. Op grond van analogie in stijghoogteschommelingen tussen naburige punten werd vanaf mei 1982 het meetprogramma beperkt tot 40 punten. Deze maandelijkse metingen worden thans nog verdergezet. Vooral in potentiële waterwingebieden is de kennis van de voortdurende evolutie van de stijghoogte onontbeerlijk.

De metingen werden verwerkt tot tijd-stijghoogtegrafieken. In fig. 4.1 tot 4.36 worden deze voorgesteld per hydrogeologische eenheid en volgens morfografisch(sub)gebied.

4.3.2. Bespreking

4.3.2.1. Algemeen

De tijd-stijghoogtegrafieken vertonen eerst-orde-schommelingen met een periode van ongeveer één jaar. Daarop zijn kortdurende, min of meer onregelmatige schommelingen gesuperponeerd. Deze zorgen voor een detailstruktuur die van (sub)gebied tot (sub)gebied of zelfs van punt to punt variëren.

De kurven verlopen het meest regelmatig in de ondiepe piëzometers (lagen B en C) in de hooggelegen duingebieden. Karakteristiek hiervoor is de kurve van 47HB7 (fig. 4.5) op het westelijke paraboolduin. Vier zomerhalfjaren met regelmatige stijghoogtedaling wisselen af met drie winterhalfjaren met - eveneens regelmatige - stijging. De zeer natte periode juni-juli 1980 vormt de enige belangrijke afwijking.

In de lager gelegen pannengebieden en zuidelijke duinrand vertoont het stijghoogteverloop een meer opvallende detailstruktuur. Voorbeelden voor deze subgebieden zijn respektievelijk de kurven van 48HB16 (fig. 4.22) en 47HB5 fig. 4.28). De in de meeste gevallen waarneembare schommelingen van korte duur zijn de maxima in juli 1980, mei 1981 en mei 1983 en het minimum in februari 1981, soms ook in november 1981.

In de polders zijn de eerste-orde-schommelingen grotendeels ondergeschikt aan schommelingen van kortere duur. Het stijghoogteverloop neemt er een zaagtandpatroon aan (fig. 4.31-4.35). Ook in het verloop van het slootpeil vallen de kortdurende fluktuaties meer op dan de eerste-orde-schommelingen (fig. 4.34).

In het meest zeewaartse gedeelte van de duinen vertoont het stijghoogteverloop onregelmatigheden als gevolg van de getijdewerking (fig. 4.11). Dit effekt doet zich, in de diepe piëzometers (laag A) ook verder landinwaarts voor (48HB30F1 op fig. 4.16).

Onder het hoog strand blijven de eerste-orde-fluktuaties zeer beperkt. Naast de halfdagelijkse getijde-cyclus zorgen tevens periodes van springtij en noordwester-storm voor onregelmatigheden in het stijghoogteverloop. Op fig. 4.27 ziet men in november 1981 een duidelijk maximum, daar waar men op dit tijdstip elders eerder een minimum aantreft. Dit wordt veroorzaakt door zeewater dat op het hoog strand is geïnfiltreerd tijdens enkele dagen stormweer.

4.3.2.2. Interpretatie

De eerste-orde-schommelingen hebben een periode van ongeveer een jaar. Ze zijn het gevolg van de afwisseling van periodes van grondwateraanvulling en periodes van grondwater-afvloei, nagenoeg overeenkomend met respektievelijk het winter- en het zomerhalfjaar; vandaar de benaming seizoenschommelingen.

Gedurende de winter komt het grootste gedeelte van de neerslag de grondwatervoorraad ten goede. De stijghoogten nemen toe en streven naar een evenwicht met de voeding door de regenneerslag.

De verhoogde evapotranspiratie zorgt ervoor dat tijdens de zomer de neerslag grotendeels terugkeert naar de atmosfeer, eventueel na een kort verblijf in de bovenste bodemlaag. Het grondwaterreservoir blijft zodoende verstoken van verdere aanvulling. Ondertussen vloeit grondwater af naar gebieden met lagere stijghoogte. Er is een tekort op de grondwaterbalans van het reservoir, wat zich uit in een stijghoogteverlies.

Wanneer de evapotranspiratie gedurende het zomer-halfjaar groter wordt dan de neerslag ontstaat een tekort op de bodemwaterbalans in de onverzadigde zone. De vegetatie zal in de eerste plaats de waterreserves in deze onverzadigde zone aanspreken. Ligt de grondwatertafel echter ondiep (ca. <1,5 m), dan grijpt tevens nalevering van grondwater naar de atmosfeer plaats. Dit veroorzaakt een bijkomende daling

van de grondwatertafel. In hoge duingebieden daarentegen is de grondwatertafel door een voldoende dikke aeratiezone beschut tegen evapotranspiratie. Deze invloed van de topografie blijkt uit de onderstaande tabel, waarin voor een laag en een hoog duingebied het gemiddelde van de seizoenfluktuatiegrootte van de grondwatertafel wordt weergegeven. Voor de fluktuatiegrootte neemt men de vertikale afstand tussen een minimum en het erop volgende maximum.

Tabel 4.1 - Gemiddelde grootte van de jaarlijkse grondwaterpeilstijging ($\Delta\phi$) in twee subgebieden van de duinen

WESTELIJK PANNENGEBIED			WESTELIJK PARABOOLDUIN		
afstand (m) tot kust	polders	$\Delta\phi$ (cm)	afstand (m) tot kust	polders	$\Delta\phi$ (cm)
90	700	31	100	650	31
100	650	31	450	280	37
240	700	46	450	250	37
290	490	46	500	350	40
540	440	58	830	100	50
730	250	53			
850	100	48			

Anderzijds bereikt het infiltrerend neerslagwater sneller de watertafel in laaggelegen gebieden dan in de hoge duinen. In hooggelegen duingebieden treedt het tijdstip van hoogste grondwaterstand dan ook met een of twee maanden vertraging op t.o.v. dit in laaggelegen duingebieden zoals blijkt uit het stijghoogteverloop in 48HB19F2 (oostelijk paraboolduin) en dit in 48HB47F2 (oostelijk pannengebied), resp. fig. 4.25 en 4.83. De vertraging van de minima is minder systematisch.

Verder blijkt uit tabel 4.1 dat de seizoenfluktuatiegrootte wordt beperkt door de nabijheid van de zee. Onder de hoogwaterlijn zijn de seizoenfluktuaties immers haast onbestaande. Nabij de polders daarentegen worden de seizoenfluktuaties nauwelijks gedempt. De polders vertonen immers zelf een afwisseling van hoge (winter-) grondwaterstand en lage (zomer-) grondwaterstand.

De grootste seizoenfluktuaties treft men dan ook aan in de duinpannen op een afstand van de hoogwaterlijn van ongeveer twee derden van de breedte van het duinmassief. Voorbeelden zijn 48HB35F3 in de Zandpanne met gemiddeld 79 cm stijging (fig. 4.14) en 48HB16 in het oostelijk pannengebied met gemiddeld 66 cm stijging (fig. 4.22).

Een goede drainage beperkt de seizoenfluktuaties en wist ook grotendeels de schommelingen van kortere duur uit. Dat blijkt uit de vergelijking van 48HB13 en 48HB18 (fig. 4.24), die beide langs de zuidelijke duinrand zijn gelegen. Het laatstgenoemd waarnemingspunt ligt naast een gedraineerde akker waardoor de stijghoogteschommeling duidelijk kleiner is.

De stijghoogtefluktuaties van kortere duur beantwoorden meestal aan relatief snelle veranderingen in meteorologische omstandigheden. Droge periodes in het winterhalfjaar kunnen de grondwateraanvulling tijdelijk remmen door grondwaterafvloei, waardoor de stijghoogte daalt (februari 1981). Intense regenval gedurende het zomerhalfjaar kan daarentegen de evapotranspiratie overtreffen, zodat een korte periode van grondwateraanvulling voorkomt, midden een periode van grondwaterafvloei (juli 1980).

Deze fluktuaties vervagen naarmate het infiltrerende regenwater een langere (vertikale) weg moet afleggen doorheen de aeratiezone alvorens het de watertafel bereikt. Tevens worden de maxima vertraagd, wat weerom blijkt uit de vergelijking van de tijd-stijghoogtegrafieken in paraboolduinen en pannen (48HB19F2 of fig. 4.25 en 48HB47F2 of fig. 4.23).

In de polders daarentegen, waar de watertafel zeer ondiep ligt, reageert de stijghoogte onmiddellijk en zeer duidelijk op plotse meteorologische veranderingen zoals een hevige regenval. Zo ziet men in nagenoeg alle piëzometers in de polders een zeer sterk uitgesproken maximum eind juni 1981, daar waar men in de duinen op dat tijdstip een regelmatige stijghoogtedaling waarneemt.

Tijdens een pompproef (fig. 5.26) is vastgesteld dat de stijghoogte in de halfartesische laag A ter hoogte van het waarnemingspunt 48DB23 door de luchtdruk wordt beïnvloed.

4.4. Regionale stijghoogteverdeling - hydro-isohypsenkaarten

De maandelijks gemeten grondwaterpeilen werden, na omrekening tot stijghoogten t.o.v. het referentieoppervlak van 0 m T.A.W. verwerkt in hydro-isohypsenkaarten. Per watervoerende laag (A, B en C) geven ze de lijnen van gelijke stijghoogte weer en verlenen dus een inzicht in het grondwaterstromingspatroon van het gebied. Tevens verschaffen ze informatie over de hydrogeologische bouw van het reservoir, vooral dan over de verbreiding van de halfdoorlatende lagen.

In de halfartesische laag A dienen de stijghoogten, gemeten in piëzometers, die met brak water gevuld zijn, te worden omgezet in zoetwaterstijghoogten (cfr. hoofdstuk 8). Daartoe vermeerdert men de gemeten stijghoogte met een bedrag, bekomen door de lengte van de vloeistofkolom in de piëzometer te vermenigvuldigen met $(\rho-\rho_f)/\rho_f$ (ρ en ρ_f zijn de dichtheid van respektievelijk het water in de piëzometer en zoet water).

Het (zoetwater)stijghoogteverhang in de laag A is klein (fig. 4.38 tot 4.45). Relatief hoge stijghoogten treft men aan in de gebieden, waar deze laag wordt gevoed. Dit zijn essentieel de zones, waar de halfdoorlatende laag A' weinig ontwikkeld is of althans een kleine hydraulische weerstand vertoont. De langgerekte zuidwest-noordoost gerichte insnijding van de laag K9,1 komt voor een belangrijk deel tussen in de

voeding van laag A (zie vooral fig. 4.42), zodat de waterscheidingslijn tamelijk dicht bij de zuidelijke duinrand ligt. Ten noorden hiervan stroomt het grondwater naar de zee, ten zuiden ervan naar de polders . In de duinen en onder de hoogwaterlijn ligt het piëzometrisch vlak van de laag A onder dit van de bovenliggende watervoerende laag (fig. 4.61), wat wijst op een neerwaartse stroming doorheen de tussenliggende halfdoorlatende laag (A' of A' en B'). Bij gelijke afstand tot de zee en de polders is dit stijghoogteverschil een maat voor de hydraulische weerstand van de halfdoorlatende laag. In de polders daarentegen wordt de halfartesische laag B meestal gedraineerd. Het grondwater dat in laag A lateraal vanuit de duinen vloeit, sijpelt er langzaam opwaarts doorheen de halfdoorlatende laag A' in de halfartesische laag B.

In de halfartesische laag A is het verschil in stijghoogte tussen de noordgrens (hoogwaterlijn) en de zuidgrens (polders) van het duingebied vrij klein. In de lagen B en C is de stijghoogte anderhalve meter hoger aan de noordgrens dan aan de zuidgrens. Daardoor is de waterscheidingslijn zeer sterk zeewaarts opgeschoven. Van de neerslag die op het duingebied valt, stroomt dan ook het grootste deel naar de polders. In de duinen ligt het piëzometrisch vlak van de halfartesische laag B enkele centimeters tot enkele decimeters onder de watertafel (fig. 4.62); dit verschil geeft gedeeltelijk de grootte van de hydraulische weerstand aan van de tussenliggende halfdoorlatende laag (B'). Het geïnfiltreerde neerslagwater stroomt hierdoor naar de laag B.

De vorm van het piëzometrisch vlak van de laag B vertoont een opwelving in het westelijk duingebied, hoofdzakelijk als gevolg van de grotere breedte van het duinmassief. De opwelving in het zeewaartse gedeelte van het middelste paraboolduin en in de Zandpanne houdt verband met de grote hydraulische weerstand van de onderliggende halfdoorlatende laag in die zone.

In de polders ligt de stijghoogte van laag B meestal hoger dan het slootpeil. Het water in deze laag wordt er aangevuld door laterale aanvloei vanuit de duinen en voor een klein gedeelte ook door opwaartse stroming vanuit laag A; het wordt vervolgens gedraineerd door de sloten.

In het uiterste noordoosten van het duingebied ontbreekt de halfartesische laag B.

De vorm van de grondwatertafel (fig. 4.54-4.61) hangt nauw samen met de hydraulische weerstand van de halfdoorlatende laag B'. Naarmate de top van deze laag op een hoger peil ligt, is dat ook het geval voor de grondwatertafel.

De waterscheiding valt grotendeels samen met die van de halfartesische laag B. In het uiterste westen van het gebied kan tijdens de droge periodes (fig. 4.59-4.61) een stroming ontstaan naar een depressie in de grondwatertafel die verband houdt met het (nagenoeg) ontbreken van de halfdoorlatende laag B'.

Daarentegen veroorzaken de hoge hydraulische weerstand en het relatief hoge toppeil van deze laatstgenoemde laag een verheffing van de grondwatertafel in het zeewaartse gedeelte van de Zandpanne. Het sterke reliëf van de watertafel in het uiterste noordoosten van het duingebied is het gevolg van de zeer hoge hydraulische weerstand van de halfdoorlatende lagen B' en A', die er vertikaal op elkaar aansluiten.

Het laagste gedeelte van de Zandpanne komt overeen met een depressie in de grondwatertafel. Dit is vooral merkbaar in periodes van hoger grondwaterstand (fig. 4.58), wanneer die zone wordt gedraineerd door een gracht. Er kan dan zelfs een opwaartse grondwaterstroming ontstaan van de halfartesische laag B naar de freatische laag C (fig. 4.9).

4.5. Waarneming van de getijdeschommelingen

4.5.1. Theorie

In grondwaterreservoirs, die in hydraulische verbinding met de zee staan, vertoont de stijghoogte nabij de kust ritmische schommelingen o.i.v. het getij.

De getijdenwerking veroorzaakt in een oneindig uitgestrekte freatische laag onder de hoogwaterlijn een harmonische stijghoogteschommeling met amplitude A_o. Landinwaarts wordt deze beweging gedempt volgens de betrekking (J. EDELMAN, 1972)

$$A = A_o \, e^{-ax} \qquad (4.3)$$

met

$$a = (S_o.\omega/2kD)^{1/2} \qquad (4.4)$$

waarin A de amplitude voorstelt op een afstand x van de hoogwaterlijn, ω de hoekfrekwentie van de harmonische stijghoogtefluktuatie ($\omega = 2\pi/T$ met T = de periode), kD en S_o respektievelijk de transmissiviteit en de bergingskoëfficiënt nabij de watertafel. Deze parameters worden in hoofdstuk 5 gedefinieerd.

Bovendien loopt de landwaartse voortplanting van de harmonische beweging een faseverschil op gelijk aan ax.

De harmonische stijghoogtefluktuatie in een oneindig uitgestrekte halfartesische laag daarentegen plant zich onmiddellijk voort. De landwaartse demping verloopt er met een faktor

$$a = (1/kDc)^{1/2} \qquad (4.5)$$

waarin c de hydraulische weerstand voorstelt (cfr. hoofdstuk 5). Is de halfartesische laag begrensd door twee halfdoorlatende lagen, dan wordt de demping bepaald door de hydraulische weerstand van de "zwakste" halfdoorlatende laag.

Vermelden we tenslotte nog dat in een oneindig uitgestrekte zuiver artesische laag ($c = \infty$) de ritmische getijdefluktuaties zich theoretisch zonder demping voortplanten.

4.5.2. De metingen

In een dertigtal waarnemingspunten werd de stijghoogte gedurende één getijdecyclus zeer frekwent opgemeten. In de freatische laag C was de totale grootte van de getijdefluktuatie steeds kleiner dan de meetnauwkeurigheid.

Van de halfartesische lagen A en B is de totale getijdefluktuatiegrootte (2A) weergegeven op fig. 4.64 en 4.65.

4.5.3. Bespreking

Voor wat de halfartesische laag A betreft neemt men over heel het duingebied een meetbare getijdefluktuatie waar. Zowel in het oosten, in het centrum als in het westen van het gebied wordt deze beweging landwaarts ongeveer even sterk gedempt. Er treedt nagenoeg geen faseverschil op. De waarde voor kDc, die men uit de demping kan berekenen stemt overeen met een gemiddelde waarde voor heel het gebied. Hij bedraagt ongeveer 10^5 m^2.

In de halfartesisch laag B vertoont de getijdeschommeling eveneens nagenoeg geen faseverschil. De fluktuatiegrootte is er evenwel kleiner dan in de halfartesische laag A. Bovendien kan de demping er veel sterker van plaats tot plaats wisselen.

Hierbij treedt de ogenschijnlijk paradoxale situatie op waarbij de stijghoogteschommelingen verder landwaarts groter zijn dan deze op beperkte afstand van de hoogwaterlijn. Zo zijn de fluktuaties in het landwaartse gedeelte van het westelijke paraboolduin groter dan deze in het verder zeewaarts gelegen westelijke pannengebied. Dit wordt verklaard door de horizontale verandering van de hydraulische weerstand in de halfdoorlatende laag B'. In de omgeving van de Zandpanne komt immers over de volledige breedte van het duingebied een zone met hoge hydraulische weerstand voor, welke een uitstulping naar het westen vertoont, tot onder het westelijke paraboolduin.

Hier worden de getijdefluktuaties in de onderliggende halfartesische laag B minder gedempt dan in het westelijke pannengebied, waar de halfdoorlatende laag B' nagenoeg ontbreekt.

De grootste getijdeschommelingen in de laag B treft men aan in de Zandpanne. Niettemin neemt men ook hier, evenals trouwens in het meer oostelijk gelegen duingebied, op enkele honderden meters van de hoogwaterlijn een landwaartse toename van de getijdeschommelingen waar. Deze toename treedt op in de zone waar de dikte van de halfdoorlatende laag A' klein is tengevolge van het sterk ravinerend karakter van de afzetting van Duinkerke (laag B). De harmonische stijghoogtebeweging, die zich door de laag B voortplant, wordt er van onderen uit versterkt door de (grotere) getijdefluktuatie in de laag A. De geringe hydraulische weerstand van de tussenliggende halfdoorlatende laag A' laat een opwaartse voortplanting van de harmonische getijdenbeweging van A naar B toe.

4.5.4. Besluit

Daar aan de basisveronderstelling van de vergelijkingen 4.3 tot 4.5 (oneindig uitgestrekte lagen) in dit duingebied zelfs bij benadering niet is voldaan, dient de waarde van de hydraulische parameters, welke men uit deze vergelijkingen zou afleiden, met het nodige voorbehoud te worden behandeld. Wel laat de interpretatie van de grootte der getijdefluktuaties toe om in de halfdoorlatende lagen zones met grotere en met kleinere hydraulische weerstand te onderscheiden. Die informatie samen met de resultaten van pompproeven, de interpretatie van hydro-isohypsenkaarten (4.4), de boorprofielen en de berekeningen van de doorlatendheid uit de granulometrie (2.1.3.4.4) laat toe een benaderend kwantitatief beeld aangaande de regionale verdeling van de hydraulische parameters, inzonderheid van de hydraulische weerstand, te verkrijgen.

5. POMPPROEVEN

5.1. Inleiding

De resultaten van de granulometrische analyse laten toe om via verschillende empirische methodes de hydraulische doorlatendheid van een grondsoort te schatten (2.1.3.4.4). Daar deze methodes geen rekening houden met de struktuur en de gelaagdheid van de formatie, zijn in-situ metingen vereist om meer betrouwbare waarden voor de hydraulische parameters te bekomen.

De halfartesische laag B werd bemalen tijdens een korte pompproef, daar waar gedurende twee langere proeven de halfartesische laag A werd aangepompt.

Volledigheidshalve dient hierbij een eerder in het studiegebied verrichte pompproef (M. VANDOOLAEGHE, 1974) te worden vermeld. De resultaten ervan zijn evenwel minder betrouwbaar. Na de proef bleek immers dat de pompput over verschillende meters was dichtgeslibd, zodat deze laatste gedurende een onbepaalde periode slechts over een gedeelte van zijn lengte efficiënt was. Bovendien is gebleken dat de proef, bij gebrek aan een goede voorafgaande kennis van de ondergrond van de omgeving, op een nogal ongelukkige plaats werd uitgevoerd, nl. op slechts een tiental meters ten zuiden van de grens van de noordoostelijke veenplaat. Binnen het invloedsareaal van de afpomping mochten dus grote verschillen in hydrogeologische gesteldheid van het reservoir worden verwacht.

5.2. Hydraulische parameters

5.2.1. De transmissiviteit

De transmissiviteit (T, dimensie $L\ T^{-1}$) is de hoeveelheid vloeistof die, onder eenheidsverhang en per tijdseenheid, stroomt doorheen een dwarsdoorsnede van eenheidsbreedte, genomen over de totale dikte van de watervoerende laag. Anders geformuleerd is T het produkt van de (verzadigde) dikte van de watervoerende laag en de hydraulische doorlatend-

heid (2.1.3.4.4). De transmissiviteit wordt dan ook meestal voorgesteld door de notatie kD.

5.2.2. De bergingskoëfficiënt

De elastische bergingskoëfficiënt (S, dimensieloos) van een (half) artesische watervoerende laag wordt gedefinieerd als de hoeveelheid vloeistof, die per eenheid van oppervlakte wordt afgegeven of opgeborgen bij een eenheidsverlaging, resp. verhoging, van het piëzometrische vlak.

Deze opname of afgifte van poriënvloeistof is het resultaat van de elastische samendrukbaarheid van watervoerende laag en vloeistof. De elastische bergingskoëfficiënt is evenredig met de dikte van de watervoerende laag.

De ontwatering van freatische lagen gebeurt essentieel door zwaartekrachtsdrainage en wordt weergegeven door de bergingskoëfficiënt nabij de watertafel (S_o, dimensieloos). Deze voor freatische lagen kenmerkende grootheid stelt de hoeveelheid vloeistof voor, die door de laag wordt afgegeven of opgenomen bij een eenheidsverlaging,resp. -verhoging, van de watertafel. S_o varieert onafhankelijk van de dikte van de freatische laag en is na een voldoende lange periode van afpomping bij benadering gelijk aan de effektieve porositeit. Zijn waarde ligt enkele orden van grootte hoger als die van de elastische bergingskoëfficiënt.

5.2.3. De hydraulische weerstand

De hydraulische weerstand (c, dimensie T) is een eigenschap van de halfdoorlatende lagen en is een maat voor de weerstand die dergelijke lagen bieden tegen vertikale stroming. Zodoende bepaalt c de intensiteit van het opwaarts of neerwaarts lekken van grondwater doorheen een halfdoorlatende laag naar een halfartesische laag. Deze grootheid wordt gedefinieerd door D/k_v, waarbij D de dikte en k_v de vertikale hydraulische doorlatendheid van de halfdoorlatende laag voorstellen. Bij een zuiver artesische laag is $c = \infty$ ($k_v = o$).

5.2.4. De lekfaktor

De lekfaktor, gedefinieerd als $L = \sqrt{kDc}$ (dimensie L), geeft de verdeling van het lekken naar een halfartesische laag weer. Zodoende bepaalt hij de herkomst van het water, opgepompt in een put, die een halfartesische laag aansnijdt. Hoge L-waarden treden op als de weerstand tegen stroming groot is in de halfdoorlatende laag (hoge c-waarde) bij een grote transmissiviteit in de halfartesische laag (hoge kD-waarde). In dit geval is de invloed van het lekken klein.

5.3. Pompproef 48HB33

5.3.1. Plaats en hydrogeologische gesteldheid

Een korte pompproef werd uitgevoerd in het centrale gedeelte van de oude afvalwaterinstallatie, de Zandpanne. De proef had tot doel de hydraulische parameters van de halfartesische laag B en van de halfdoorlatende laag B' te bepalen. De laag B komt er voor tussen de peilen +2,00 m en -1,00 m (fig. 5.1) en bestaat uit grijs, schelphoudend fijn zand K9,1. Hij wordt bedekt door een 1,10 m dik, hoofdzakelijk kleiig pakket K9,3, dat de laag B' vormt. De oppervlakkige duinzandlaag, hier ongeveer 4 m dik, bevat de watertafel, die in rusttoestand gemiddeld 30 cm boven het piëzometrisch vlak van de laag B ligt. Laatstgenoemde laag is onderaan begrensd door de halfdoorlatende laag A', die hier het oppervlakteveen bevat. Er mocht dan ook worden aangenomen dat de hydraulische weerstand van A' beduidend groter is dan die van B'.

Zowel de pompput als de waarnemingsputten werden voorzien van filterelementen met erop aansluitende bronbuizen van kleine diameter (40 mm). Op twee afstanden van de pompput werden telkens twee piëzometers geplaatst : een diepere, die de aangepompte halfartesische laag B bereikt, en een ondiepe, waarvan het filterelement zich bevindt in de freatische laag C. De pompput zelf is voorzien van een filterelement dat de halfartesische laag B over de volledige dikte aansnijdt. Tabel 5.1 geeft de peilen van de filterelementen weer, alsmede de afstanden van de piëzometers tot de pompput.

Tabel 5.1 - Overzicht van de piëzometers aangewend bij de pompproef 48HB33

nr. piëzometer	afstand tot pompput	peil filterelement
48HB31F1	5,50	-1,00/0,00
48HB31F2	5,50	+3,00/+4,00
48HB32F1	2,35	-1,20/+0,80
48HB32F2	2,35	+3,00/+4,00
48HB33	0,00	-1,00/+2,20

5.3.2. Uitvoering

Op 26 maart 1981 werd de pompput 48HB33 bemalen gedurende een periode van 165 minuten. Het gemiddelde debiet bedroeg 0,8 m^3/u. Via een 50 m lange afvoerleiding werd het opgepompt water verwijderd uit de onmiddellijke omgeving van de pompput, waarna het in het duinzand infiltreerde.

De daling van het grondwaterpeil tijdens de pompperiode, en de na het stilleggen van de pomp optredende stijging, werden gevolgd in de beide waarnemingspunten nabij de pompput. Tevens werd geregeld het peil opgenomen in de waarnemingspunten 48HB30 en 48HB5, gelegen op resp. 75 m en 150 m in zeewaartse richting van de pompput.

5.3.3. Verwerking van de gegevens

Voor de berekening van de hydraulische parameters werden alleen de metingen op de piëzometers 48HB31F1 en 48HB32F1 weerhouden. Op 75 m en 150 m afstand van de pompput (waarnemingspunten 48HB30 en 48HB5) zijn de peildalingen dermate klein, dat ze niet meer met voldoende nauwkeurigheid kunnen worden onderscheiden van de peilschommelingen o.i.v. de getijden. Bovendien bleek de laag B' een zo grote weerstand tegen vertikale stroming te bieden, dat in de ondiepe piëzometers 48HB31F2 en 48HB32F2 geen peildaling kon worden waargenomen.

De gemeten peilveranderingen werden gekorrigeerd voor de ritmische getijdenbewegingen. De schommelingen van het piëzometrisch vlak o.i.v. het getij vertoonden in de piëzometers

48HB31F1 en 48HB32F1 op de dag van de pompproef een dubbele amplitude (2A) van 4 cm. Dit komt overeen met resp. 12 % en 9 % van de peildaling, die in deze beide piëzometers werd opgemeten bij het stilleggen van de pomp.

De verbeterde waarden werden geïnterpreteerd volgens de methode van WALTON (fig. 5.2 en 5.3) en volgens de eerste methode van HANTUSH (fig. 5.4 en 5.5). Dit leverde waarden op voor de transmissiviteit (kD) en voor de elastische bergingskoëfficiënt (S) van de aangepompte halfartesische laag B, alsook waarden voor de lekfaktor (L) en voor de hydraulische weerstand (c).

Het lekken in een halfartesische laag die bovenaan en onderaan wordt begrensd door halfdoorlatende lagen met respektievelijke hydraulische weerstanden c_1 en c_2, wordt bepaald door de resulterende hydraulische weerstand c, gegeven door

$$\frac{1}{c} = \frac{1}{c_1} + \frac{1}{c_2} \qquad (5.1)$$

Wanneer $c_1 >> c_2$ wordt $c \simeq c_2$, wat betekent dat het lekken in de halfartesische laag bijna volledig vanuit de laag met de kleinste hydraulische weerstand gebeurt. Daar op grond van zijn dikte en samenstelling mag worden aangenomen dat de halfdoorlatende laag A' een beduidend grotere hydraulische weerstand heeft dan de halfdoorlatende laag B', komt de uit de pompproef afgeleide c-waarde in goede benadering overeen met deze van de "zwakkere" halfdoorlatende laag B'.

De verbeterde waarden voor de restverlaging werden tenslotte geïnterpreteerd volgens de methode van THEIS (fig. 5.6 en 5.7). De transmissiviteitswaarden van de halfartesische laag B, die met deze methode werden gevonden, zijn enkel richtinggevend.

De waarden van de hydraulische parameters die werden verkregen aan de hand van metingen op de beide piëzometers, verwerkt volgens verschillende methodes, zijn in onderstaande tabel weergegeven.

Tabel 5.2 - Hydraulische parameters van de lagen B en B', bekomen uit de pompproef 48HB33

Methode	Piëzometer	kD(m d^{-1})	S(dimensie-loos)	L(m)	c(d)
WALTON	48HB31F1	13,9	$1,59x10^{-4}$	73,3	387
	48HB32F1	13,2	$2,32x10^{-4}$	94,0	670
HANTUSH-I	48HB31F1	26,0	$1,47x10^{-4}$	141,0	766
	48HB32F1	23,3	$5,39x10^{-4}$	94,0	379
THEIS (restverlaging)	48HB31F1	29,3			
	48HB32F1	23,4			

5.4. Pompproef 48DB19

5.4.1. Plaats en hydrogeologische gesteldheid

Deze proef werd uitgevoerd in het centrale duingebied, langs de noordoostrand van de voormalige afvalwaterinstallatie. Net als de kleine pompproef 48HB33 gebeurde hij op de noordoostelijke veenplaat.

Het ondoorlatend substraat, bestaande uit bladerige klei T3, treft men aan op het peil -26,6 m (fig. 5.8). De halfartesische laag A is op deze plaats komplex van opbouw. Goed doorlatende niveaus worden gevormd door de lagen K1, K2,2, K3 en K4, resp. 3,5, 3, 3 en 1,7 m dik. De laag sterk leemhoudend zeer fijn zand K2,1 is in de omgeving van de pompproef ongeveer 5 m dik. Zijn hydraulische doorlatendheid kan op grond van de granulometrische gegevens worden geschat op minder dan 10^{-2} m/dag. Gezien zijn plaatselijk karakter werd deze laag toch niet als een afzonderlijke hydrogeologische eenheid afgebakend. Verwacht mocht worden dat door zijn aanwezigheid de transmissiviteit van A beperkt blijft tot een relatief lage waarde.

De halfdoorlatende laag A' is op de plaats van deze pompproef goed ontwikkeld. Hij komt voor tussen de peilen -1,4 en -10,4 m en bevat niet alleen het oppervlakteveen K8,1, dat er bedekt is met een laagje sterk humushoudende leem K8,2, maar tevens de kleilaag K7,3, en het zand-leem-veenkomplex K5.

De halfartesische laag B is ca. 3 m dik en bestaat, zoals overal, uit schelphoudend fijn zand K9,1. Daarop komt tussen de peilen +1,60 en +3,10 m een laag klei K9,3 en leemhoudend fijn zand K10,2 voor, die de halfdoorlatende laag B' vormen. Tenslotte komt in de hier ca. 3,5 m dikke duinzandlaag K10,1 (de freatische laag C) de grondwatertafel voor, die zich gemiddeld ca. 1,5 m boven de top van de halfdoorlatende laag B' bevindt. Het peil van de grondwatertafel ligt in rusttoestand 20 cm boven dit van het piëzometrisch vlak van de halfartesische laag B en 1,5 m boven dit van de halfartesische laag A.

De pompput 48DB19 (boring 8.69) heeft een diameter van 90 mm. Er werden filterelementen geplaatst tussen de peilen -11,4 m en -16,4 m en -22,4 m en -25,6 m. Ter hoogte van de slecht doorlatende afzetting K2,1 werd een volle buis geplaatst, daar het sterk leemhoudend zeer fijn zand weinig water zal afgeven. De ruimte tussen de boorgatwand en de pompput werd opgevuld met gekalibreerd zand ter hoogte van de filterelementen en met een kleistop ter hoogte van de halfdoorlatende lagen.

Op 10 en 25 m afstand van de pompput werden telkens een reeks piëzometers (Ø 40 mm) geplaatst, waarvan de 1 m lange filterelementen de onderscheiden watervoerende lagen aansnijden.

Bovendien stonden reeds eerder geplaatste piëzometers ter beschikking om de peilveranderingen, optredend tijdens de proef, te volgen. Tabel 5.3 geeft een overzicht van alle piëzometers, die in het meetprogramma werden opgenomen. Hun ligging is aangegeven op fig. 5.8.

Tabel 5.3 - Overzicht van de piëzometers, aangewend bij de pompproef 48DB19

nr. piëzometer	afstand tot pompput (m)	peil filter (m T.A.W.)	aangesneden watervoerende laag
48SB3F1	10	-13,0/-14,0	A
F2	10	- 0,3/- 1,3	B
F3	10	+ 3,7/+ 2,7	C
48SB4F1	25	-22,0/-23,0	A
F2	25	-13,0/-14,0	A
F3	25	- 0,2/- 1,2	B
F4	25	+ 3,8/+ 2,3	C
48HB8F1	242	- 1,3/- 0,3	B
F2	242	+ 3,6/+ 2,6	C
48HB9F1	174	+ 1,1/+ 0,1	B
F2	174	+ 3,4/+ 2,4	C
48DB14F1	206	-24,9/-25,9	A
F3	206	- 8,0/- 9,0	A
F4	206	+ 0,1/- 0,9	B
48HB30F1	235	- 8,4/- 9,4	A
F2	235	+ 0,7/- 1,3	B
F3	235	+ 4,8/+ 3,8	C

5.4.2. Uitvoering

Op 6 januari 1982 werd de bemaling van de pompput 48DB19 aangevat. Het aanvangsdebiet van 5,10 m^3/u was na 24 uur afgenomen tot 4,98 m^3/u en na 48 uur tot 4,91 m^3/u om vervolgens nog slechts een zeer geringe afname tot 4,89 m^3/u juist vóór het stilleggen van de pomp (na 120 u) te vertonen. Het gemiddeld debiet over het volledig verloop van de proef bedroeg aldus 4,90 m^3/u.

Het opgepompte water werd via een 450 m lange persleiding weggevoerd en in het rioleringsnet geloosd.

Gedurende de 5 dagen lange afpompingsperiode en gedurende de 6 dagen, volgend op het stilleggen van de pomp, werd het grondwaterpeil frekwent opgenomen in de in tabel 5.3 weergegeven piëzometers. Teneinde de peilveranderingen onder invloed van de ritmische getijdebewegingen te kunnen uitschakelen, werden daags vóór het starten en daags na het stilleggen van de pomp de getijdenfluktuaties gevolgd in diezelfde piëzometers.

5.4.3. Verwerking van de gegevens

Vooraleer men kan overgaan tot de berekening van de hydraulische parameters volgens de bestaande methodes, moet men bij een pompproef van relatief lange duur een aantal verbeteringen aanbrengen aan de gemeten grondwaterpeilen.

Iedere gemeten peilverlaging diende vermeerderd of verminderd te worden met de peilverandering, veroorzaakt door de getijdebeweging, al naargelang deze laatste positief of negatief was t.o.v. het gemiddelde. Eenmaal deze getijde-invloed uitgeschakeld, diende nog een verbetering te worden ingevoerd voor de peilverandering onder invloed van de natuurlijke grondwateraanvulling of -afvloei.

Oorspronkelijk was het de bedoeling om de piëzometers 48HB30 en 48DB14 te laten fungeren als "getuigeputten", d.w.z. piëzometers die voldoende ver van de pompput verwijderd zijn, zodat alle erin waargenomen peilveranderingen onafhankelijk zijn van de invloed van de afpomping. Spoedig bleek evenwel dat het invloedsareaal van de pompput zo groot was, dat de pomping ook in deze putten een peilverlaging veroorzaakte.

Daarom werd verondersteld dat gedurende het verloop van de volledige proef een natuurlijke afvloei plaatsgreep, resulterend in een regelmatige daling van het grondwaterpeil. Al die tijd heersten immers koude, droge meteorologische omstandigheden. In de piëzometers die de halfartesische laag A aansnijden, lag het aanvangspeil 10 à 20 cm hoger, dan het peil, waargenomen 6 dagen na het stilleggen van de pomp, tijd-

stip waarop werd aangenomen dat de invloed van de voorafgaande afpomping ruimschoots was uitgewerkt.

Tussen beide bovenvermelde peilen werd lineair geinterpoleerd om de invloed van de natuurlijke afvloei te bepalen. De gevonden waarden werden telkens opgeteld bij het overeenstemmende waargenomen grondwaterpeil, dus afgetrokken van de verlagings- of restverlagingswaarden.

Uit de aangepaste peilverlagingen werden de hydraulische parameters van de halfartesische laag A en van de halfdoorlatende laag A' berekend volgens de methode van WALTON (fig. 5.9-13) en volgens de eerste methode van HANTUSH (fig. 5.14-18). Uit de restverlagingswaarden werd tenslotte volgens de methode van THEIS de transmissiviteit van de laag A berekend (fig. 5.19-24). Deze laatste resultaten zijn enkel richtinggevend.

De waarden voor de hydraulische parameters, die volgens de verschillende methodes in de diverse piëzometers werden gevonden, zijn weergegeven in tabel 5.4. Geen enkele van de piëzometers, die de halfartesische laag B of de freatische laag C aansnijden, vertoonde zelfs na 120 uren afpomping ook maar de geringste peildaling. Dit liet reeds vóór de kwantitatieve interpretatie van de proef een aanzienlijke hydraulische weerstand voor de halfdoorlatende laag A' veronderstellen.

De relatief hoge waarden voor de hydraulische weerstand van de halfdoorlatende laag A', worden veroorzaakt door de kleilaag K7,3 en vooral door het oppervlakteveen K8. Deze c-waarden zijn trouwens duidelijk kleiner nabij de piëzometer 48DB14F1 waar K7,3 en K8 ontbreken.

M. VANDOOLAEGHE (1974) beschouwde het kwartaire grondwaterreservoir nabij 48DB14 als een zuiver freatische laag. Hij vond er volgens de methodes van THEIS, JACOB en CHOW voor het volledig pakket transmissiviteitswaarden begrepen tussen 65,2 en 194,0 m /dag (gemiddelde 118 m /dag) en waarden voor de bergingskoëfficiënt variërend van $5,4 \times 10^{-4}$ tot $5,2 \times 10^{-2}$.

Tabel 5.4 - Hydraulische parameters van de lagen A en A', bekomen uit de pompproef 48DB19

Methode	Piëzometer	kD ($m^2 d^{-1}$)	S (dimensieloos)	L(m)	c(d)
WALTON	48SB3F1	85	$2,4 \times 10^{-4}$	1000	11750
	48SB4F1	103	$1,8 \times 10^{-3}$	1000	9750
	48SB4F2	87	$5,7 \times 10^{-4}$	1000	11494
	48HB30F1	70	$6,8 \times 10^{-4}$	783	8758
	48DB14F1	94	$5,3 \times 10^{-4}$	589	3691
HANTUSH-I	48SB3F1	107	$4,0 \times 10^{-4}$	1000	9346
	48SB4F1	125	$2,3 \times 10^{-4}$	862	5944
	48SB4F2	104	$3,5 \times 10^{-4}$	1087	11361
	48HB30F1	80	$3,1 \times 10^{-4}$	758	7182
	48DB14F1	103	$3,7 \times 10^{-4}$	542	2852
THEIS (restverlaging)	48SB3F1	94			
	48SB4F1	94			
	48SB4F2	109			
	48HB30F1	74			
	48DB14F1	107			

5.5. Pompproef 47DB3

5.5.1. Plaats en hydrogeologische gesteldheid

Met deze proef, die werd uitgevoerd langs de westelijke rand van het meest westelijke paraboolduin in het duingebied, werd, evenals bij de pompproef 48DB19, beoogd om de hydraulische parameters van de halfartesische laag A en van de halfdoorlatende laag A' te bepalen.

De litostratigrafische bouw van het kwartaire grondwaterreservoir (fig. 5.25) is op die plaats duidelijk verschillend van die in de omgeving van beide andere pompproeven. De halfartesische laag A, hier ruim 25 m dik, bestaat uitsluitend uit grijs fijn zand K6. Dit wordt bedekt door 8 m sterk leemhoudend fijn zand met kleilaagjes K7,2, dat de halfdoorlatende laag A' vormt. De halfartesische laag B bestaat hier, zoals overal elders in het studiegebied, uit grijs, schelphoudend fijn zand K9,1, dat een dikte van 7 m vertoont. Daarop volgt

70 cm fijnzandhoudende klei K9,3, dat de halfdoorlatende laag B' vertegenwoordigt. Tenslotte vormt het duinzand K10 een dunne freatische laag (C).

Het piëzometrisch vlak van de laag A ligt in rusttoestand gemiddeld 65 cm onder dit van de laag B, dat op zijn beurt gemiddeld 15 cm lager ligt dan de freatische watertafel. Laatstgenoemde bevindt zich enkele decimeters boven de top van de halfdoorlatende laag B'.

De pompput (boring 7.15) met een diameter van 90 mm is voorzien van een filterelement tussen 20 en 46,5 m diepte, waardoor hij de halfartesische laag A over zijn volledige dikte aansnijdt. De ruimte tussen de wand van het boorgat en de pompput werd opgevuld met gekalibreerd zand ter hoogte van het filterelement en met een kleistop ter hoogte van de halfdoorlatende lagen.

De waarnemingsputten bevinden zich op 10 en 25 m afstand van de pompput. Op deze afstanden zijn telkens drie piëzometers (diameter 40 mm) geplaatst, waarvan het filterelement respektievelijk de halfartesische lagen A en B en de freatische laag C aansnijdt. Bovendien werd een bestaand waarnemingspunt buiten het invloedsareaal van de afpomping als "getuigeput" aangewend. Tabel 5.5 geeft een overzicht van de tijdens deze pompproef aangewende piëzometers, waarin zowel gedurende de afpomping als de periode erop volgend het grondwaterpeil zeer frekwent werd opgenomen.

Tabel 5.5 - Overzicht van de piëzometers, aangewend bij de pompproef 47DB3

Piëzometer	afstand tot pompput (m)	peil filter	aangesneden watervoerende laag
47SB1F1	10	-17,2/-16,2	A
F2	10	- 1,2/- 0,2	B
F3	10	+ 3,4/+ 4,4	C
47SB2F1	25	-22,6/-21,6	A
F2	25	- 1,2/- 0,2	B
F3	25	+ 3,0/+4,0	C
48DB23F1	500	-27,6/-26,6	A
F2	500	-14,5/-13,5	A
F3 (getuigeput)	500	- 7,5/- 6,5	B

5.5.2. Uitvoering

De bemaling van de pompput 47DB3 werd aangevat op 25 januari 1982. Het debiet bedroeg aanvankelijk 5,36 m^3/u, steeg tot 5,64 m^3/u na 6 uren pomping om vanaf 22 uren pomping geleidelijk af te nemen tot een minimale waarde van 5,27 m^3/u na 46 uren. Het debiet bij het stilleggen van de pomp, na ca. 48 uren, bedroeg 5,30 m^3/u. Het gemiddelde debiet over de gehele pompingsperiode bedroeg zodoende 5,56 m^3/u.

Het opgepompt water werd via een persleiding geloosd in een ongeveer 150 m verder westwaarts gelegen duindepressie.

Ter kontrole van de infiltratie van het geloosde water naar de grondwatertafel werd ook het peil in de piëzometers 47HB9F1 en F2 gevolgd. Deze bevinden zich op ongeveer 50 m van het lozingspunt en snijden resp. de watervoerende lagen B en C aan. Zelfs na 48 uren toevoer van opgepompt water in de duindepressie, werd op die plaats niet de minste beïnvloeding van het grondwaterpiel vastgesteld. Men mag dus aannemen dat het opgepompte water, dat vrij in het duinzand kan infiltreren, op geen enkel moment gedurende het verloop van de pompproef

de in de piëzometers 47SB1 en 2 gemeten peilschommelingen heeft beïnvloed.

Om alle invloeden op het grondwaterpeil, die geen verband houden met de afpomping (neerslag, natuurlijke grondwateraanvulling of -afvloei en veranderingen in luchtdruk zijn hieronder de belangrijkste) te kunnen uitschakelen uit de metingen in de piëzometers nabij de pompput, werd gebruik gemaakt van een "getuigeput". Deze laatste dient zich op voldoende grote afstand van de pompput bevinden, teneinde op geen enkel moment binnen het invloedsareaal van de afpomping te vallen. Tevens moet de toestand van de ondergrond er zo goed mogelijk overeenkomen met deze nabij de pompput. Zodoende werd het bestaande waarnemingspunt 48DB23 als getuigeput uitgekozen. Deze ligt op 500 m van de pompput.

Het grondwaterpeil werd er zeer frekwent gemeten, teneinde een gedetaillerd beeld te verkrijgen van de allure van de grondwaterpeilschommelingen in afwezigheid van de afpomping. Een bijkomende moeilijkheid werd nochtans gevormd door het optreden van ritmische schommelingen o.i.v. de getijden in de getuigeput. Dit verschijnsel bleek totaal afwezig in de piëzometers nabij de pompput, vooral wegens hun grotere verwijdering van de kustlijn.

5.5.3. Verwerking van de gegevens

Om de gemeten peilveranderingen in de piëzometers nabij de pompput te kunnen verbeteren voor de invloed van de externe faktoren, dienden allereerst de ritmische peilschommelingen te worden uitgeschakeld uit de grondwaterpeilen, opgenomen in de getuigeput. De getijdewerking veroorzaakt er in de piëzometers, die de halfartesische laag A aansnijden, een fluktuatie met een amplitude van 5 cm. Zelfs na uitschakeling van deze laatste bleken gedurende het verloop van de pompproef nog belangrijke peilschommelingen over te blijven (fig. 5.26). Deze allure werd beschouwd als dezelfde van 47SB1F1 en 47SB2F1. Hiervan gebruik makend werden de gemeten grondwaterpeilen in laatstgenoemde twee piëzometers aangepast. Op te merken valt dat ook bij deze proef de "ondiepe" piëzometers, waarvan de

filterelementen de halfartesische laag B of de freatische laag C aansnijden, zelfs na 48 u pompen niet de minste peildaling vertoonden.

Uitgaande van de verbeterde grondwaterpeilen in de piëzometers 47SB1F1 en 47SB2F1 werden de hydraulische parameters van de lagen A en A' berekend volgens de methode van WALTON (fig. 5.27) en de eerste methode van HANTUSH (fig. 5.28 en 5.29). Tenslotte werd ook bij deze proef een richtinggevende waarde voor de transmissiviteit van A gevonden uitgaande van de verbeterde restverlagingswaarden, geïnterpreteerd volgens de methode van THEIS (fig. 5.30-31). Alle gevonden parameterwaarden zijn samengevat in tabel 5.6.

Tabel 5.6 - Hydraulische parameters van de lagen A en A', bekomen uit de pompproef 47DB3

Methode	Piëzometer	kD(m^2d^{-1})	S(dimensieloos)	L(m)	c(d)
WALTON	47SB1F1	210	$4,4x10^{-3}$	400	762
	47SB2F2	210	$3,1x10^{-3}$	333	528
HANTUSH-I	47SB1F1	237	$1,1x10^{-2}$	370	577
	47SB2F1	210	$1,0x10^{-2}$	270	347
THEIS (restverlaging)	47SB1F1	271	-	-	-
	47SB2F1	184	-	-	-

6. HYDROCHEMIE

6.1. Inleiding

Het feit dat de kwaliteit, en meer in het bijzonder het zoutgehalte van het grondwater in de Kustvlakte zowel lateraal als vertikaal volgens een uiterst grillig patroon is verdeeld, is van oudsher bekend.

De verschillende holocene mariene transgressies, de wisselwerking van het geïnfiltreerde water met het sediment en tenslotte de menselijke aktiviteit hebben hun stempel gedrukt op de chemische samenstelling van het grondwater in het kwartaire reservoir van de Kustvlakte.

Tijdens de tweede wereldoorlog werd de ligging van de verziltingsgrens door de Geologische Dienst van het Duitse leger geo-elektrisch verkend in de Frans-Belgische Kustvlakte tussen de Boulonnais en de IJzer. De gegevens werden verwerkt tot de "Tiefenkarte der Grenze Süsswasser-Salzwasser bezogen auf Normal Null" op schaal 1:25.000 en 1:80.000 (H. THIELE, 1942-1943). De aanwezigheid van omvangrijke zoetwaterlenzen in de duinen en het grillige verloop van het verziltingsvlak in de polders werden er onmiskenbaar op aangetoond.

In de periode 1963-1973 werd door het Geologisch Instituut een systematische hydrogeologische en hydrochemische studie uitgevoerd in de Kustvlakte. Aan de hand van ruim 1700 resistiviteitssonderingen werden de isopachen van de zoetwatervoorraad in het kwartaire reservoir gekarteerd (W. DE BREUCK et al., 1974).

Een groot aantal wateranalyses lieten niet alleen toe om de chemische samenstelling van het grondwater te onderzoeken, maar tevens om de hydrochemische betekenis van de geo-elektrische meetresultaten nauwkeuriger te bepalen (G. DE MOOR en W. DE BREUCK, 1969). Om deze analyseresultaten synthetisch voor te stellen, werd door deze auteurs een systeem uitgewerkt, waarbij de waterstalen worden weergegeven door symbolen, die over-

eenkomen met watertypes, waarin alle waters met analoge chemische kenmerken zijn ondergebracht. Deze watertypes worden verder samengebracht in een aantal groepen, die in het PIPER-diagram worden afgebakend (fig. 6.1).

Steunend op absolute dateringen zouden de diepe, zoute grondwatersin de polders zijn ontstaan door infiltratie van zeewater die teruggaat tot minstens in het Subboreaal (W. DE BREUCK en G. DE MOOR, 1975).

De verdeling van het vanuit de duinen zeewaarts afstromend zoet water en het op het strand en vanaf de zeebodem infiltrerend zeewater werd onderzocht langs de Westkust aan de hand van elektrische boorgatmetingen en grondwateranalyses. Steunend op deze gegevens, aangevuld met potentiaalmetingen in piëzometers, werd een mathematisch model opgesteld, dat de verdeling en de stroming van zoet- en zoutwater onder het strand beschrijft (L. LEBBE, 1981).

Het hydrochemisch onderzoek in de streek tussen De Haan en Wenduine kreeg een tweevoudige taakomschrijving mee. Vooreerst dienden de laterale en de vertikale verdeling van de grondwaterkwaliteit in het kwartaire reservoir te worden onderzocht. Teneinde deze kwaliteitsverdeling te kunnen verklaren, werd beoogd een inzicht te krijgen in de herkomst en in de vaak komplexe geschiedenis van deze waters, alsook in hun verband tot de (hydro)geologische bouw van het reservoir.

Daartoe werden vooreerst de klassieke metodes ter onderkenning van de grondwaterkwaliteit, bestaande uit grondwateranalyses en elektrische boorgatmetingen, aangewend. Tevens werd gebruik gemaakt van isotopenbepalingen in het grondwater.

6.2. Faktoren die de kwaliteit van het grondwater bepalen

De scheikundige samenstelling van het grondwater dat op een bepaalde plaats wordt aangetroffen is het resultaat van een vaak komplexe wisselwerking tussen vele faktoren :

(1) de samenstelling van het regenwater in de zone waar de grondwatervoorraad wordt aangevuld;
(2) een reeks processen die optreden tijdens de infiltratie van het neerslagwater doorheen de onverzadigde zone naar de grondwatertafel;
(3) het kontakt van het grondwater met de formatie en een reeks langzame scheikundige processen tijdens het verblijf in de watervoerende laag;
(4) de menging en de reaktie van het recent aangevulde grondwater met het oorspronkelijk in de formatie aanwezige grondwater;
(5) de verstoring van de grondwatersamenstelling door menselijke aktiviteit.

6.2.1. Duinen

De zoetwatervoorraad in de duinen wordt in stand gehouden door het jaarlijks neerslagoverschot. Door de hoge ligging t.o.v. nabijgelegen polders en door het ontbreken van drainerende waterlopen kan de grondwatertafel er zich verheffen tot boven het zeeniveau. Het geïnfiltreerde regenwater oefent een bijkomende hydrostatische druk uit op het onderliggende zoute water. Vermits deze beide waters zich slechts moeilijk met elkaar mengen, grijpt afstroming van zout water naar de zee en naar de polders plaats.

De verdringing van zout door zoet water blijft doorgaan tot een evenwicht is bereikt. Dit dynamisch evenwicht wordt gehandhaafd door het neerslagoverschot, dat naar de grondwatertafel infiltreert en ondergronds wegstroomt. De diepte van het grensvlak tussen zoet en zout grondwater werd voor het eerste analytisch benaderd rond de eeuwwisseling.

In een homogeen reservoir wordt de diepte van het grensvlak tussen zoet grondwater en statisch zout grondwater, dat in verbinding staat met de zee, volgens het principe van GHYBEN-HERZBERG gegeven door

$$H = h.\rho_f/(\rho_s-\rho_f) \qquad = 40\ h \qquad (6.1)$$

Men neemt een scherp grensvlak tussen beide waters aan en verwaarloost de vertikale stromingskomponent. Verder is

H : de diepte van de zoetwaterlens onder de zeespiegel;

h : de stijghoogte van het zoet water, gerekend t.o.v. de zeespiegel;

ρ_f : de dichtheid van zoet water (1000 kg/m^3);

ρ_s : de dichtheid van zout water (1025 kg/m^3)

In de praktijk treft men vrijwel nooit een scherp grensvlak aan. Door hydrodynamische dispersie ontstaat een zone van brak water, waarin de koncentratie aan opgeloste stoffen geleidelijk afneemt van deze van zeewater naar deze van infiltrerend neerslagwater.

Voor een duingebied van 1 km breedte berekent T. BAKKER (1982) uitgaande van de wet van DARCY, de kontinuïteitswet en de vergelijking (6.1) dat het infiltrerend neerslagwater 125 jaar nodig heeft om het zout water tot op 99 % van de evenwichtsdiepte te verdringen. Hierbij wordt een homogene, goed doorlatende ondergrond aangenomen met k = 10 m/d en S_o = 0,4.

Het neerslagwater, dat de zoete grondwatervoorraad in de duinen kontinu aanvult, voert een zekere hoeveelheid opgeloste zouten aan. Deze worden ten dele opgenomen door verstuiving van het zeewater. De golfwerking slingert waterdruppeltjes de lucht in. Deze verdampen en de overblijvende zouten worden met de wind landinwaarts gevoerd, waar ze in de regendruppels worden opgelost en op de grond terechtkomen. Uit onderzoek in Nederland blijkt dat Mg^{2+}, Na^+, Cl^- en in mindere mate Ca^{2+}, K^+ en SO_4^{2-} in koncentratie snel afnemen van de kust naar het binnenland. Nochtans zijn op deze macro-gradiënt meerdere micro-gradiënten gesuperponeerd, die verband houden met de windsnelheid en -richting, de topggrafie en de begroeiing (C.J.M. SLOET VAN OLRUITENBORGH en E. HEERES, 1969).

De gemiddelde samenstelling over de periode 1978-1982 van regenwater is voor enkele waarnemingspunten langs de Nederlandse kust weergegeven in onderstaande tabel.

Tabel 6.1 - Chemische samenstelling van regenwater afkomstig van enkele waarnemingsstations langs de Nederlandse kust. Gewogen gemiddelden voor de periode 1978-1982 (gegevens ontleend aan het Rijksinstituut voor Drinkwatervoorziening).

Station	Na^+ mg/l	K^+ mg/l	Ca^{2+} mg/l	Mg^{2+} mg/l	Fe^{tot} mg/l	NH_4^+ mg/l	Cl^- mg/l	SO_4^{2-} mg/l	T.O.C. mg/l	NO_3^- mg/l	PO_4^{3-} mg/l	pH
Bergen	5,4	0,37	0,84	0,67	0,03	1,5	9	6	1,79	3,5	0,27	4,35
Castricum	6,4	0,41	1,34	0,81	0,05	1,2	11	7	1,67	3,5	0,18	4,39
Heemskerk	12,2	0,67	1,97	1,61	0,11	1,5	22	10	1,66	4,0	0,12	4,46
Leiduin	4,1	0,30	0,85	0,52	0,07	1,4	8	6	1,75	3,1	0,15	4,23
Scheveningen	6,8	0,38	2,92	0,91	0,06	2,0	13	8	2,17	4,4	0,51	4,49
Gemiddelde	7,0	0,43	1,58	0,90	0,06	1,5	12,6	7,4	1,80	3,7	0,25	4,40

Hoewel duinzand uit chemisch zeer inerte deeltjes bestaat, ondergaat het neerslagwater reeds een belangrijke wijziging in samenstelling alvorens het de watertafel bereikt. Uit de bodemhorizont wordt organisch materiaal opgenomen, waardoor het permanganaatverbruik stijgt. Tegelijk wordt het water aangerijkt aan CO_2, dat in de bodematmosfeer massaal wordt geproduceerd door de afbraak van plantenresten en door de ademhaling van de wortels.

In het duinzand is meestal wat kalk aanwezig. Door oplossing hiervan wordt het CO_2 grotendeels geneutraliseerd. De bodematmosfeer bevat maximaal 5 % koolzuurgas (een hogere partieeldruk is schadelijk voor het metabolisme van de planten), waarmee bij evenwicht koncentraties van 110 mg/l CO_2 en 400 mg/l HCO_3^- overeenstemmen. Door deze oplossingreaktie nemen het Ca^{2+}- en HCO_3^--gehalte met minstens een grootte-orde toe t.o.v. het neerslagwater dat op de duingrond valt.

Tijdens de infiltratie van het neerslagwater naar de grondwatertafel neemt de koncentratie van de overige bestanddelen toe met een faktor gelijk aan de verhouding tussen de gemiddelde neerslag en het gemiddelde neerslagoverschot. Bovendien wordt er nog een weinig kiezelzuur opgelost (J.K. BAARS, 1962).

Eenmaal de watertafel bereikt,begint het geïnfiltreerde water zijn lange weg doorheen het watervoerend reservoir. Hierin komen, naast goed doorlatende zandlagen, tevens klei-, leem- en veenlagen en sterk leemhoudende, eveneens slecht doorlatende zandlagen voor, die de grondwaterstroming sterk afremmen. Hierdoor ontstaat een ver doorgedreven wisselwerking tussen het grondwater en de formatie.

Naarmate het grondwater vordert op zijn weg doorheen de watervoerende laag, neemt het SiO_2-gehalte geleidelijk toe. Bovendien voltrekken zich een aantal langzame oxidatie-reduktie-reakties, zoals sulfaatreduktie, denitrifikatie en oplosbaarheid van ijzer (G.D. ENGELEN en A.J. ROEBERT, 1974). De aanwezigheid van klei versterkt deze processen, daar dit een vermindering van de doorlatendheid en een toename van de verblijfstijd veroorzaakt. Tevens ziet grondwater, dat door kleilagen stroomt, zijn kationen-verdeling gewijzigd worden door uitwisselingsprocessen.

Onder duinmassieven komen dikwijls slecht doorlatende afzettingen voor. Ze worden gevormd door jonge (holocene) wadden-afzettingen. Door hun fijnkorrelige textuur, waarbij de fijnste deeltjes de poriën tussen de grovere deeltjes vaak geheel of gedeeltelijk opvullen, blijft fossiel zeewater gevangen in talrijke microscopisch kleine gebieden van de formatie. Doorheen de grotere poriën, die nog een zekere waterbeweging toelaten,sijpelt het recent aangevulde zoetwater, dat door moleculaire diffusie ionen opneemt uit het in de kapillaire holten opgesloten zeewater. Dergelijke halfdoorlatende lagen kunnen een niet te onderschatten bron van opgeloste stoffen vormen. Het duurt immers zeer lang alvorens het (verdunde) zoutwater volkomen is uitgewassen uit de formatie.

6.2.2. Polders

In de laaggelegen polders, met hun dicht netwerk van drainerende waterlopen, ligt op de meeste plaatsen het grond-waterpeil slechts nauwelijks boven de gemiddelde zeespiegel. Het neerslagwater kan onvoldoende hydrostatische druk uitoefenen op het zout water, om dit laatste volgens het GHYBEN-HERZBERG-

principe tot op grote diepte te verdringen. In de laagstgelegen gebieden komt zout of brak water voor tot aan of nabij het oppervlak (zoute kwel).

De zoetwatervoorraad in de ondergrond van de polders wordt geleverd enerzijds door infiltrerend neerslagwater, anderzijds door/ondergrondse afstroming vanuit plaatsen waar het zoet water zich onder een hoger grondwaterpeil bevindt. Dit laatste is vooral belangrijk in de randzone van de polders nabij de duinen. Infiltratie daarentegen komt bijna uitsluitend voor op de hoger gelegen kreekruggen, waar het drainagestelsel minder dicht is en waar bovendien de hoofdzakelijk zandige opbouw van het reservoir de insijpeling van zoet water bevordert. De intensieve ontwatering van de klei-op-veengebieden en de oppervlakkige halfdoorlatende laag belemmeren bijna volledig het doordringen van het zoet water naar de ondergrond.

Het infiltratiewater in de polders ondergaat in de onverzadigde zone grotendeels dezelfde verschijnselen als beschreven onder 6.2.1. Daarna wordt het langzaam in samenstelling gewijzigd op zijn weg doorheen het reservoir. Deze langzame processen werden overigens reeds ingezet in het grondwater dat door zijdelingse afvloei vanuit de duinen wordt geleverd en lopen verder af in de ondergrond van de polders, waar de stroomsnelheden nog geringer zijn.

6.3. Gegevensverzameling

6.3.1. Gegevens over de grondwaterkwaliteit, bestaande voor het aanvatten van dit onderzoek

Het aantal gegevens aangaande de kwaliteit van het grondwater in het gebied tussen De Haan en Wenduine was bij het aanvatten van deze studie uiterst gering. Als basisdokument kan worden gebruik gemaakt van de kaart die de diepte van het grensvlak tussen zoet en zout water in de Kustvlakte weergeeft (W. DE BREUCK et al., 1974). Daarnaast stonden enkele zeer lokale gegevens ter beschikking. De Tussengemeentelijke Maatschappij der Vlaanderen voor Waterbedeling voerde een drietal analyses uit van grondwaterstalen, afkomstig uit de pompputten van de voormalige gemeentelijke waterwinning van Wenduine (zie bijlage 5). Verder werden door het Geologisch Instituut grondwaterstalen ontnomen in de boringen 9.1 en 9.2 en geanalyseerd. Tevens werd een

elektrische boorgatmeting uitgevoerd in de boring 9.3. Deze gegevens werden ten dele verwerkt door M. VANDOOLAEGHE (1974). De analyses zijn opgenomen in bijlage 5, de boorgatmeting wordt voorgesteld in fig. 6.6.

Verder was er ook de informatie aangaande de werking van de bovenvermelde waterwinning alsook van de voormalige afvalwaterinstallatie in de Zandpanne.

6.3.1.1. De kaart met het grensvlak tussen zoet en zout water

Volgens deze kaart bevindt het verziltingsvlak, door de auteurs geïnterpreteerd als het vlak waar het zoutgehalte 1500 mg/l bedraagt, zich in het duingebied op meer dan 25 m diepte. In het uiterste westen zou zelfs geen grondwater met hogere mineralisatie voorkomen in het kwartaire reservoir.

Vanaf de zuidelijke duinrand rijst het verziltingsvlak snel op in zuidoostelijke richting om in het poldergebied ten zuiden van Wenduine zeer dicht bij het oppervlak te komen (minder dan 5 m diepte). In het zuidwesten van het gebied ziet men evenwel het verziltingsvlak opnieuw dalen naar de Vlissegemse binnenduinen toe, waar het opnieuw een diepte van 25 m bereikt.

6.3.1.2. Gegevens betreffende de voormalige waterwinning van Wenduine

Sinds de jaren dertig, en dit tot medio 1978, werd de gemeente Wenduine (vanaf 1976 overigens gevoegd bij Klemskerke, Vlissegem en deels Nieuwmunster onder de nieuwe gemeentenaam van De Haan) van drinkwater voorzien d.m.v. een kleine waterwinning, gelegen in de duinen ten westen van de badplaats.

Vier geboorde putten, in diepte variërend van 18 tot 25 m, onttrokken gezamelijk ca. 100 000 m^3 per jaar. Om het piekverbruik tijdens de zomermaanden op te vangen, diende evenwel water te worden bijgeleverd door de T.M.V.W. In de zomer van 1978 werd de winning stopgezet en vanaf die tijd werd de watervoorziening van Wenduine nog uitsluitend door bovenvermelde interkommunale verzorgd.

Het in de waterwinplaats opgepompte grondwater was rijk aan chloride. Een analyse, uitgevoerd door de Rijksgezondheidsdienst in 1957 stelde in het behandelde water een chloridegehalte van 134 mg/l vast. Uit analyses uitgevoerd in 1978 (bijlage 5) blijkt dat de chloridegehalten van de waters afkomstig uit de drie toen nog gebruikte putten sterk van elkaar verschilden en zeer hoge waarden vertoonden (tot 460 mg/l !). Dit illustreert ontegensprekelijk de verzilting wegens ongekontroleerde grondwateronttrekking. De aangepompte halfartesische laag A wordt immers slechts in geringe mate gevoed door de neerslag.

Diezelfde analyseresultaten vermelden in het ruwe water een ijzer- en ammoniakgehalte dat boven de Belgische normen voor consumptie ligt. De behandeling, die bestond uit beluchting, chlorering, coagulatie en snelfiltratie, bracht de koncentratie van deze bestanddelen terug op toelaatbare waarden.

Het opgepompte water, afkomstig uit de verschillende putten, werd vermengd in een kleine verzamelput. Via een overloop liep het naar een oxidatiesloot, voorzien van natuurstenen, waarover het water 2 m naar beneden vloeide voor beluchting. Nadien filtreerde het doorheen de bodem van de sloot, bestaande uit fijn (duin)zand. De oxidatiesloot diende om de twee weken te worden gereinigd. Het percolerend water werd opgevangen in een ca. 3,5 m onder het maaiveld gelegen galerij, vanwaar het naar een ondergronds ruwwaterreservoir met een inhoud van ca. 20 m^3 liep. Uit dit laatste werd het water opgepompt om verder te worden behandeld. Hierbij werden aluminiumsulfaat en ijzerchloride toegevoegd als flocculeermiddelen, naast kalkmelk om de pH te korrigeren en chloor. Vervolgens doorstroomde het water een aantal reaktie- en flocculatiebakken om uiteindelijk terecht te komen op de snelle zandfilters. Deze laatste - drie met elk 8 m^2 oppervlakte - werden dagelijks gewassen. Het bruine waswater werd in een sloot afgevoerd en infiltreerde in de duinen. Het gezuiverde water werd ondergronds opgeslagen in drie reinwaterkelders en vandaar naar de watertoren gepompt.

6.3.1.3. Gegevens betreffende de oude afvalwaterinstallatie

6.3.1.3.1. Betekenis

Het duingebied dat thans wordt beheerd door het Ministerie van Openbare Werken (Dienst der Kust) en ongeveer halverwege De Haan en Wenduine ligt, werd tussen 1897 en 1940 gebruikt als infiltratieterrein voor het afvalwater van de stad Blankenberge.

Dergelijke kunstmatige ingreep bracht ontegensprekelijk drastische kwantitatieve en kwalitatieve wijzigingen in het grondwaterreservoir met zich mee. De vraag rees of de beïnvloeding van de grondwaterkwaliteit door deze jarenlange infiltratie van afvalwater thans nog waarneembaar zou zijn.

Bovendien weze aangestipt dat dit infiltratieveld zowat de enige installatie in ons land geweest is waarin de watervoerende laag kunstmatig wordt gevoed,retourbemaling vanzelfsprekend buiten beschouwing gelaten. Met deze installatie werd destijds een dubbel doel nagestreefd : enerzijds het afvalwater zuiveren gebruik makend van de filtrerende werking van de duinzandlaag en tegelijkertijd deze zandige bodem vruchtbaarder maken o.i.v. de bemestende rol van het afvalwater. Het opzet van de "klassieke" infiltratieinstallaties, nl. de hoeveelheid onttrekbaar grondwater opdrijven, was hier dus afwezig.

Het verwerven van kennis aangaande de aangewende techniek en het bekomen rendement leek ons niettemin hoogst interessant, temeer daar heden ten dage zeer weinigen nog iets afweten van het bestaan van dit infiltratieterrein, laat staan de toenmalige werking ervan kunnen toelichten.

Vergeelde en vaak fragmentarische gegevens werden teruggevonden in de archieven van de Dienst der Kust. Aan de hand hiervan werd gepoogd een zo volledig mogelijk beeld op te hangen van het ontstaan en van de werking van de installatie

6.3.1.3.2. Ontstaan en eerste werkingsjaren

Om tot een degelijke oplossing van zijn afvalwaterprobleem te komen, werd door het stadsbestuur van Blankenberge in 1897 het plan opgevat om afvalwater naar de duinen van Vlissegem te leiden. Men zag zich anders genoodzaakt om het effluent van het rioleringsnet, waarover men sinds 1895 beschikte, in zee te lozen, iets wat de goede reputatie van de badplaats zeker ten kwade zou gekomen zijn. Op kosten van de Belgische Staat zou in de duinen tussen De Haan en Wenduine een terrein worden aangelegd, waar men het afvalwater in het duinzand zou laten infiltreren. Men verwachtte dat dit water op zijn weg doorheen het duinzand voldoende zou worden gezuiverd, teneinde het na drainage te laten wegvloeien in de sloten van de polders.

Dit duingebied, "de Zandpanne" genoemd, lag op een hoogte begrepen tussen +5,5 en +7,5 m en was met zijn lichtgolvend landschap goed geschikt om tot een dergelijk bevloeiingsterrein te worden aangepast.

De bewoners van de nabijgelegen duinrand en polders namen met een zekere ongerustheid kennis van deze plannen. Van oudsher was immers de intense afstroming van grondwater vanuit de duinen naar de polders bekend. Vandaar de enigszins gegronde vrees voor verontreiniging van het ondiepe grondwater en van het oppervlaktewater in de zone ten zuiden van de Zandpanne. Dit grondwater werd immers op talloze plaatsen voor huishoudelijk gebruik onttrokken d.m.v. ringputten, terwijl het oppervlaktewater toen nog in aanmerking kwam als drinkwater voor het vee.

Alvorend over te gaan tot de inrichting van de volledige oppervlakte (26 ha) van de Zandpanne, zou eerst een proefterrein van 9 ha worden aangelegd. De Provinciale Gezondheidsdients zou waken over de kwaliteit van het hieruit wegvloeiend drainagewater, teneinde de gegrondheid van de hogervermelde opwerpingen na te gaan.

Reeds in augustus 1897 evenwel was het Blankenbergse afvalwaterprobleem dermate akuut geworden, dat men zich genoodzaakt zag om de volledige oppervlakte van de Zandpanne te bevloeien. Over 26 ha nog niet aangepast duinterrein werd het afvalwater uitgespreid, waar men anders tot een lozing in zee diende over te gaan. Inderhaast werden in de Zandpanne enkele aarden dijkjes opgeworpen, waartussen het afvalwater werd geloosd. Dit alles ging echter gepaard met de nodige improvisatie en men kon niet verhinderen dat een gedeelte van het afvalwater rechtstreeks in de drainagegracht en vandaar in het Schamelwezezwin terechtkwam, zonder eerst door het duinzand te zijn gesijpeld. Dit verklaart de verontreiniging van laatstgenoemde beek, zoals blijkt uit analyse 1 van tabel 6.3.

Ondanks de vele tegenwerkingen, vooral van de kant van de Blankenbergse Watering als gevolg van bovenvermeld voorval, was het proefveld van 9 ha klaar voor bevloeiing in juni 1898. Stalen van het drainagewater werden genomen in september van datzelfde jaar. De analyse hiervan (tabel 6.3) toonden aan dat deze waters bakteriologisch weliswaar voldoende waren gezuiverd, doch dat de nitrifikatie niet zeer volledig was.

Als gevolg van het toch wel positieve resultaat van deze analyses werd door Bruggen en Wegen besloten om de Zandpanne (26 ha) volledig als irrigatieterrein in te richten. Daardoor konden lagere infiltratiesnelheden en een langere drooglegging-sperioden van de terreinen worden verkregen, waardoor een betere zuivering van het afvalwater wordt bekomen. Er dient evenwel opgemerkt dat ook in 1898 21 hektaren niet aangepast duinterrein werden bevloeid.

Deze laatstgenoemde oppervlakte werd in de loop van het jaar 1899 ingericht als bevloeiingsterrein. Tevens werden over een groot gedeelte van de Zandpanne aanplantingen uitgevoerd, teneinde de organische stikstofverbindingen beter te nitrificeren. Het belang van het wortelstelsel van een vegetatiedek m.b.t. deze reaktie was duidelijk gebleken in gelijkaardige, buitenlandse inrichtingen.

De jaarlijkse toegediende hoeveelheid afvalwater bedroeg meerdere honderdduizenden kubieke meters. Voor het jaar 1898 werden cijfers teruggevonden,waaruit de piek tijdens de vakantiemaanden duidelijk blijkt.

Tabel 6.2 - Maandelijkse hoeveelheid water, toegediend aan de infiltratievelden in 1898 (in m^3)

	J	F	M	A	M	J
hoeveelheid (m^3)	27864	25920	29376	39528	44496	58320

	J	A	S	O	N	D	tot.
hoeveelheid (m^3)	94824	110808	81000	62424	50760	35640	660960

6.3.1.3.3. Technische beschrijving (fig. 6.2)

De van Blankenberge komende aanvoerleiding voor het afvalwater mondde uit in een houten toevoerkanaal van 70 cm breedte waarvan de bodem op +8,10 m lag en waarin het waterpeil op +8,50 m kon worden gehandhaafd. Over zijn totale lengte was dit kanaal met een houten deksel toegedekt.

Loodrecht op de kanaalrichting sloten acht betonnen distributiegoten aan d.m.v. een houten tussenstuk van 30 cm breedte bij 27 cm hoogte, voorzien van een schotbalk. Zodoende was het irrigatieveld verdeeld in acht percelen die onafhankelijk van elkaar konden worden bevloeid en tijdelijk drooggelegd. De bodem van de goten was 30 cm breed. Hun diepte bedroeg eveneens 30 cm en hun wanden helden volgens een 6:4 verhouding. Om de 50 m waren ze voorzien van een kleine stuw. Hun gezamelijke lengte bedroeg ruim twee kilometers. Het na te streven waterpeil in de goten ten zuiden van het toevoerkanaal was +6,00 m, in deze ten noorden van dat kanaal +6,90 m.

Men liet het water vanuit de distributiegoten overlopen in evenwijdige decantatiegrachten, waarin een gedeelte van de gesuspendeerde stoffen tot bezinking kwamen. Van hieruit vertrokken zeer dicht geplaatste, evenwijdige greppels (diepte, 25 cm; breedte 25 à 30 cm) van waaruit het afvalwater in het duinzand infiltreerde.

Het draineerbuizenstelsel aangelegd in het oudste (proef)infiltratieveld bestond uit talrijke parallelle takken, uitmondend in kollektoren, die het drainagewater afvoerden naar een drainagegracht. De monding van deze kollektoren in de drainagegracht lag op een peil van +4,00 m en +4,10 m resp. ten zuiden en ten noorden van het toevoerkanaal. Meestal hadden de draineerbuizen een helling van 0,002 of 0,003 en lagen een tot twee meters onder de begane grond.

Daar spoedig bleek dat de drainage even goed gebeurde door tussenkomst van de oevers van de drainagegrachten zelf, besloot men de draineerbuizen te beperken tot een lijn die de infiltratievelden doorkruiste volgens hun grootste afmeting, ofwel ze volgens de omtrek van deze velden te leggen.

De drainagegracht loopt thans nogsteeds via een betonnen buis van 50 cm diameter onder de Driftweg om tenslotte uit te monden in het Schamelwezezwin. Aan het opwaartse gedeelte kan deze buis worden afgesloten d.m.v. een houten stuw, die toelaat het water in de drainagegracht op het gewenste peil te houden.

6.3.1.3.4. Waterkwaliteit

De kwaliteitsgegevens die verband houden met de werking van de afvalwaterinstallatie, zijn samengevat in tabel 6.3. Het zijn analyses van water uit de drainagegracht van de Zandpanne en uit het Schamelwezezwin, en van ondiep grondwater "ergens buiten" de infiltratievelden.

Het chloridegehalte van het drainagewater ligt hoog (375 tot 600 mg/l). Nochtans vertoont het Schamelwezezwin een laag gehalte aan dit bestanddeel (63 mg/l). De precieze plaats van herkomst van dit laatste staal is niet aangegeven.

Tabel 6.3 - Wateranalyses, verricht ter kontrole van de werking van de voormalige afvalwaterinstallaties in de Zandpanne

nr. analyse	Cl^- mg/l	NH_4^+ (vrij) mg/l	NH_4^+ (tot.) mg/l	NO_3^- mg/l	NO_2^- mg/l	org. stof mg/l	Opmerkingen
1	593	6	24	-	?	?	Sterk verontreinigd
2	375	10	10,64	sp.	sp.	350	-
3	375	10	10,68	sp.	sp.	350	-
4	63	2,1	3,4	sp.	-	175	-
5	600	6,7	7,22	sp.	sp.	307	-
6	540	4,7	5,11	sp.	sp.	180	-
7	87,4	-	-	2,3	-	?	$KMnO_4$: 13,6 mg/l verdampingsrest 424 mg/l

Herkomst der stalen : 1 : water uit het Schamelwezezwin (juni 1898);; 2 : water uit drainagegracht in de Zandpanne (13 september 1899); 3 : water uit het Schamelwezezwin (13 september 1898); 4 : water uit het Schamelwezezwin (17 september 1889); 5 en 6 : water uit drainagegracht in de Zandpanne (11 april 1899); 7 : putwater afkomstig van buiten het infiltratieveld (1 mei 1900).

Het putwater, waarvoor wat de herkomst betreft, alleen is aangegeven "en dehors du périmètre du champ d'irrigation", vertoont geen sporen van verontreiniging.

In een rapport daterend van 1901 vermeldt Ir. A. VAN-DECASTEELE, kondukteur bij Bruggen en Wegen, het bestaan van wateranalyses, die de verregaande zuivering van het infiltratiewater bewijzen. Ook is er sprake van analyses van afvalwater en van drainagewater, waaruit de graad van zuivering van eerstgenoemde kan worden afgeleid. Deze zeer interessante gegevens hebben wij evenwel niet kunnen raadplegen.

6.3.2. Veldwerk

Informatie over de kwaliteit van het grondwater werd in deze studie voornamelijk verzameld d.m.v. 60 wateranalyses (6.5). Van 6 boringen werd gebruik gemaakt om de elektrische resistiviteit van het met water verzadigde sediment te bepalen (6.4). Tenslotte werd enkele malen de resistiviteit van het uit piëzometers opgepompte grondwater bepaald (6.5.2).

6.4. Elektrische boorgatmetingen

6.4.1. Theorie

6.4.1.1. Resistiviteit van het gesteente

Met de uitvoering van elektrische boorgatmetingen wordt beoogd litologische eenheden van elkaar te onderscheiden steunend op het verschil in elektrische geleidbaarheid van de gesteenten. Hierbij gaat men het verloop van de specifieke weerstand of resistiviteit (ρ, eenheid : Ωm) in funktie van de diepte na. Laatstegenoemde grootheid is de weerstand tussen twee evenwijdige vlakken van een kubus met ribbe gelijk aan één meter, bestaande uit een bepaald materiaal.

Tot de elektrische geleidbaarheid van een gesteente dragen enerzijds de metallieke of elektronengeleiding en anderzijds de elektrolytische of ionengeleiding bij. Eerstgenoemde is te wijten aan de aanwezigheid van geleidende mineralen in het gesteente, laatstgenoemde aan de in het poriënwater opgeloste zouten. De resistiviteit van een gesteente hangt dan ook - benevens van de temperatuur - af van de aard van het vaste gesteentematrix en van de koncentratie aan opgeloste zouten in het poriënwater. Hij wordt gegeven door

$$\frac{1}{\rho_t} = \frac{1}{\rho_f} + \frac{1}{\rho_c} = \frac{1}{\rho_f} + \frac{1}{F\rho_w} \qquad (6.2)$$

waarin ρ_t = de resistiviteit van het gesteente;
ρ_f = de resistiviteit van het geleidende, vaste gesteentematrix;
ρ_c = de resistiviteit van het poriënwater in het gesteente;

ρ_w = de resistiviteit van het poriënwater alleen;
F = de formatiefaktor, alleen voor het geval geen geleidende mineralen in het gesteente voorkomen.

Van zohaast de koncentratie aan korrels van geleidende mineralen dermate klein is, dat deze geïsoleerd komen te liggen in een niet-geleidende matrix, dragen ze niet meer bij tot het geleidingsvermogen van het gesteente, zodat $\rho_t \cong \rho_c$.

Door de aanwezigheid van een poriënvloeistof in het gesteente ligt zijn resistiviteit aanzienlijk lager dan deze van de afzonderlijke, weinig geleidende gesteentevormende mineralen zelf. In sedimentaire gesteenten is de koncentratie aan opgeloste zouten in het poriënwater veelal dermate hoog, dat de invloed van de vaste matrix op de resistiviteit te verwaarlozen is (zie verder 6.4.3).

6.4.1.2. Resistiviteit van de poriënvloeistof

De resistiviteit van het poriënwater wordt gegeven door

$$\rho_w = \frac{1}{\Sigma(c_a l_a + c_k l_k)} \qquad (6.3)$$

waarin c_a en c_k de equivalentkoncentraties van de verschillende anionen en kationen en l_a en l_k de anionische en kationische equivalentgeleidbaarheden voorstellen.

Bij lage koncentraties nadert de resistiviteit van een elektrolytoplossing tot een asymptotische waarde en is omgekeerd evenredig met de koncentratie c van het opgeloste zout

$$\rho_w = A/c, \qquad (6.4)$$

waarbij A afhangt van het soort zout en van de koncentratie.

6.4.1.3. Verband tussen de resistiviteit van gesteente en poriënvloeistof - de formatiefaktor

In de verzadigde zone zijn alle poriën met water gevuld en geldt de wet van ARCHIE

$$\rho_t = F.\rho_w \qquad (6.5)$$

De formatiefaktor F hangt in de eerste plaats af van de porositeit van het gesteente. Voor een volledig verzadigde, niet verkitte afzetting geldt volgens V.N. DAKHNOV (1947) volgende empirische betrekking

$$\rho_t = \frac{1 + 0{,}25\ (1 - \alpha)^{1/3}}{1 - (1 - \alpha)^{2/3}} .\rho_w = F.\rho_w \qquad (6.6)$$

waarin α de porositeit voorstelt.

In de onverzadigde zone zijn slechts een gedeelte van de poriën van het gesteente met water gevuld, waardoor de resistiviteit groter is dan deze bij volledige verzadiging. In dit geval is

$$\rho_s = \rho_t.S^{-n} \qquad (6.7)$$

waarin ρ_t = de resistiviteit van het volledig verzadigde gesteente,
ρ_s = de resistiviteit van het onverzadigde gesteente,
S = de verzadigingsgraad,
n = een proefondervindelijke faktor, voor zand gelijk aan 2.

Fijnkorrelige sedimentaire gesteenten gevuld met zoet poriënwater vertonen een lagere resistiviteit dan matig- of grofkorrelige afzettingen, gevuld met water van eenzelfde mineralisatiegraad. Niet alleen is de porositeit van eerstgenoemde veelal groter, wat resulteert in een kleinere formatiefaktor, doch tevens zorgt de afscheiding van ionen door de kleimineralen en de oppervlaktegeleiding van het water in de dubbellaag langs de korrelgrenzen voor een toename van de geleidbaarheid. Nochtans doet de aanwezigheid van zoet water kleimineralen zwellen, wat de doorsnede voor ionengeleiding beperkt.

Is het sediment evenwel met zout water verzadigd, dan zal, naarmate de kleifraktie in belang toeneemt, de resistiviteit eveneens toenemen. Een gedeelte van de ionen wordt immers gadsorbeerd als ze de elektrische dubbellaag van de kleimineralen naderen. Tevens neemt de viskositeit van het water in de dubbellaag toe, wat de mobiliteit van de ionen vermindert.

Daar al deze processen die verband houden met de wisselwerking tussen kleimineralen en het poriënwater simultaan plaatsgrijpen en hun onderling belang niet duidelijk is, kan men het globale effekt ervan m.b.t. de resistiviteit moeilijk voorspellen.

In de kwartaire afzettingen van de Westhoek werd de resistiviteit van het volledig met water van variërende mineralisatiegraad verzadigde sediment gemeten met de lang-normaal-opstelling in P.V.C. filterelementen en systematisch vergeleken met de resistiviteit van het op de overeenkomstige diepten aangetroffen poriënwater (L. LEBBE et al., 1983). Men bekwam voor de verhouding ρ_t/ρ_o een gemiddelde waarde van 2,7. ρ_t/ρ_o varieert hierbij tussen de uitersten 2,3 (leemhoudend zeer fijn zand) en 4,5 (middelmatig tot grof zand). Bij een formatiefaktor gelijk aan 2,7 en bij een grondwatertemperatuur van 10°C valt de grens tussen zoet en brak water zoals deze werd gedefinieerd door G. DE MOOR en W. DE BREUCK (1969, zie ook 6.5.4) samen met een resistiviteit (ρ_t) gelijk aan 20 Ωm. Analoog valt de grens tussen brak en zout water samen met een ρ_t-waarde van 2,5 Ωm.

In reservoirs bestaande uit niet-verharde sedimenten, waarin de formatiefaktor binnen veel engere grenzen varieert dan het zoutgehalte van het poriënwater, geven de elektrische boorgatprofielen dan ook eerder hydrochemische dan wel litostratigrafische informatie.

6.4.2. Methode

6.4.2.1. Principe

Brengt men in een homogeen isotroop milieu met resistiviteit ρ_t een stroom d.m.v. twee puntelektroden A en B, dan kan men de resistiviteit van dit milieu bepalen door meting van het potentiaalverschil tussen twee meetelektroden M en N.

Dit laatste wordt gegeven door

$$\Delta V = V_M - V_N = \frac{I.\rho_t}{4.\pi} \left(\left(\frac{1}{AM} - \frac{1}{BM}\right)\right) - \left(\left(\frac{1}{AN} - \frac{1}{BN}\right)\right) \qquad (6.8)$$

Bij de long-normal-opstelling wordt een voedings- en een meetelektrode (A en M) met onderlinge afstand gelijk aan één meter in het boorgat neergelaten (fig. 6.3). De andere voedings- en meetelektroden (B en N) worden aan het oppervlak geplaatst, op een zodanig grote afstand van het boorgat, dat de afstanden BM, AN en BN verwaarloosbaar klein worden t.o.v. de afstand AM. Zodoende wordt de resistiviteit van de afzetting ter hoogte van de elektrodes gegeven door

$$\rho_t = 4\pi \frac{\Delta V}{I} \qquad (6.9)$$

6.4.2.2. Apparatuur

In plaats van puntelektroden bevat de gebruikte long-normal-sonde twee ringelektroden, teneinde de stroomlijnen zo goed mogelijk in het gesteente te laten dringen. Daardoor dient de faktor 4π in (6.9) te worden vervangen door de proefondervindelijke faktor 8,04. De verhouding $\Delta V/I$ wordt gemeten met een aardmeter "Gossen-Geohm". Om polarisatieverschijnselen te vermijden wordt een wisselspanning aangelegd met een frekwentie van 75 Hz tussen de elektroden A en B.

6.4.2.3. Metingen

In het studiegebied werden enerzijds boorgatmetingen uitgevoerd in P.V.C. filterputten (diameter 90 mm), die later werden aangewend als pompputten bij de uitvoering van de beide "grote" bemalingsproeven (boringen 7.15 en 8.69). Hierin kon alleen worden gemeten ter hoogte van het filterelement.

Naast deze putten werden spoelboringen verricht, teneinde de nodige piëzometers te plaatsen met het oog op de bemalingsproeven. Deze gaten met een diameter van ongeveer 100 mm werden geboord met een draaiboortoestel onder inspoeling van een biologisch afbreekbare, organische boormodder.

De long-normal-sonde werd in deze beide types van putten neergelaten. Bij het ophalen werd de resistiviteit van de omringende afzettingen om de halve meter opgemeten. Wegens de kleine diameter van de gaten kunnen de resistiviteiten, gemeten in de filterputten en deze gemeten in de gespoelde boorgaten, met elkaar worden vergeleken (L. LEBBE, 1981).

De boorgatmetingen in de afzonderlijke gaten, die het kwartaire reservoir slechts gedeeltelijk bestrijken, kunnen zodoende worden gekombineerd tot profielen over de volledige dikte van dit pakket.

Tenslotte staan nog op twee plaatsen (boringen 8.75 en 9.3) metingen ter beschikking, die enkel de bovenste helft van het Kwartair omvatten.

De metingen zijn voorgesteld op profielen (fig. 6.4 tot 6.6) waar de resistiviteit van het gesteente (ρ_t) logaritmisch wordt uitgezet t.o.v. de diepte. De resistiviteitswaarde van 20 Ωm wordt als benaderende grens tussen zoet- en brakwater aangenomen.

6.4.3. Bespreking

6.4.3.1. Boringen 7.15 en 7.17 (fig. 6.4)

Dit boorgatprofiel vertoont twee zone's met relatief hoge en twee zone's met relatief lage resistiviteit.

Met uitzondering van de bovenste drie meters, waar het sediment onverzadigd is, bedraagt de resistiviteit boven het peil -5 m 50 à 60 Ωm. Deze zone valt grotendeels samen met de afzetting van Duinkerke (K9), die hoofdzakelijk bestaat uit zeer weinig leemhoudend fijn zand. Het kleilaagje K9,3 nabij het peil +2,5 m vertoont een lagere resistiviteitswaarde. De (niet-leemhoudende) basis van K9 daarentegen heeft een iets hogere resistiviteit (ca. 70 Ωm).

Via een scherpe overgang nabij het peil -5 m treft men over de volgende tien meters een laag met geringe resistiviteit (ongeveer 10 Ωm) aan. Deze komt overeen met het faciës K7,2, bestaande uit leemhoudend fijn zand met klei- en veenlaagjes. De laagste resistiviteitswaarden werden opgetekend tussen -9,5 m en -11 m, d.w.z. ter hoogte van het niveau dat het meeste leem

en klei bevat.

Nabij de overgang tussen K7,2 en K6 (peil -15 m) stijgt de resistiviteit opnieuw boven 20 Ωm. In de laag K6, bestaande uit fijn zand dat in de bovenste meters nog wat leem bevat, neemt de resistiviteit aanvankelijk gestadig toe met de diepte, om vervolgens tussen de peilen -22,5 en -30,5 een nagenoeg konstante waarden van ca. 45 Ωm aan te nemen. Vanaf -30,5 m ziet men de resistiviteit snel afnemen. Nabij het Y_c-kleisubstraat (peil -38 m) bedraagt de ρ_t-waarde nog 3,3 Ωm.

6.4.3.2. Boringen 8.69 en 8.77 (fig. 6.5)

Op deze plaats komt op geringe diepte brak water voor. Vanaf het oppervlak daalt de resistiviteit vrij snel tot een minimum van 21 Ωm in het kleilaagje K9,3 nabij het peil +1,5 m. Vervolgens stijgt de resistiviteit tot 40 Ωm aan de top van het zand K9,1, behorend tot de afzetting van Duinkerke. Vanaf het peil +0,5 m ziet men ρ_t snel en kontinu afnemen. De waarde van 20 Ωm, die bij benadering de brakwatergrens aangeeft, wordt bereikt nabij de basis van K9,1. Beneden het peil -2,5 m, en dit tot op het tertiaire substraat, varieert ρ_t nog slechts weinig. Nochtans kunnen binnen dit diepte-interval drie zones met een relatief lage resistiviteit, gescheiden door twee zones met een duidelijk hogere resistiviteit worden onderscheiden. De lage resistiviteiten worden opgetekend in de kleilaag K7,3 (3,2-3,6 Ωm) die tot de afzetting van Calais behoort, in het grinthoudend zand K3 (3,6 tot 4,6 Ωm) en tenslotte in het middelmatig zand K1 (6 Ωm aan de top, gestadig afnemend tot 4,2 Ωm nabij het substraat). Duidelijk hogere ρ_t-waarden (4,1 tot 6,2 Ωm) treden op in het zand-leem-veen-komplex, bestaande uit de afzettingen van Eeklo (K5) en Damme (K4) en in het sterk leemhoudend zeer fijn zand K2.1.

6.4.3.3. Boring 8.75 (fig. 6.6)

Deze gespoelde boring in het laaggelegen gedeelte van de Zandpanne reikt tot op het peil -11 m (hydrologisch waarnemingspunt 48HB6-48SB2). Uit de boorgatmeting blijkt eveneens

de aanwezigheid van brak water op geringe diepte.

Vanaf het oppervlak daalt de resistiviteit langzaam tot een minimumwaarde van 27 Ωm, overeenkomend met het kleilaagje K9,3. Vervolgens is er een lichte toename in de bovenste helft van het zandige faciës van de afzetting van Duinkerke (K9,1) : ρ_t schommelt er tussen 30 en 35 Ωm. Nabij het peil 0 m begint deze waarde snel en kontinu af te nemen. Bij benadering kan de brakwatergrens (ρ_t = 20 Ωm) vastgelegd worden op het peil -1 m. De daling zet zich door tot nabij de top van de afzetting van Calais (-3,80 m).

Nog dieper verandert de resistiviteit slechts in geringe mate. Dit was trouwens ook in het vorige resistiviteitsprofiel het geval. In dit boorgat zijn de gemeten resistiviteiten evenwel ongeveer tweemaal groter dan degene, die voorkomen op de overeenkomstige peilen in het vorige profiel. Opnieuw worden de laagste waarden (ca. 9,5 Ωm) vastgesteld in de klei van de afzetting van Calais (k7,3). Dieper (onder het peil -5,4 m) worden waarden, begrepen tussen 10,5 en 13 Ωm vastgesteld. Deze toename treedt ook op in de afzettingen van Eeklo en Damme in het profiel 8.69-8.77. Nochtans is een spoelboring te onbetrouwbaar om een litostratigrafische korrelatie te maken met boring 8.69.

6.4.3.4. Boring 9.3 (fig. 6.6)

Deze boring werd uitgevoerd binnen het bestek van een lokale hydrogeologische studie in de duinen van het toenmalige Nieuwmunster (M. VANDOOLAEGHE, 1974). Hij werd voorzien van een P.V.C.-filterelement (doorsnede 90 mm), dat het Kwartair over de volledige dikte aansnijdt en werd in die hoedanigheid gebruikt als pompput bij een bemalingsproef. In deze filterput werd een boorgatmeting uitgevoerd tot 21,5 m diepte, omdat de put gedeeltelijk was dichtgeslibd. Deze meting gebeurde kort na de pompproef.

Uit het profiel volgt dat de resistiviteit van het zandige gedeelte van de afzetting van Duinkerke (k9,1) eerder sprongsgewijze daalt met de diepte. De grens van het brak water (ρ_t = 20 Ωm) dient nabij het peil -4 m te worden gesitueerd.

In de beide lagen leemhoudend fijn zand dat klei- en veenlaagjes bevat (K7,2 en K9,2) neemt ρ_t een vrij konstante waarde van ongeveer 11 Ωm aan. Daartussen komt een laag (niet-leemhoudend) fijn zand (k7,1) voor, die een duidelijk hogere resistiviteit (18 Ωm) vertoont. Onder het peil -13 m komt de grinthoudende laag K3 voor, die hier een geleidelijke stijging van de resistiviteit veroorzaakt, zodat de waarde van 20 Ωm weer wordt overschreden. De metingen reiken niet dieper dan deze laag.

De boorgatmeting werd door ons in maart 1981 overgedaan. De resistiviteit lag hoger dan in 1973, vooral in de lagen K9,2 en K7,2, waar een verdubbeling van de waarden werd genoteerd. Tijdens de pompproef was dus blijkbaar geleidelijk brak water in de put aangezogen. Dit wordt bevestigd door de resistiviteit van het poriënwater, opgepompt vanop 15 m diepte (K7,2) in piëzometer 48DB14F3. Deze bedroeg 3,02 Ωm in oktober 1973 en was gestegen tot 6,00 Ωm in maart 1981.

6.4.3.5. Interpretatie

De litologie en het zoutgehalte van het poriënwater beïnvloeden samen de gemeten resistiviteit van het gesteente. De grootste moeilijkheden bij de interpretatie van dergelijke boorgatmetingen bestaat erin beide faktoren van elkaar te onderscheiden, vooral bij kleine veranderingen in ρ_t-waarde.

In de boring 7.15/18 wordt een resistiviteitsafname waargenomen, die met zekerheid kan worden bestempeld als zijnde veroorzaakt door een toename van het zoutgehalte in het poriënwater. De vermindering van ρ_t naar het tertiaire substraat toe wordt er immers waargenomen in de zowel lateraal als vertikaal zeer homogene laag K6. Met een formatiefaktor van 2,7 neemt de geleidbaarheid van het poriënwater, uitgedrukt in µS/cm (en dus ook van de totale mineralisatie, uitgedrukt in mg/l) toe van 900 op het peil -31,5 tot 10000 op het peil -38, nabij de top van het Tertiair. Dit brak water vormt duidelijk de overgangszone tussen zoet en zout water, in evenwicht met elkaar.

Ook in de zandlaag K9,1, behorend tot de afzetting van Duinkerke, wordt een kontinue overgang van zoet (ca. 800 µS/cm) naar brak (ca. 3500 µS/cm) water vastgesteld (boringen 8.69/77 en 8.75) en wel op een voor de duinen ongewoon hoog peil (-1 m).

De stijghoogte van dit brak water is te hoog om deze overgangszone te kunnen verklaren als een diffusiezone tussen zoet- en zout water die met elkaar in evenwicht zijn. Veeleer betreft het een lens brakwater die door halfdoorlatende lagen voldoende tegen uitspoeling door zoetwater is beschut.

Boven of onder deze brakwatergrenzen worden nog andere resistiviteitskontrasten waargenomen. Het geheel van faktoren dat deze verschillen veroorzaakt, is ongetwijfeld van een grote komplexiteit. Hierbij valt op te merken dat de kleilaag K7,3 of de leemhoudende afzettingen met kleilaagjes K7,2 en K9,2 steeds relatief lage resistiviteiten vertonen. Bij de boorgatmeting in boring 9.3 was de invloed van het gehalte aan deeltjes fijner dan 50 µm op de resistiviteit van de afzetting zeer opvallend (M. VANDOOLAEGHE, 1974).

Dergelijke afzettingen veroorzaken ongetwijfeld een lage waarde voor de formatiefaktor. Hun porositeit ligt immers hoger dan deze van zuiver zand. Bovendien verhoogt de aanwezigheid van kleimineralen de geleidbaarheid.

De textuur van dergelijke sedimenten heeft echter ook een onrechtstreekse invloed op de resistiviteit. Er mag immers worden aangenomen dat het zoutwater, dat samen met het sediment werd afgezet, niet volledig werd verdreven door het infiltrerend neerslagwater (zie ook 6.2.1), als gevolg van de fijnkorrelige textuur en de slechte sortering, gunstige faktoren om fossiel water vast te houden en te beschermen tegen de uitspoelende werking van het recent geïnfiltreerde water.

6.5. Wateranalyses

6.5.1. Algemeen

De elektrische boorgatmetingen laten toe om het zoutgehalte van het grondwater bij benadering te bepalen en zodoende zoet, brak en zout water in de ondergrond te lokaliseren.

Niettemin is de kennis van de samenstelling van de opgeloste stoffen in het grondwater onontbeerlijk. Van deze analyseresultaten wordt gebruik gemaakt om het laterale en vertikale verloop van de grondwaterkwaliteit vast te leggen. Tevens laten ze een klassifikatie toe van de verschillende waters in een beperkt aantal groepen, waarvan de verspreiding, de oorsprong en de evolutie wordt nagegaan.

6.5.2. Staalname

59 grondwaterstalen werden onttrokken aan piëzometers van kleine diameter (doorsneden 40 mm), voorzien van filterelementen van één meter lengte. De hiervoor gebruikte draaiperspomp kan water opzuigen tot op een diepte van ca. 6 m beneden het oppervlak. Al naargelang van het rustpeil van de aangepompte watervoerende laag of horizont en van de horizontale hydraulische doorlatendheid van deze laatste varieerde het pompdebiet van 0,05 tot 0,8 m^3/u.

Vóór de staalname werd de piëzometer gedurende een bepaalde tijd schoongepompt. Al het water, dat in en om de piëzometer kon zijn terechtgekomen tijdens zijn plaatsing, dient immers te worden verwijderd. Bij de staalname zelf kan dan met zekerheid worden gesteld dat het opgepompte water representatief is voor de bemonsterde diepte.

Men bepaalt op het terrein de kleur, geur, smaak, troebelheid en temperatuur van het water, samen met de lucht-temperatuur.

Ter aanvulling werd uit een aantal piëzometers op dezelfde manier stalen ontnomen, waarvan evenwel alleen de resistiviteit op het terrein werd bepaald. Daarvoor werd een meetcel

van T.N.O. ondergedompeld in het opgepompte water. Zoals bij de elektrische boorgatmetingen werd deze resistiviteitsmeting uitgevoerd met een GOSSEN-GEOHM-aardmeter. Het resultaat werd omgerekend tot een geleidbaarheid bij 18°C, wat toeliet om de geleidbaarheidsklasse (tabel 6.4) te bepalen.

6.5.3. Analyse

In het laboratorium wordt de bufferkapaciteit getitreerd met een zuur (HCl, 1N) t.o.v. fenolftaleïne en t.o.v. een mengindicator (methylrood en bromochresolgroen in isopropanol). Dit levert respektievelijk de alkalische titer (TA) en de totale alkalische titer (TAC) op. Eerstgenoemde heeft betrekking op een deel van de opgeloste aardalkalicarbonaten, laatstgenoemde op het totaal aan carbonaten en bicarbonaten. Het gehalte aan agressief CO_2 wordt titrimetrisch bepaald t.o.v. dezelfde mengindikator, na behandeling met calciumcarbonaat.

De resistiviteit meet men in het laboratorium met een geleidbaarheidsbrug (model R.C.-12 C1P van Industrial Instruments Inc.). De temperatuur van het water in het laboratorium meet men met een temperatuurmeter (model TMS van Marek Instruments Inc.). Men rekent de resistiviteit om naar veldtemperatuur, de geleidbaarheid naar 18°C. Voor de pH maakt men gebruik van een pH-meter met glaselektrode.

Verder meet men de verdampings- en verassingsrest, het gehalte aan zwevende stoffen, het gehalte aan organische stoffen en het gehalte aan SiO_2 (mg/l).

De meting van de aardalkalizouten onder de vorm van totale, blijvende en tijdelijke hardheid (°F) gebeurt titrimetrisch met titriplex III en magnesium-titriplex.

De ionenbalans stelt men op met de kationen Na^+, K^+, Ca^{2+}, Mg^{2+}, Fe^{2+}, Fe^{3+}, Mn^{2+} en NH_4^+ en de anionen Cl^-, SO_4^{2-}, NO_3^-, NO_2^-, HCO_3^-, CO_3^{2-} en PO_4^{3-}.

De chloriden bepaalt men met een chloridometer (Buchler Instruments Inc.), de sulfaten gravimetrisch, de nitraten colorimetrisch volgens de metode van GRANDVAL-LAJOUX. De bicarbonaten en carbonaten berekent met uit TA en TAC. Men bepaalt de nitrieten met de sulfanilzuur-fenolmetode in ammoniakaal milieu en de fosfaten colorimetrisch met de molybodeenvanadaatmetode.

Wat de kationen betreft bepaalt men Na^+, K^+, Ca^{2+}, Mg^{2+} en Mn^{2+} door atomaire absorptie, ijzer kolorimetrisch volgens de sulfosalicylzuurmetode en ammoniak kolorimetrisch volgens de NESSLER-metode.

Tenslotte dient ter kontrole de ionenbalans te worden opgesteld, welke moet voldoen aan de voorwaarde

$$\frac{\Sigma KATIONEN - \Sigma ANIONEN}{\Sigma KATIONEN + \Sigma ANIONEN} \times 100 < 5,$$

waarbij alle gehalten worden uitgedrukt in milliequivalent per liter.

De analyseresultaten zijn weergegeven in bijlage 5. Het Mn^{2+}-gehalte neemt dermate kleine waarden aan, dat het niet werd opgenomen in de tabellen. De onderzochte waters bevatten bovendien doorgaans geen CO_3^{2-} .

6.5.4. Synthetische voorstelling van de analyseresultaten

De relatieve ionenverdelingen waargenomen in de verschillende stalen, kunnen het best met elkaar worden vergeleken in een PIPER-diagram. Dit bestaat uit twee driehoeksdiagrammen en een ruitdiagram. De equivalentkoncentratie van de drie belangrijkste kationen(groepen) Ca^{2+}, Mg^{2+} en $Na^+ + K^+$ worden procentueel t.o.v. de kationensom voorgesteld in het eerste driehoeksdiagram. Men herhaalt deze werkwijze voor de anionen(groepen) Cl^-, SO_4^{2-} en $HCO_3^- + CO_3^{2-}$ in het tweede driehoeksdiagram. In het ruitdiagram worden enerzijds $Ca^{2+} + Mg^{2+}$ en $Na^+ + K^+$ en anderzijds $SO_4^{2-} + Cl^-$ en $HCO_3^- + CO^{2-}_3$ komplementair uitgezet. Elke relatieve ionenverdeling wordt hierin weergegeven door een punt, bekomen door de projektie van de twee korresponderende punten in beide driehoekdsdiagrammen.

Door G. DE MOOR en W. DE BREUCK (1969) werd een klassifikatiesysteem uitgewerkt voor de grondwaters, aangetroffen in de Oostelijke Kustvlakte en in de Vlaamse Vallei. Hierin worden acht grondwaterklassen onderscheiden, die in zekere mate de genese en de evolutie van het grondwater in dit gebied weerspiegelen. Ze worden op het PIPER-diagram in fig. 6.1 afgebakend.

Tevens worden de analyseresultaten voorgesteld door een symbool, dat de relatieve ionenverdeling reflekteert en bestaat uit drie letters en drie cijfers. Met ieder symbool komt een grondwatertype overeen. Hoe beter de grondwatertypes met elkaar verwant zijn, des te minder verschillen de symbolen van elkaar.

De eerste letter, een hoofdletter, geeft weer tot welke geleidbaarheidsklasse het water behoort (tabel 6.4). De geleidbaarheid is meestal rechtstreeks evenredig met het totale gehalte aan opgeloste stof in het water (J.HEM,1959), hoewel systematische afwijkingen hiervan werden vastgesteld (A. PIPER, 1953). De aanwezigheid van HCO_3^--ionen zou bij lage koncentraties de geleidbaarheid van NaCl-houdend water verminderen (F. WALTER, 1964). De totale mineralisatie, uitgedrukt in mg/l, neemt bij benadering dezelfde numerieke waarde aan als de geleidbaarheid, op voorwaarde dat deze laatste werd omgerekend naar een temperatuur van 18°C.

Tabel 6.4 - Eerste letter van het symbool en geleidbaarheid van het water (G. DE MOOR en W. DE BREUCK, 1969)

Eerste letter	Geleidbaarheid (18°C) in µS/cm	Resistiviteit (10°C) in Ωm	Benaderende koncentratie in mg/l	Kwalitatieve beoordeling
G	<200	>60	<200	zeer zoet
W	200-400	60-30	200-400	zoet
V	400-800	30-15	400-800	matig zoet
F	800-1600	15-7,5	800-1600	zwak zoet
A	1600-3200	7,5-3,8	1600-3200	matig brak
B	3200-6400	3,8-1,9	3200-6400	brak
C	6400-12800	1,9-0,94	6400-12800	zeer brak
S	12800-25600	0,94-0,47	12800-25600	matig zout
Z	>25600	<0,47	>25600	zout

Op de derde en op de vijfde plaats van het symbool staat telkens een kleine letter (tabel 6.5). Het eerste houdt rekening met de verhouding tussen de som van de Na^+- en K^+-equivalentkoncentraties en de som van de Ca^{2+}- en Mg^{2+}-equivalentkoncentraties. De verhouding tussen de sommen der equivalentkoncentraties van SO_4^{2-} en Cl^- enerzijds en van HCO_3^- en CO_3^{2-} anderzijds, bepaalt de tweede kleine letter.

Tabel 6.5 - Tweede en derde letter van het symbool (G. DE MOOR en W. DE BREUCK, 1969)

Tweede letter	Procent $Na^+ + K^+$	Procent $Ca^{2+} + Mg^{2+}$	Derde letter	Procent $HCO_3^- + CO_3^{2-}$	Procent $Cl^- + SO_4^{2-}$
a	0-10	90-100	a	0-10	90-100
b	10-20	80-90	b	10-20	80-90
c	20-30	70-80	c	20-30	70-80
d	30-40	60-70	d	30-40	60-70
e	40-50	50-60	e	40-50	50-60
f	50-60	40-50	f	50-60	40-50
g	60-70	30-40	g	60-70	30-40
h	70-80	20-30	h	70-80	20-30
i	80-90	10-20	i	80-90	10-20
k	90-100	0-10	k	90-100	0-10

De verhouding tussen de equivalentkoncentraties van Mg^{2+} en Ca^{2+} en tussen deze van SO_4^{2-} en Cl^- worden telkens weergegeven door een cijfer, die worden teruggevonden op resp. de tweede en de vierde plaats van het symbool (tabel 6.6). Hierbij definieert men

$$mgca = \frac{Mg^{2+}(meq/l)}{Ca^{2+}(meq/l)} \cdot 100 \qquad (6.10)$$

en

$$socl = \frac{SO_4^{2-}(meq/l)}{Cl^-(meq/l)} \cdot 100 \qquad (6.11)$$

Tabel 6.6 - Eerste en tweede cijfer van het symbool (G. DE MOOR en W. DE BREUCK, 1969)

Eerste cijfer	mgca	Tweede cijfer	socl
0	0-1	0	0-1
1	1-20	1	1-10
2	20-50	2	10-20
3	50-100	3	20-50
4	100-200	4	50-100
5	200-300	5	100-200
6	300<	6	200-300
		7	300<

6.5.5. Klassifikatie van de waters

Zoals blijkt uit 6.2 is het uiteraard zeer moeilijk om zelfs maar bij benadering te voorspellen welke de kwaliteit zal zijn van het grondwater, aangetroffen op een bepaalde plaats in het reservoir. De kwaliteitsveranderingen die het water ondergaat, enerzijds vanaf het maaiveld tot aan de grondwaterspiegel en anderzijds in de verzadigde zone, worden beheerst door een veelheid van faktoren zoals zuurgraad, redoxpotentiaal, het voorhanden zijn van klei en organisch materiaal in de formatie, het al dan niet voorkomen van aerobe of anaerobe bakteriën...

Het kwaliteitsonderzoek van het grondwater dient zich noodgedwongen veelal te beperken tot een indeling in verschillende typen, waarbij de analyse van het water als uitgangspunt dient bij de mogelijke verklaring hoe de aangetroffen grondwatersamenstelling tot stand is gekomen.

In het hiernavolgende wordt vooreerst de genetische klassifikatie van G. DE MOOR en W. DE BREUCK (1969) toegepast. Wegens het zeer gedetailleerde karakter van dit onderzoek werd bovendien een ruimtelijke klassifikatie uitgewerkt, waarmee gepoogd wordt om tevens een evolutielijn voor de in het gebied aangetroffen grondwaters terug te vinden.

6.5.5.1. Indeling in genetische groepen (G. DE MOOR en W. DE BREUK, 1969)

6.5.5.1.1. Principe

Bij deze klassifikatie, die werd uitgewerkt voor de Kustvlakte en de Vlaamse Vallei, waar het reservoir gedeeltelijk is gevuld met zout water afkomstig van holocene mariene invasies, worden acht watergroepen afgebakend op het PIPER-diagram (fig. 6.1). Twee ervan bevatten primair water, d.w.z. water dat sedert zijn aankomst in de watervoerende laag nog maar weinig wijzigingen in samenstelling heeft ondergaan. Volgens de auteurs wordt primair water tevens kontinu aangevuld. Groep 1 bestaat uit zeewater, groep 3 uit zoet water dat door vertikale perkolatie of door ondergrondse aanvloei vanuit de randgebieden ter plaatse komt. Uit deze beide primaire groepen zijn de overige groepen afgeleid.

6.5.5.1.2. Verspreiding van de watergroepen over het studiegebied

De laterale en vertikale spreiding van de verschillende groepen kan het best worden weergegeven op kartogram (fig. 6.7).

Groep 1, het nagenoeg ongewijzigde zeewater, is niet alleen vertegenwoordigd op een diepte van 21,5 m onder de hoog-hoogwaterlijn (48DB24F2), doch tevens nabij het tertiaire substraat onder de Vlissegemse binnenduinen (47DB2F1)(*). In het laatste staal ligt het zoutgehalte zelfs beduidend hoger dan dit in recent zeewater.

De relatieve ionenverdeling van de waters van groep 2 is vergelijkbaar met deze van groep 1. Het zoutgehalte is evenwel afgenomen. Ze kunnen worden beschouwd als verdund zeewater en komen voor nabij het tertiaire substraat, zowel onder de hoog-hoogwaterlijn (48DB24F1) als in het poldergebied tussen de jonge duinen en de binnenduinen (47DB1F1).

(*) Voor de ligging van de bemonsteringspunten wordt verwezen naar het kaartje fig. 4.37.

In de zoete waters van het studiegebied zijn de typisch "mariene" bestanddelen Na^+, Mg^{2+} en Cl^- duidelijk in hogere koncentratie aanwezig dan degene die normaal worden opgetekend voor de waters van de groep 3 (G. DE MOOR en W. DE BREUCK, 1969; L. LEBBE, 1978) en in overeenstemming zijn met hun gehalten in regenwater, verhoogd met een faktor gelijk aan de verhouding tussen de gemiddelde neerslag en neerslag-overschot (de zgn. indampingsfaktor). Groep 3 is dan ook slechts eenmaal vertegenwoordigd nl. in het oosten van het duingebied, op een diepte van 14,5 m (48DB21F3). In eerste benadering kan de indampingsfaktor worden geschat op een waarde tussen 2 en 3 (R. MEINARDI, 1974; L. LEBBE, 1978).

De waters die boven de brakwatergrens worden waargenomen behoren daarentegen meestal tot groep 7. Hun gemiddelde samenstelling vindt men in tabel 6.7. Ze komen zowel in de duinen als in de polders voor en hebben een relatief alkaligehalte tussen 10% en 40% van de kationen, terwijl hun chloridegehalte minder dan 30% van de anionen bedraagt. Soms liggen deze beide percentages hoger, waardoor dit water overgaat naar zoet water van de groep 6. Dit is dikwijls het geval bij het ondiep grondwater in de Zandpanne. De gemiddelde samenstelling van de zoetegrondwaterstalen behorend tot de groep 6 is weergegeven in tabel 6.8.

Ook (matig) brakke waters kunnen evenwel tot de groep 6 behoren. Ze komen voor onder de hoog-hoogwaterlijn (48DB24F3 en F4), boven het zoute grondwater van de groepen 1 en 2. In het centraal en noordoostelijk deel van het duingebied treft men ze aan op matige diepte, veelal in de laag K3. Dieper gaan ze over in water met de samenstelling van groep 4.

In de polders komt (matig) brak water, behorend tot groep 6, voor op geringe diepte (3,5 m in 48HB23F2) of zelfs aan het oppervlak (48HB22, waar het tevens in de ernaast gelegen sloot wordt aangetroffen).

Tabel 6.7 - Gemiddelde samenstelling van de grondwaterstalen behorend tot groep 7

		Gemiddelde	Standaard afwijking	Maximum	Minimum	Staal met max.	Staal met min.
Na^+	mg/l	54,26	23,27	110,88	18,75	48HB21F2	47DB1F2
	meq/l	2,36	1,01	4,82	0,82		
K^+	mg/l	12,39	11,30	37,60	2,18	47DB1F4	48HB16F2
	meq/l	0,32	0,29	0,96	0,06		
Ca^{2+}	mg/l	105,70	35,44	176,40	28,96	48DB21F2	47DB1F4
	meq/l	5,29	1,77	8,82	1,45		
Mg^{2+}	mg/l	16,55	10,93	54,55	4,60	48HB21F2	47HB4
	meq/l	1,36	0,90	4,49	0,38		
Fe^{tot}	mg/l	2,38	2,22	8,12	0,18	47HB4	47DB1F4
	meq/l	0,13	0,12	0,44	0,01		
NH_4^+	mg/l	6,34	6,53	23,54	0,07	48HB7F1	48HB6F2
	meq/l	0,35	0,36	1,31	<0,01		
Cl^-	mg/l	107,90	38,62	208,20	27,40	48HB6F2	47DB1F4
	meq/l	3,04	1,09	5,86	0,77		
SO_4^{2-}	mg/l	58,16	53,11	188,60	2,30	48HB7F1	48DB22F3
	meq/l	3,04	1,11	3,93	0,05		
$HCO_3^- + CO_3^{2-}$	mg/l	324,68	90,73	607,56	179,95	48HB21F2	48HB32F1
	meq/l	5,32	1,49	9,96	2,95		
NO_3^-	mg/l	0,44	0,98	5,12	0	47HB4	meerdere
	meq/l	0,01	0,02	0,08			stalen
PO_4^{3-}	mg/l	1,75	1,68	5,76	0,03	48HB2F1	48HB6F2
	meq/l	0,05	0,05	0,18	<0,01		
Geleidbaarheid (µS/cm)		943	342	2268	449	48HB2F2	47DB1F4
Tot.hardheid (°F)		35,48	10,25	57,90	13,85	48HB21F2	47DB1F4
Blijv. hardheid (°F)		13,48	7,00	28,44	2,48	48HB7F1	48DB22F1

Tabel 6.8 - Gemiddelde samenstelling van de zoete grondwaterstalen, behorend tot groep 6

		Gemiddelde	Standaardafwijking	Maximum	Minimum	Staal met max.	Staal met min.
Na^+	mg/l	104,43	29,50	149,80	61,60	47HB7F1	48HB35F2
	meq/l	4,54	12,82	6,51	2,68		
K^+	mg/l	16,04	11,24	37,00	2,50	47DB2F3	47HB7F1
	meq/l	0,41	0,29	0,95	0,06		
Ca^{2+}	mg/l	91,26	47,73	165,00	39,50	47HB7F1	47DB2F3
	meq/l	4,56	2,38	8,25	1,98		
Mg^{2+}	mg/l	15,91	4,28	22,92	11,80	W.W. put 1	47DB2F3
	meq/l	1,31	0,35	1,88	0,97		
$Fe^{2+/3+}$	mg/l	3,45	4,97	12,68	0,18	47HB7F1	48DB14F4
	meq/l	0,19	0,27	0,68	0,01		
NH_4^+	mg/l	11,95	9,80	27,73	0,13	48HB30F2	48HB5F2
	meq/l	0,66	0,54	1,54	0,01		
Cl^-	mg/l	170,46	65,83	274,78	77,27	47HB7F1	47DB2F3
	meq/l	4,80	1,85	7,74	2,18		
SO_4^{2-}	mg/l	92,17	93,33	260,35	3,91	47HB7F1	W.W. put 1
	meq/l	1,92	1,94	5,42	0,08		
HCO_3^-	mg/l	303,48	89,53	463,60	159,82	W.W. put 1	48HB5F2
	meq/l	4,98	1,47	7,60	2,62		
NO_3^-	mg/l	0,62	0,72	2,21	0,08	48SB4F4	48HB30F2
	meq/l	0,01	0,01	0,04	<0,01		
PO_4^{3-}	mg/l	4,96	4,75	14,40	0,19	48HB5F1	48HB5F2
	meq/l	0,16	0,15	0,45	0,01		
Geleidbaarheid (µS/cm)		1116	302	1571	589	47HB7F1	47DB2F3
Tot. hardheid (°F)		34,47	17,78	67,21	14,77	48SB4F4	47DB2F3
Blijv. hardheid (°F)		16,73	13,74	42,05	1,47	47HB6F2	47DB2F3

Groep 4 omvat zwak zoet tot zeer brak water. Het zoete grondwater van deze groep wordt aangetroffen in het centrale duingebied (48DB15F2 en F3) en in de binnenduinen (47DB2F4). Niettemin bestaat de meerderheid van groep 4 uit matig tot zeer brakke waters, die meestal onder zoet of brak water behorend tot de groep 6 voorkomen. Dergelijke associatie werd vastgesteld zowel in de duinen (48DB14 en 20), als in de polders (48HB23) en in de binnenduinen (47DB2).

6.5.5.1.3. Besluit

Enigszins tegen de verwachtingen in behoren zelfs de meest ondiepe zoete duinwaters wegens hun hoog chloride- en alkaligehalten niet tot de groep 3, maar tot de groep 7 en zelfs tot de groep 6. De zeer weinig gemineraliseerde waters, waarin de chloride-, natrium- en magnesiumgehalten overeenstemmen met de gehalten aangevoerd door de neerslag, rekening houdend met de indampingsfaktor,worden dan nog aangetroffen in de polders, meer bepaald in de hoogstgelegen zone nabij De Haan, die overeenstemt met het belangrijke inbraakgebied van de Duinkerketransgressie(s). Deze waters komen er voor tot op grote diepte (ca. 35 m) en staan via een scherp grensvlak in kontakt met een dunne zoute onderlaag.

In de lager gelegen poldergebieden meer naar het oosten toe reikt een omvangrijke laag met brak water tot nabij of tot aan het maaiveld. Hij bevat water van groep 6, dat dieper overgaat in water van groep 4. Op grond van grondwateronderzoek uitgevoerd in nabijgelegen gebieden (G. DE MOOR en W. DE BREUCK, 1969) kan worden verondersteld dat dit water op nog grotere diepte op zijn beurt overgaat in zout water van de groepen 1 en 2.

Een belangrijke brakwaterlaag komt eveneens voor in de diepere kwartaire ondergrond van het centrale en oostelijke duingebied, wat reeds tot uiting kwam in de boorgatprofielen (6.4.3.2-4). Bovenaan bevat hij water van de groep 6, onderaan water van de groep 4, dat tot op het tertiaire subtraat reikt.

Op fig. 6.17 en 6.18 worden op de litostratigrafische doorsneden de geleidbaarheidsklassen van het grondwater afgebakend. De invloed van de slecht doorlatende lagen op de grondwaterkwaliteitsverdeling is duidelijk.

6.5.5.2. Ruimtelijke grondwaterklassifikatie

6.5.5.2.1. Principe

Bij deze klassifikatie is het reservoir zowel in de horizontale als in de vertikale zin onderverdeeld in een aantal zones. Voor elk daarvan zijn alle beschikbare wateranalyses statistisch verwerkt. Uit de vergelijking van de gemiddelde samenstellingen in de onderscheiden zones is gepoogd de oorsprong en de evolutie van deze waters te achterhalen.

6.5.5.2.2. Indeling van het reservoir (fig. 6.8)

Lateraal wordt het studiegebied ingedeeld in drie hoofdgebieden : 1) het hoog strand,
2) de duinen,
3) de polders en de Vlissegemse binnenduinen.

Het grondwater afkomstig van onder het hoog strand kan slechts aan de hand van 4 stalen worden bestudeerd. In de duinen daarentegen zijn 48 analyses voorhanden. De binnenduinen worden bij de polders gevoegd onder het derde hoofdgebied. Wegens hun langgerekte vorm, hun lage ligging(niet meer dan een meter hoger dan de omringende polders) en wegens hun bodemgebruik sluiten ze immers veeleer aan op de kreekruggen in de polders dan op de jonge kustduinen. Uit dit hoofdgebied zijn 15 waterstalen, waaronder een van oppervlaktewater, afkomstig.

6.5.5.2.2.1. Het hoog strand

Wegens de grote verschillen in samenstelling zijn de vier stalen van 48DB24 niet statistisch verwerkt.

6.5.5.2.2.2. De duinen

Dit gebied omvat twee subgebieden

(1) het duingebied buiten de Zandpanne, waar geen enkele vorm van grondwaterverontreiniging door menselijke aktiviteit is bekend;
(2) de Zandpanne, samenvallend met het terrein dat tussen 1897 en 1940 met afvalwater werd bevloeid.

In de beide subgebieden worden a priori de zoete van de brakke waters onderscheiden op grond van een Cl^--gehalte van 250 mg/l. Eerstgenoemde worden vertikaal onderverdeeld in drie zones : zeer ondiep, ondiep en diep zoet water, overeenkomend met respektievelijk de freatische laag C, de halfartesische laag B en de halfartesische laag A.

Het voorkomen van brak water blijft bijna uitsluitend beperkt tot de halfartesische laag A. Niettemin werden in het poriënwater van die laag nog belangrijke verschillen in de (relatieve) ionensamenstelling waargenomen. Om een eventueel verband ervan met de litologische bouw van het reservoir na te gaan werden de stalen van brak water verder onderverdeeld naar de litostratigrafische eenheid waaruit ze werden opgepompt.

6.5.5.2.2.3. De polders en de Vlissegemse binnenduinen

In dit hoofdgebied worden twee subgebieden onderscheiden. Op grond van de stijghoogteverdeling kan in het westen een zone worden afgebakend, waar het grondwater wordt aangevuld. Hij komt overeen met enerzijds het belangrijke inbraakgebied van de Duinkerke-transgressies, anderzijds met de ten zuiden hiervan gelegen binnenduinen. Het maaiveld ligt er nabij of boven het peil +4,00 m. Wegens de aanwezigheid van het dikke zandpakket K6 is de diepere kwartaire ondergrond er goed doorlatend. Bovendien vertegenwoordigt het inbraakgebied een uitgestrekte zone zonder oppervlakteveen. De omstandigheden voor de vorming van een diepe zoetwaterlens zijn er gunstig.

In de rest van het poldergebied daarentegen wordt een opwaarts gerichte stijghoogtegradiënt genoteerd. Dit vormt het tweede subgebied, waar nagenoeg geen grondwateraanvulling door lokale infiltratie plaatsgrijpt, doch waar integendeel kwelwerking optreedt.

6.5.5.2.3. Scheikundige eigenschappen van de waters afkomstig uit de verschillende zones van het reservoir

De resultaten van het statistisch onderzoek, verricht na indeling van de grondwateranalyses in een aantal zones van herkomst, vindt men terug in bijlage 6. De gemiddelde samenstelling in deze verschillende zones kunnen best met elkaar worden

vergeleken d.m.v. STIFF-diagrammen. Dit zijn polygonen waarvan de oppervlakte evenredig is met het zoutgehalte en de vorm kenmerkend voor de relatieve ionenverdeling. Elk hoekpunt ligt t.o.v. de centrale as op een afstand, die evenredig is met de koncentratie van een bepaald bestanddeel, uitgedrukt in milli-equivalent per liter.

6.5.5.2.3.1. Regenwater (00)

Het neerslagwater dat het grondwaterreservoir aanvult, bevat weinig opgeloste stoffen. De gewogen gemiddelden over 1982 van de geleidbaarheid en van het chloridegehalte bedroegen in het centrale duingebied, op 500 m afstand van de zee, respektievelijk 133,4 µS/cm en 11,45 mg/l. Een eenmalige meting van de zuurgraad leverde een waarde van 7,24 op, vergelijkbaar met de waarde van 7,40, die in januari 1975 in de duinen van de Panne in het regenwater werd vastgesteld (L. LEBBE, 1978).

Over de andere bestanddelen zijn m.b.t. het studiegebied zelf geen gegevens voorhanden. Daarom worden de gemiddelde waarden van tabel 6.1 betreffende Nederlandse duingebieden overgenomen.

De gewogen gemiddelden van de chloride- en sulfaatkoncentratie over de periode 1974-1976 bedroegen in het regenwater te De Panne respektievelijk 12,01 en 12,63 mg/l, op een afstand van 2 km van de kust. In Sint-Andries-Brugge bedroeg het gemiddelde over de periode 1967-1974 voor sulfaat 8,6 mg/l. De sulfaatkoncentratie in het regenwater aan of nabij de Belgische kust schijnt dus iets hoger te liggen dan die aan de Nederlandse kust.

Naast chloride- en sulfaat zijn de belangrijke ionen in het regenwater, dat in het kustgebied valt, natrium, afkomstig van de verstuiving van zeewater, nitraat en ammoniak. Verder is het magnesiumgehalte hoog t.o.v. dit van calcium, terwijl slechts sporen van kiezelzuur worden vastgesteld.

6.5.5.2.3.2. Zeewater (01)

De samenstelling van het recente Noordzeewater, bemonsterd te Blankenberge enkele kilometers ten oosten van Wenduine, vindt men in de onderstaande tabel terug.

Tabel 6.9 - Samenstelling van het Noordzeewater

Kationen	mg/l	meq/l	Anionen	mg/l	meq/l
Na^+	8630,2	375,217	Cl^-	16105,5	454,188
K^+	572,6	14,646	SO_4^{2-}	2173,5	45,281
Ca^{2+}	359,3	17,940	NO_3^-	0,22	0,004
Mg^{2+}	1079,3	88,758	NO_2^-	0,01	-
Fe^{tot}	0,15	0,008	HCO_3^-	164,7	2,700
Mn^{2+}	0,30	0,011	CO_3^{2-}	0	-
NH_4^+	1,16	0,043	PO_4^{3-}	0,61	0,019

tot. hardheid (°F) : 595,954
blijvende hardheid (°F): 534,641
geleidbaarheid (µS/cm) : 37467
SiO_2-gehalte (mg/l) : 2,67

6.5.5.2.3.3. Grondwater onder het hoog strand

6.5.5.2.3.3.1. Diep zout water

Het staal afkomstig vanop 29,5 m diepte (laag K1), nabij het substraat, heeft een lager zoutgehalte dan dat op 21,5 m diepte (laag K3). Het chloridegehalte van brak en zout grondwater laat toe om in goede benadering de faktor te schatten, waarmee het konnate zeewater werd verdund sinds het in de formatie kwam.

In het diepste staal bedraagt deze faktor 2,22. Ten opzichte hiervan werden bicarbonaat en natrium relatief aangerijkt en magnesium, calcium en kalium in die volgorde relatief verdund, terwijl sulfaat met nagenoeg dezelfde faktor als chloride werd verdund. Het SiO_2-gehalte neemt een voor grondwater lage waarde aan.

In het andere staal bedraagt de verdunningsfaktor slechts 1,59 (steeds berekend aan de hand van chloride). Minder verdund zijn natrium en sulfaat, terwijl de bicarbonaatkoncentratie gevoelig is toegenomen en magnesium de verdunning van chloride volgt. Sterker verdund zijn calcium en kalium. Ook in dit staal is het SiO_2-gehalte zeer laag. Beide stalen hebben een zeer hoge hardheid.

6.5.5.2.3.3.2. Matig diep en ondiep brak water

Hieronder worden twee stalen samengebracht, het ene afkomstig vanop 15 m diepte (top van de laag K3), het andere vanop 8,5 m diepte (basis van de laag K9,1). Net als het onderliggende zout water is dit water van het alkalichloridetype, doch hier heeft bij de anionen bicarbonaat sulfaat van de tweede plaats verdrongen.

Op 15 m wordt water aangetroffen met een geleidbaarheid van 3929 µS/cm en een chloride-verdunningsfaktor van 14,4. De vier belangrijkste kationen zijn evenwel minder verdund. Deze relatieve aanrijking is het zwakst bij natrium; dan volgen kalium en magnesium en tenslotte calcium (verdunningsfaktor 6,4). De ionenbalans wordt terug in evenwicht gebracht door een bijna vervierVoudiging van het bicarbonaatgehalte, terwijl sulfaat een lichte relatieve aanrijking vertoont. Het kiezelzuurgehalte is duidelijk toegenomen t.o.v. het diepere zoute water.

Op 8,5 m is de geleidbaarheid teruggelopen tot 2023 µS/cm, terwijl de verdunningsfaktor 34,5 bedraagt voor chloride. Weer zijn magnesium, natrium, calcium en kalium (in die volgorde), evenals sulfaat minder verdund. T.o.v. zeewater is het bicarbonaatgehalte ruim verdrievoudigd. In tegenstelling tot het diepere brak en zout water is dit een zacht water. Tevens zijn de indikatoren voor grondwaterverontreiniging - fosfaat en amonium - in relatief hoge koncentratie aanwezig.

6.5.5.2.3.4. Grondwater in de duinen

6.5.5.2.3.4.1. Niet bevloeid duingebied

6.5.5.2.3.4.1.1. Zeer ondiep zoet water (211)

Dit water is van het calciumbicarbonaattype, doch bevat niettemin relatief veel chloride en alkaliën. Het sulfaatgehalte kan zeer sterk variëren, doch bedraagt steeds meer dan 30 mg/l. Het zoutgehalte ligt dan ook vrij hoog, wat wordt weerspiegeld in een geleidbaarheid van meer dan 1000 µS/cm. Het zijn relatief harde waters (40°F) met een laag SiO_2-gehalte.

6.5.5.2.3.4.1.2. Ondiep zoet water (212)

Het natrium- en het chloridegehalte zijn afgenomen t.o.v. deze in het ondiepe grondwater, zodat het calciumbicarbonaattype nog sterker uitgesproken wordt. Hoewel ook de gemiddelde koncentratie van sulfaat is afgenomen, wordt nog steeds een zeer grillige spreiding van deze parameter waargenomen. In deze zone treden reeds nagenoeg sulfaatloze waters op (<10 mg/l). De totale hardheid bedraagt ongeveer 40 °F en het SiO_2-gehalte is matig. De geleidbaarheid daalt tot beneden 1000 µS/cm.

6.5.5.2.3.4.1.3. Diep zoet water (213)

Het water in deze zone is steeds van het calciumbicarbonaattype. De geleidbaarheid bedraagt ongeveer 1000 µS/cm. Het sulfaatgehalte varieert opnieuw sterk, hoewel de gemiddelde waarde nog lager ligt dan in de vorige zone. De hardheid ligt nog steeds rond 40°F. Het SiO_2-gehalte is hoog. Ook het magnesiumgehalte ligt duidelijk hoger dan in de voorgaande zones.

6.5.5.2.3.4.1.4. Brak water

6.5.5.2.3.4.1.4.1. Brak water uit de laag Kl (2141)

Dit alkalichloridewater werd enkel aangetroffen in 48DB20F1 en vertoont een geleidbaarheid van 5707 µS/cm. De chloride-verdunningsfaktor bedraagt 10,5. Van de voornaamste bestanddelen blijken natrium en calcium in geringe mate relatief aangerijkt ten nadele van magnesium, kalium en sulfaat. Het bicarbonaat-

gehalte is ruim vervijfvoudigd t.o.v. zeewater. De hardheid ligt duidelijk lager dan deze van de bovenliggende zoete waters. Het kiezelzuurgehalte daarentegen vertoont nog een vrij hoge waarde.

6.5.5.2.3.4.1.4.2. Brak water uit de laag K2 (2142)

Dit water vertoont in zijn ionenverdeling nauwelijks verwantschap met zeewater. Het is een alkalibicarbonaatwater, waarin zowel de geleidbaarheid (gemiddeld 1192 $\pm$ 61 µS/cm) als het chloridegehalte vrij laag blijven. De totale hardheid neemt opnieuw een waarde van ongeveer 40°F aan. Het kiezelzuurgehalte is matig, het sulfaatgehalte, zeker voor een brak water, vrij laag.

6.5.5.2.3.4.1.4.3. Brak water uit de laag K3 en uit de bovenliggende lagen (2143)

Het grondwater uit deze zone komt beter overeen met dit uit de diepste brakwaterzone (2141) dan met dit uit de onmiddellijke onderliggende zone (2142). De geleidbaarheid ligt gevoelig hoger dan deze in de onderliggende zone en de relatieve ionenverdeling is opnieuw deze van een alkalichloridewater. Tevens is magnesium belangrijker dan calcium, hoewel het chloridegehalte slechts nipt voor blijft op het bicarbonaatgehalte. Het zijn harde waters met een hoog SiO_2-gehalte. Behalve in K3 komen ze voor in K5 en K7.

6.5.5.2.3.4.2. Bevloeid duingebied

6.5.5.2.3.4.2.1. Zeer ondiep zoet water (221)

De gemiddelde samenstelling van het water uit deze zone is van het calciumchloridetype. Het heeft een voor zoet water hoog zoutgehalte. Ook de hardheid ligt hoog. Het sulfaatgehalte ligt hoog tot zeer hoog (138,26 $\pm$ 46,75 mg/l), het kiezelzuurgehalte zeer laag.

6.5.5.2.3.4.2.2. Ondiep zoet water (222)

In vergelijking met het water uit de vorige zone bevat dit grondwater iets minder opgeloste stoffen. Vooral het totale alkali- en het chloridegehalte nemen een voor zoet duinwater meer normale waarde aan. Desondanks geeft de relatieve ionenverdeling een alkalibicarbonaatsamenstelling aan. Typisch in deze zone zijn de zeer hoge kalium-, ammonium- en fosfaatkoncentraties die wijzen op een verontreiniging met organische afvalstoffen.

Sulfaat is opnieuw het bestanddeel waarvan het gehalte de grootste spreiding vertoont. De gemiddelde waarde van 75,05 $\pm$ 64,51 mg/l ligt niettemin hoger dan in de bovenliggende zone. Het water is tamelijk zacht (26°F), het SiO_2-gehalte matig.

6.5.5.2.3.4.2.3. Diep zoet water (223)

Dit water heeft duidelijk een alkalibicarbonaatsamenstelling. De aanwezigheid van ammonium, fosfaat en kalium wijzen duidelijk op een grondwaterverontreiniging. De gemiddelde SiO_2- en sulfaatgehalten zijn nagenoeg dezelfde als in de waters van de bovenliggende zone. De totale hardheid ligt lager dan 20°F.

6.5.5.2.3.4.2.4. Brak water

6.5.5.2.3.4.2.4.1. Brak water uit de laag K1 (2241)

Dit is een alkalichloridewater waarin het chloridegehalte tienmaal lager ligt dan dat in zeewater. Ten opzichte van dergelijke verdunning is natrium aangerijkt ten koste van magnesium en kalium. Ook het sulfaatgehalte is relatief afgenomen. Het bicarbonaatgehalte daarentegen is - ook in absolute waarde - toegenomen t.o.v. dat in zeewater.

Het SiO_2-gehalte ligt vrij laag (32 mg/l) terwijl de totale hardheid 20°F bedraagt. De geleidbaarheid van 5303 µS/cm wijst op een hoog zoutgehalte.

6.5.5.2.3.4.2.4.2. Brak water uit de laag K2 (2242)

Het grondwater in deze zone neemt een alkalibicarbonaatsamenstelling aan. Het overwicht van de alkaliën en van bicarbonaat is zeer sterk uitgesproken. Het zoutgehalte ligt voor een brak water vrij laag. De geleidbaarheid bedraagt immers slechts 1914 µS/cm. Ook het chloridegehalte ligt relatief laag, evenals de hardheid, die lager is dan 20°F. Het SiO_2-gehalte is matig. Het hoge fosfaatgehalte gaat niet steeds gepaard met een hoog ammoniakgehalte. Het sulfaatgehalte ligt voor een brak water laag en in 48SB4F1 zelfs zeer laag.

6.5.5.2.3.4.2.4.3. Brak water uit de laag K3 en uit de bovenliggende lagen (2243)

Het grondwater in deze zone heeft een alkalichloridesamenstelling. Het zoutgehalte is gevoelig groter dan in de diepere zone met alkalibicarbonaatwater. De geleidbaarheid bedraagt gemiddeld 4645 µS/cm. In vergelijking met zeewater is het chloridegehalte 12,5 maal verdund. Minder verdund zijn de alkaliën. Magnesium en sulfaat zijn meer verdund. Bicarbonaat en calcium zijn echter in belanrijke mate relatief aangerijkt in de ionenverdeling. Water in deze zone is hard tot zeer hard en heeft een matig kiezelzuurgehalte. Behalve in de laag K3 werd het waargenomen in K7 en K9.

6.5.5.2.3.5. Water in de polders en in de binnenduinen

6.5.5.2.3.5.1. Gebieden met grondwateraanvulling

6.5.5.2.3.5.1.1. Zoet water (311)

In die zone worden de minst zoute waters van heel het bestudeerde gebied aangetroffen, meer bepaald in de ondergrond (laag K5) van het zuidwestelijke inbraakgebied.

Daar de stalen uit deze zone nogal wat variëren werd in het schema niet de gemiddelde samenstelling, doch de samenstelling van enkele representatieve stalen voorgesteld.

Sommige hebben een alkalibicarbonaatsamenstelling, andere zijn van het calciumbicarbonaattype. Laatstgenoemde worden aangetroffen in 47DB1 op relatief grote diepte en vertonen een meer uitgesproken verwantschap met de zoete waters uit het niet bevloeide duingebied. Alle waterstalen uit die zone zijn tamelijk zacht terwijl het SiO_2-gehalte sterk schommelt, doch lager ligt in de stalen uit de binnenduinen (47DB2) dan in deze uit de polders (47DB1). Het hoge kaliumgehalte gaat meestal gepaard met een hoog fosfaatgehalte.

6.5.5.2.3.5.1.2. Brak water (312)

In dit gebied wordt een snelle overgang van zoet naar zout water waargenomen, via een overgangszone, waarin de geleidbaarheid toeneemt van ca. 500 tot meer dan 40.000 µS/cm. Wegens de diskontinue metode van staalneming, nl. in piëzometers waarvan de filterelementen zich op een zekere vertikale afstand van elkaar bevinden, is het verloop van de geleidbaarheid met de diepte niet precies gekend. Men kan eruit besluiten dat de dikte van deze diffusiezone niet meer dan 10 m bedraagt. Uit de piëzometer 47DB2F2 (zie ook fig. 6.8) is een staal uit die zone afkomstig. Het vertoont een relatief laag zoutgehalte (geleidbaarheid : 1400 µS/cm). Niettemin heeft het de samenstelling van een alkalichloridewater, waarin magnesium belangrijker is dan calcium.

Het bicarbonaatgehalte neemt een voor het studiegebied middelmatige waarde aan, de totale hardheid en het kiezelzuurgehalte liggen relatief laag, het sulfaatgehalte zeer laag.

6.5.5.2.3.5.1.3. Zout water (313)

Zowel in het waarnemingspunt 47DB1 als in 47DB2 werd de aanwezigheid van een zoute laag vastgesteld. De dikte ervan blijft beperkt tot enkele meters boven het substraat. In het diepste gedeelte van het kwartaire reservoir van de binnenduinen (47DB2F1) overtreft het zoutgehalte van dit water zelfs ruimschoots dit van recent zeewater. Op het overeenkomstige peil in het noordelijker gelegen poldergebied (47DB1F2) bedraagt het gehalte de helft, om, zoals blijkt uit de boorgatmeting 7.15, verder af te nemen in de ondergrond van de duinen.

In tabel 6.10 worden van deze beide stalen de koncentraties van de voornaamste opgeloste bestanddelen verhoudingsgewijze t.o.v. hun koncentraties in zeewater weergegeven.

Tabel 6.10 - Koncentraties van de belangrijkste ionen in de stalen afkomstig uit 47DB1F1 en 47DB2F1, uitgedrukt in procent t.o.v. zeewater

	47DB1F1	47DB2F1		47DB1F1	47DB2F1
Na^+	50,72	127,46	Cl^-	44,39	128,13
K^+	30,49	68,46	SO_4^{2-}	58,51	139,68
Ca^{2+}	67,41	173,81	HCO_3^-	379,70	355;55
Mg^{2+}	45,13	155,50			

In beide stalen zijn sulfaat en calcium relatief aangerijkt en kalium relatief verarmd t.o.v. chloride. Die laatste parameter wordt beschouwd als een weergave van de graad van wijziging die zeewater kan hebben ondergaan nadat het samen met het sediment werd afgezet. Magnesium en vooral natrium volgen min of meer die tendens van chloride.

Het SiO_2-gehalte ligt met waarden omstreeks 30 mg/l aan de lage kant. De totale hardheid daarentegen loopt op tot 850°F, waarvan het grootste gedeelte blijvend is.

6.5.5.2.3.5.2. Gebieden met kwelwerking (32)

In dit gedeelte van het bestudeerde poldergebied wordt brak water tot nabij of tot aan het oppervlak waargenomen. Meestal ziet men het zoutgehalte in de bovenste 8 tot 12 m van het reservoir slechts weinig veranderen (geleidbaarheidswaarde tussen 1694 en 3730 µS/cm), behalve in de zuidwestelijke waarnemingspunten 48HB23 en 66, die nabij het gebied gekenmerkt door grondwateraanvulling liggen. Op deze laatste punten treft men wel een vrij snelle overgang aan, hetzij van zoet water (geleidbaarheid : 722 µS/cm op 2 m diepte in 48HB66F2), hetzij van brak water (geleidbaarheid van 1515 µS/cm en chloridegehalte van 281 mg/l op 3,5 m diepte in 48HB23F2) naar water met een hoog zoutgehalte

(geleidbaarheden van 11457 en 13648 µS/cm in respektievelijk 48HB23F1 en 48HB66F1 op diepten van 10,5 en 8 m).

Nagenoeg alle grondwaterstalen afkomstig uit gebieden, die meestal onderhevig zijn aan kwelwerking, zijn van het alkalichloridetype. Calcium en bicarbonaat zijn in de minst diepe stalen de op één na belangrijkste ionen. Het oppervlaktewater vertoont in het Schamelwezezwin overigens een gelijkaardige samenstelling. Bij toenemende diepte - en toenemend zoutgehalte - wint magnesium aan belang t.o.v. calcium. Enig ruimtelijk verband is voor de sulfaatgehalten nauwelijk te bespeuren. Ook het SiO_2-gehalte en de totale hardheid verlopen vrij onregelmatig.

Een grondwaterstaal van dit gebied heeft een calciumbicarbonaatsamenstelling. Het is afkomstig uit de piëzometer 48HB21F2, die de laag K9,1 aansnijdt in de zone, waar het oppervlakteveen deze laag naar onderen toe begrenst. De samenstelling vertoont grote gelijkenis met deze van het (zeer) ondiepe duinwater uit het niet bevloeide gebied, hoewel de geleidbaarheid met een waarde van 2268 µS/cm aan de hoge kant ligt. Dit laatste is gedeeltelijk te wijten aan gelijktijdig optreden van een zeer hoog sulfaatgehalte (150 mg/l) en een hoog bicarbonaatgehalte.

6.5.5.2.4. Bespreking

De ruimtelijke klassifikatie van de grondwaterstalen en de onderlinge vergelijking van de gemiddelde samenstelling van het grondwater in de onderscheiden zones tonen onmiskenbaar het verband aan tussen de kwaliteit van dit water en de hydrogeologie Tevens laat deze werkwijze toe om een aantal processen te achterhalen die de samenstelling van het grondwater helpen verklaren en een inzicht geven in de evolutie ervan.

6.5.5.2.4.1. Zeer ondiep water in de duinen

Deze waters bevatten merkwaardig veel zouten, vooral dan de typisch "mariene" bestanddelen Na^+, Mg^{2+}, Cl^- en SO_4^{2-} (fig. 6.9 en 6.10). Niettemin blijken de geleidbaarheid en het chloridegehalte van het regenwater in het duingebied te laag om de koncentraties aan bovenvermelde bestanddelen in het water afkomstig uit de freatische laag C te verklaren, tenzij men een indampingsfaktor van 8 à 10 zou aannemen.

Uit onderzoek in Nederland is evenwel gebleken dat niet alleen de regen, doch tevens de zeewind zorgen voor de afzetting van zouten in kustgebieden. De zouten, opgelost in de verstoven druppeltjes zeewater, die met de wind landinwaarts worden gevoerd, kunnen ook zonder tussenkomst van de regen op de duingrond terecht komen. Dergelijke afzetting van zouten, zou zich minder ver landinwaarts laten gevoelen, dan de aanbreng van zouten via het regenwater.

De hoeveelheid zout die door de wind in de duinen wordt aangevoerd, hangt af van de windsnelheid en-richting, de topgrafie en de begroeiing. In het Voornse duingebied zou louter door de wind meer zout worden aangevoerd dan dat er via de regen het landoppervlak bereikt (C.J.M. SLOET VAN OLRUITENBORGH en E. HEERES, 1969). Vooral (naaldhout)bossen vangen veel met de wind aangevoerde zouten op (R. WIND, 1952; G. VISSER, 1973).

Het Haanse duingebied is thans nagenoeg volledig bebost. Alleen op de zeereep en op de hoogste, meest blootgestelde toppen van de paraboolduinen komen nog pioniersoorten zoals helm voor. Elders werd met succes de Oostenrijkse den aangeplant. In de vochtigste delen van de pannen groeien elzen en wilgen.

De voorwaarden zijn derhalve gunstig om door wind aangevoerde zouten op te vangen. Deze worden van de vegetatie afgespoeld door de neerslag en komen op de bodem terecht. Op die wijze nemen de "mariene" bestanddelen natrium, magnesium, chloride en sulfaat in het zeer ondiepe grondwater toe.

In dit opzicht is het zeer lage gehalte aan Na^+ en Cl^- (fig. 6.9) in het ondiepe water, afkomstig uit dit gedeelte van de polders waar grondwateraanvulling plaatsgrijpt, betekenisvol. Deze door de wind aangevoerde bestanddelen werden immers grotendeels onderschept in de meer zeewaarts gelegen duingebieden, zodat de afzetting ervan op ongeveer een kilometer achter de kustlijn zeer gering is geworden en nog slechts grotendeels via de regen het aardoppervlak bereikt.

Het zeer ondiepe grondwater in de Zandpanne vertoont gemiddeld een calciumchloridesamenstelling in tegenstelling met dit buiten de Zandpanne, dat gemiddeld een calciumbicarbonaat-samenstelling vertoont. De samenstelling (vooral het chloride-gehalte) kan in het zeer ondiepe water buiten de Zandpanne evenwel zeer ruim variëren. In het waarnemingspunt 47HB6F2 (gelegen in een dennenbos !) ligt het chloridegehalte zelfs dermate hoog, dat het water een calciumchloridesamenstelling aanneemt.

6.5.5.2.4.2. Ondiep zoet water in de duinen

Ten opzichte van het water in de freatische laag C bevat dit in de halfartesische laag B minder zout. Buiten de Zandpanne uit zich dat door een lichte vermindering van de gehalten van de voornaamste ionen, behalve van dat van bicarbonaat, dat lichtjes toeneemt. In de Zandpanne daarentegen nemen calcium en chloride veel sterker af en bicarbonaat veel sterker toe in koncentratie t.o.v. de bovenliggende laag.

In deze uitgesproken kwaliteitsverandering die het grondwater in laatstgenoemd gebied ondergaat tussen de lagen C en B (het water evolueert er van een calciumchloridesamenstelling naar een alkalibicarbonaatsamenstelling) speelt de halfdoorlatende laag B' een belangrijke rol. Deze omvat een laag plastische klei van ongeveer een meter dik. In dergelijke laag kan een aanzienlijke hoeveelheid calcium achterblijven door ionenuitwisseling. De bijkomende hoeveelheid bicarbonaat kan niet worden verklaard door de inwerking van biogeen CO_2 op kalkbestanddelen, daar de koncentratie van dergelijk CO_2 in grondwater op die diepte al te klein is geworden. In humeuse of veenhoudende horizonten neemt het poriënwater humuszuren op; deze reageren met het kalk :

$$2CaCO_3 + 2HHum \rightleftarrows Ca(Hum)_2 + 2HCO_3^- + Ca^{2+}$$

Onder de watertafel heeft de sulfaatreduktie plaats. Louter thermodynamisch gezien zal reeds in een matig reducerend milieu en bij een breed spektrum van pH-waarden de sulfaatreduktiereaktie

$$SO_4^{2-} + 9H^+ + 8e \rightleftarrows HS^- + 4H_2O$$

naar rechts verlopen, zij het dan tegen een zeer traag tempo.

De reaktie wordt gevoelig versneld door de werking van anaerobe bakteriën. Deze zijn veeleer een symptoon dan een oorzaak van de sulfaatreduktie. Ze onttrekken hun energie uit de oxidatie van organische stoffen, waarbij het sulfaation als waterstof-acceptor fungeert, zoals bijvoorbeeld in de reaktie :

$$2CH_2O + SO_4^{2-} \rightleftarrows HCO_3^- + HS^- + CO_2 + H_2O$$

Deze reaktie stelt dus bicarbonaat vrij en kan in principe optreden onder de watertafel in aanwezigheid van organisch materiaal. Het gevormde zwavelwaterstof reageert op zijn beurt met Fe^{2+} en vormt ijzersulfide. In de halfartesische laag B is de aanwezigheid van gereduceerd water niet te voorspellen. Dit houdt verband met de zeer heterogene verdeling van het organisch materiaal in die laag. Waar veel verslagen veenbrokken voorkomen, is het milieu gunstig voor de ontwikkeling van sulfaatreducerende bakteriën. Andere gebieden van het poreus medium zijn armer aan organisch materiaal. De redoxpotentiaal ligt er weliswaar voldoende laag, doch wegens het ontbreken van anaerobe bakteriën kan het sulfaat er veel langer standhouden.

Een mogelijke verklaring voor het lager Cl^--gehalte in het water in de halfartesische laag B ten opzichte van dit in het zeer ondiepe water, kan gelegen zijn in de jongste landschappelijke evolutie van de duinen. Het grootste gedeelte van het grondwater in de laag B is immers geïnfiltreerd in een periode dat de duinen nog niet waren bebost. Zeezout werd veel minder geïntercepteerd dan thans het geval is, zodat het grondwater werd aangevuld met een water dat weinig chloriden bevat.

Nochtans wijzen sommige auteurs (J. HEM, 1970) op de differentiële permeabiliteit die kleilagen t.o.v. water en de verschillende erin opgeloste stoffen vertonen. Door deze eigenschap zou het relatief grote chloride-ion in kleilagen preferentieel worden vastgehouden.

De langzame doorstroming door een kleilaag veroorzaakt tevens een aanrijking van SiO_2 in het grondwater.

Voor wat de verontreinigende bestanddelen NH_4^+, K^+ en PO_4^{3-} betreft merkt men in de laag B onder het bevloeide areaal veel hogere koncentraties dan onder het niet bevloeide areaal (fig. 6.12-14). In de laag C daarentegen merkt men helemaal geen verschil tussen deze beide gebieden : de koncentratie aan deze ionen is er meestal verwaarloosbaar laag.

Wanneer de bevloeiing met afvalwater een aanvang nam op het einde van de vorige eeuw, werd het oorspronkelijk aanwezige water uit de freatische duinzandlaag verdrongen.

Neemt men aan dat de kleilaag een hydraulische weerstand en een watergeleidende porositeit ("water-conducting porosity") van respektievelijk 1250 dagen en 0,25 bezit en bovendien een stijghoogteverschil tussen de boven- en onderliggende watervoerende laag van 1 m handhaaft, dan bereikt afvalwater de halfartesische laag B na meer dan een jaar. 40 jaar bevloeiing met een jaarlijks debiet van tegen het miljoen kubieke meters is voldoende opdat ook de laag B hoofdzakelijk door afvalwater zou worden ingenomen.

Na stopzetten van de bevloeiing begint het omgekeerde proces, echter tegen een veel langzamer tempo, omdat de verdringing van het afvalwater uit het reservoir gebeurde door het infiltrerend regenwater. De nuttige neerslag is een grootteorde kleiner dan de voormalige afvalwaterhoeveelheden.

In het goed doorlatende duinzand werd het afvalwater niettemin relatief snel uitgewassen. Bij een porositeit van 0,30 kan na drie jaar met een "normale" neerslaghoeveelheid een kolom duinzand van ongeveer 2,5 m hoogte door regenwater worden ingenomen. Het neer- en zijwaarts verdrijven van afvalwater door infiltrerend neerslagwater kan evenwel niet worden vergeleken met de beweging van een zuiger in een cylinder ("piston flow"). Hydrodynamische dispersie zorgt voor een voortdurende menging tussen de beide waters. Desondanks mag worden aangenomen dat 45 jaar

niet-bevloeiing volstaat opdat de samenstelling van het poriënwater in de laag C nog slechts in een onbeduidende mate bestanddelen afkomstig uit het afvalwater bevat.

De uitwassing van het afvalwater uit de laag B daarentegen gebeurt veel langzamer. De kleilaag, behorend tot de halfartesische laag B', verhindert een snelle "doorbraak" van zuiverend regenwater, temeer daar het gemiddeld stijghoogteverschil tussen de lagen B en C geringer is dan tijdens de periode van bevloeiing. Bovendien ontvangt de laag B eerst nog via de laag B' het vertikaal uit de bovenliggende laag C verdreven afvalwater. Zoals hoger vermeld kan een kleilaag in zijn kleinste poriën gedurende zeer lange tijd (verdund) afvalwater vasthouden. Dit vormt een bron van verontreiniging voor het neerwaarts vanuit de laag C naar de laag B bewegend water.

6.5.5.2.4.3. Diep zoet water in de duinen

De koncentratie van de indikatoren voor organische grondwaterverontreiniging NH_4^+, K^+ en PO_4^{3-} liggen ook in het zoet grondwater van de halfartesische laag A beduidend hoger in de Zandpanne dan er buiten. Dit water is in deze beide gebieden respektievelijk van het alkalibicarbonaattype en van het calciumbicarbonaattype. Buiten de Zandpanne valt geen merkbaar verschil waar te nemen tussen het grondwater in de laag B en dit in de laag A.

In de Zandpanne is het overwicht van de alkaliën over calcium in de laag A veel groter dan in de laag B. Dit wijst op een voortschrijdende ionenuitwisseling, die werd ingezet in de kleilaag van B'.

De lichte toename met de diepte van magnesium en de duidelijke toename van SiO_2 (fig. 6.15) kunnen worden toegeschreven aan kontakt tussen grondwater en poreus medium. Vooral bij het doorstromen van kleilagen worden deze stoffen in het water opgelost. Niet alleen is de verblijfstijd van het water in dergelijke slecht doorlatende afzettingen het grootst; tevens

zijn de kleideeltjes chemisch minder inert dan zand wegens hun kleinere afmetingen, hun plaatvormig karakter en hun laagvormige kristalstruktuur.

6.5.5.2.4.4. Brak water in de duinen

De aanwezigheid van brak water (fig. 6.9) en de omvang van deze brakwaterlaag houdt nauw verband met de litogie. Halfdoorlatende lagen verhinderen de insijpeling van het neerslagwater tot op grote diepte. Anderzijds komen fijnkorrelige sedimenten, die min of meer sterk leem- of kleihoudend zijn, gedurende lange tijd het oorspronkelijk aanwezige poriënwater vasthouden.

In duingebieden waar de halfdoorlatende laag A' een grote hydraulische weerstand vertoont, is het water vanaf de top of zelfs van juist boven de top van A' brak. Dit is het geval in nagenoeg geheel de Zandpanne. In het westelijk inbraakgebied, waar het Tertiair op een peil van ca. -38 m voorkomt, heeft zich daarentegen dank zij het goed doorlatend profiel een diepe zoetwaterlens kunnen vormen (zie boorgatmeting 7.15). In de geul met zandige opvulling die het oostelijk duingebied doorsnijdt, reikt deze lens zelfs tot op het Tertair, dat daar op een hoger peil voorkomt. Ook in dit areaal is de ondergrond zeer goed doorlatend, wat een snelle uitwassing van kennaat brak water door regenwater in de hand heeft gewerkt.

In de omvangrijke brakwaterlaag in de gebieden waar de halfdoorlatende laag A' een grote hydraulische weerstand heeft, kan men meestal drie zones onderscheiden, die nauw verband houden met de litostratigrafische bouw. Twee lagen met relatief brak water worden er gescheiden door een laag met minder brak water.

Uit de goed doorlatende pleistocene afzettingen K1 en K3 kon tijdens de holocene mariene transgressies het zoet water min of meer volledig worden verdreven door zeewater. Naderhand werd dat op zijn beurt geleidelijk door de neerslag uitgewassen. Met zijn alkalichloridesamenstelling, waarin bovendien magnesium veel belangrijker is dan calcium vertoont dit water nog duidelijk een zeewater-oorsprong. De voorwaarden voor sulfaatreduktie waren daarenboven gunstig om het sulfaatgehalte te doen dalen. Dergelijk water wordt ook aangetroffen in holocene sedimen-

ten, die hetzij minder doorlatend zijn, hetzij door halfdoorlatende lagen voldoende beschermd zijn tegen uitwassing door de neerslag.

Uit de slecht doorlatende pleistocene afzetting K2,1 daarentegen werd het oorspronkelijk aanwezige zoet water slechts weinig verdrongen tijdens de holocene transgressies. Niettemin wijst het voor zoet water veel te hoge chloridegehalte op een zekere menging met zeewater. Het relatief lange kontakt tussen het poriënwater en de formatie heeft in dit water het alkaligehalte sterk doen toenemen door ionenuitwisseling. Het bicarbonaatgehalte is te hoog om volledig te kunnen worden verklaard door de oplossing van kalk in de aeratiezone. Enkele langzame processen zoals sulfaatreduktie en oplossing door humuszuren hebben een bijkomende hoeveelheid bicarbonaat gevormd. Tezelfdertijd ligt het sulfaatgehalte dan ook zeer laag.

6.5.5.2.4.5. Water in de polders

In de poldergebieden gekenmerkt door grondwateraanvulling komt zoet water tot op grote diepte voor. In het diepere zoet water merkt men nabij de duinen nog een grote gelijkenis met de duinwaters. Dit water is eveneens van het calciumbicarbonaattype. Het is ontstaan door laterale aanvoer vanuit de duinen.

Minder diep en bij toenemende afstand tot de duinen ziet men de samenstelling overgaan naar het alkalibicarbonaattype. Dit water ontstaat door lokale infiltratie, waarbij een belangrijke ionenuitwisseling plaatsheeft in de oppervlakkige klei- of kleihoudende lagen. De aanwezigheid van konnaat brak water in laatstgenoemde lagen kan het hogere chloridegehalte wellicht verklaren.

Uit de zeer lage SO_4^{2-}-koncentraties blijkt dat het water steeds voldoende weg heeft afgelegd om omgevingen, gunstig voor snelle sulfaatreduktie, gepasseerd te zijn. Het gehalte aan opgeloste stoffen neemt in het diepe zoute water toe met de

afstand tot de duinen en bereikt zelfs hogere waarden dan in recent zeewater. Enkele langzame processen hebben bovendien het bicarbonaatgehalte doen toenemen met een faktor 3 à 4.

In de gebieden met kwelwerking neemt men (nagenoeg) vanaf het oppervlak brak water waar, dat bij toenemende diepte steeds meer verwantschap met zeewater vertoont. In het zuidoosten van het gebied, waar de laag A' een hoge hydraulische weerstand vertoont, bevat het grondwater in de laag B soms veel lateraal afgevloeid duinwater; dit wordt weerspiegeld in de calciumbicarbonaatsamenstelling.

6.5.5.2.4.6. Water afkomstig van onder het hoog strand

Aan de hand van vier stalen uit één enkel waarnemingspunt kan men uiteraard geen volledig inzicht verkrijgen in de verdeling en de wisselwerking tussen infiltrerend en vanaf de zeebodem aanvloeiend zeewater en vanuit de duinen afvloeiend zoetwater. Men merkt een overgang van diep zout water naar ondiep brak water. Dit laatste is het resultaat van de menging van afvloeiend duinwater met op het hoog strand tijdens springtij infiltrerend zeewater. De hoge NH_4^+-, K^+- en PO_4^{3-}-koncentraties verraden de invloed van het uit de Zandpanne afstromend verontreinigd water.

6.5.5.2.5. Besluit

De chemische samenstelling van het grondwater is in de duinen het sterkst beïnvloed door de geologische bouw van het reservoir. In de polders daarentegen houdt de kwaliteitsverdeling in de eerste plaats verband met de verdeling tussen drainage- en infiltratiegebieden, wat vooral door topografische voorwaarden wordt bepaald.

Zeewater en regenwater zijn de twee primaire watervoorraden, waaruit de grondwaters in het studiegebied zijn geëvolueerd. Infiltrerend regenwater voert relatief veel zout aan naar de watertafel. Dit laatste vindt zijn oorsprong in verstoven zeezout, dat met de zeewinden landinwaarts wordt vervoerd en tenslotte door de vegetatie wordt opgevangen, waarvan het door het regenwater wordt afgespoeld.

Het zeewater kwam in het reservoir terecht tijdens de holocene transgressies. Het werd verdrongen tot aan de basis van de watervoerende laag. Bovendien wordt het nog vastgehouden in slecht doorlatende holocene afzettingen, waar het slechts langzaam verdund wordt door het infiltrerend regenwater. Het omgekeerde geval, waarbij oorspronkelijk in de formatie aanwezig zoet water tijdens de holocene transgressies slechts in beperkte mate werd gekontamineerd met zeewater, wordt waargenomen in de slecht doorlatende pleistocene afzetting K2,1.

Menging van zoet grondwater en zeewater zorgen niet alleen voor een verdunning van laatstgenoemd water, doch tevens voor belangrijke wijzigingen in de ionenverdeling. Het zoet water brengt immers een zeer belangrijke hoeveelheid bicarbonaat en calcium aan, opgelost in de aeratiezone door de werking van biogeen koolzuurgas.

Zowel zoet, brak, als zout water evolueren verder tijdens hun verblijf in het reservoir o.i.v. enkele langzame processen. De zeer grillige spreiding van het sulfaatgehalte resulteert uit de min of meer aleatorische verdeling van het organisch materiaal doorheen het reservoir. Milieus rijk aan organisch materiaal, soms weliswaar infinitesimaal klein naar geologische maatstaven, laten de ontwikkeling toe van anaerobe bakteriën en zijn gekenmerkt door een relatief snelle sulfaatreduktie. Bij toenemende verblijfstijd - en dus veelal bij toenemende diepte - vergroot de kans dat het grondwater dergelijke gebieden heeft doorlopen, waar zijn sulfaat wordt omgezet tot (ijzer)sulfide (fig. 6.15). In sterk veenhoudende lagen bevatten zelfs brakke waters helemaal geen sulfaat meer. Sulfaatreduktie brengt tevens een bijkomende hoeveelheid bicarbonaat in het grondwater.

Ionenuitwisseling doet meestal het aandeel van natrium in de kationensom toenemen. Dit proces is vooral belangrijk bij brak water, mede door zijn langdurig kontakt met het omgevend gesteente (fig. 6.16).

Tenslotte kan ook de inwerking van humuszuren op kalkbestanddelen in de saturatiezone een hoeveelheid bicarbonaat in oplossing brengen. Ook dit proces is des te belangrijker naarmate de verblijfstijd in de humushoudende laag toeneemt, m.a. w. wanneer de doorlatendheid afneemt (fig. 6.11).

De invloed van afvalwaterlozing in de Zandpanne is nog zichtbaar in het zoet water van de halfartesische lagen A en B (fig. 6.12-14). De goed doorlatende freatische duinzandlaag is reeds volledig uitgewassen door het neerslagwater.

6.6. Isotopenonderzoek

6.6.1. Inleiding

Gedurende de laatste decennia werden enkele methodes ontwikkeld, die gebruik maken van de analyse van de natuurlijke isotopen, voorkomend in grondwater. Deze methodes hebben hun belang bewezen bij het onderzoek van de hydrologische eigenschappen van grondwaterreservoirs en van de oorsprong en evolutie van het grondwater. De meest gebruikte isotopen zijn de radioaktieve isotopen ^{3}H en ^{14}C en de stabiele isotopen ^{18}O en ^{13}C.

De koncentratie van de stabiele isotopen wordt enkel beïnvloed door fraktioneringsprocessen. De hoeveelheid radioaktieve isotopen in een gesloten systeem neemt gestadig af door radioaktief verval. Aan de hand van deze laatste kan men de ouderdom van het water bepalen.

6.6.2. Isotopen aangewend in de hydrogeologie

6.6.2.1. Koolstof-14

De radioaktieve koolstofisotoop heeft een halveringstijd van 5730 jaar. Het ontstaat in de bovenste lagen van de atmosfeer door inwerking van kosmische straling op stikstofatomen. In de loop van de tijd is de $^{14}C/^{12}C$-verhouding in atmosfeer en biosfeer betrekkelijk konstant gebleven. Het grootschalige gebruik van fossiele brandstoffen en de kernproeven hebben evenwel de ^{14}C-koncentratie in de koolstofkringloop grondig beïnvloed.

Bij aanvang van de kernproeven (1952) bedroeg per definitie het gehalte aan radioaktief koolstof in de atmosfeer 100 % (pcm = percent modern).

^{14}C komt in de grondwatercyclus terecht via de bicarbonaationen die zich in de grond vormen door de inwerking van biogeen CO_2 op kalkbestanddelen (cfr. 6.2). Eens dat het infiltratiewater de grondwatertafel heeft bereikt, worden de door radioaktief verval verdwenen kernen niet langer aangevuld door nieuwgevormde.

De slechts zwak fluktuerende ^{14}C-koncentratie in de atmosfeer vóór 1952 laat toe grondwater te dateren tot 40.000 jaar oud. Men maakt gebruik van de hoge en sterk wisselende ^{14}C-koncentratie in de atmosfeer na 1952 (fig. 6.19) om recente verschijnselen in het grondwater te bestuderen.

Het aanvankelijk voorgestelde dateringsmodel (K. MÜNNICH, 1957) ging uit van de reaktievergelijking

$$xCaCO_3 + (x + y)\ CO_2 + xH_2O \rightleftarrows 2xHCO_3^- + xCa^{2+} + y\ CO_2 \qquad (6.12)$$

waarin x en y de koncentraties (mmol/l) van respektievelijk gebonden en vrij koolzuurgas voorstellen. Bovendien wordt aangenomen dat

(1) alle bodemkalk fossiel is, dus geen ^{14}C bevat,
(2) alle CO_2 biogeen is en zodoende een ^{14}C-gehalte 100 pcm heeft.

De hoeveelheid opgelost koolzuurgas y wordt bepaald door zijn partiele druk in de gasfase (fig. 6.20)

$$y = a(T)\,(p_{CO_2}/p_o) \qquad (6.13)$$

waarin a(T) de oplosbaarheid van CO_2 in water (mmol/l), afhangend van de temperatuur T voorstelt. p_{CO_2} is de CO_2-druk in de bodematmosfeer, p_o de standaarddruk (760 mm kwik).

Tussen de koncentraties x en y bestaat volgend verband (fig. 6.20)

$$y = K(T).x^3 \qquad (6.14)$$

met K(T) de temperatuurafhankelijke evenwichtskonstante.

De verdunningsfaktor q is een maat voor de dissipatie van het uit de atmosfeer afkomstige ^{14}C tijdens de beweging van het water doorheen de onverzadigde zone. Hij bepaalt de "aanvangskoncentratie" van ^{14}C in grondwater en kan theoretisch worden berekend uit de reaktievergelijking 6.12

$$q = \frac{x+y}{2x+y} = \frac{n}{n_o} \qquad (6.15)$$

waarin n en n_o staan voor de koncentraties van ^{14}C in het infiltrerend water en in de atmosfeer.

Door radioaktief verval is de ^{14}C-koncentratie in grondwater met een ouderdom t verminderd tot n(t). Volgens de desintegratievergelijking geldt :

$$\frac{n(t)}{n_o} = \frac{n}{n_o} e^{-\lambda t} = q.e^{-\lambda t} \qquad (6.16)$$

waarin λ de desintegratiekonstante voorstelt.

Bij een bicarbonaatgehalte in evenwicht met opgelost koolzuurgas, bedraagt q volgens de vergelijking 6.14 ongeveer 0,55. Het ^{14}C-gehalte van jong grondwater ligt evenwel meestal tussen 70 en 90 pcm (K. MÜNNICH, 1968).

Soms is dit hoge ^{14}C-gehalte in jong water toe te schrijven aan het feit dat dit water nog geen evenwicht in het CO_2-bicarbonaat-systeem heeft bereikt, en waarin zeker nog geen isotopen-evenwicht heerst (M. GEYH en G. MICHEL, 1982). Dergelijk water ("immature water") wordt aangetroffen in gebieden waar zandsteen of kalksteen dagzomen. Eerstgenoemde zijn gekenmerkt door een gebrek aan (fossiel) kalk om het ^{14}C-houdende infiltratiewater te neutraliseren, laatstgenoemde door een snel doordringen van dit water tot aan de watertafel, waarbij zich geen evenwicht kan instellen.

In de onverzadigde zone verhoogt isotopenuitwisseling tussen opgelost koolzuur en CO_2 in de gasfase de verdunningsfaktor met maximaal 0,15 (I. WENDT et al., 1967). Dit bedrag is des te groter naarmate de onverzadiging in de bodem toeneemt. De ^{14}C-koncentratie van 65-75 pcm in waters afkomstig van bronnen in karstgebieden kan op die wijze worden verklaard (M. GEYH, 1972).

Bovendien kan vooral in fijnkorrelige bodems gedurende de zomer ^{14}C worden afgezet als secundaire kalk (M. GEYH, 1970). Dit komt in het perkolerend regenwater terecht tijdens periodes van grondwateraanvulling en bereikt de grondwatertafel. De kombinatie van dit mechanisme met de isotopenuitwisseling, beschreven door I. WENDT et al. (1967) kan in overeenstemming worden gebracht met de ^{14}C-koncentraties van ongeveer 85 pcm, die vaak worden teruggevonden in recent grondwater in de met löss overdekte gebieden van Noordwest-Europa (K. MÜNNICH, 1957; J. VOGEL, 1970).

In kristallijne gebieden kan de verdunningsfaktor zelfs tot 100 pcm bedragen. In dergelijke gebieden komt geen kalk in de bodem voor. Het carbonaat voor de vorming van koolzuur in het grondwater is afkomstig van de recente verwering van veldspaten onder invloed van atmosferisch CO_2 (J. VOGEL en D. EHHALT, 1963).

6.6.2.2. Tritium

De radioaktieve isotoop ^{3}H of T (tritium) heeft een halveringstijd van 12,26 jaar en ontstaat evenals ^{14}C onder invloed van de kosmische straling in de hoge atmosfeer. De natuurlijke tritiumkoncentratie in regenwater bedraagt enkele tritium-eenheden (1 T.E. komt overeen met een H/T verhouding van 10^{18}). De korte halveringstijd biedt mogelijkheden voor dateringen van recente waters. Bovendien maakt tritium deel uit van de watermolecule, zodat de koncentratie niet onderhevig is aan een aantal wisselwerkingen tussen grondwater en gesteenten.

Niettemin kunnen met tritium geen ouderdomsbepalingen worden verricht zoals met ^{14}C. Het tritiumgehalte dat gedurende de kernproeven in de atmosfeer werd gebracht, is immers meerdere grootte-orden belangrijker dan het natuurlijke gehalte. De recente grondwaters zijn dan ook sterk beïnvloed door dit kunstmatige tritium.

De veranderingen in tritiumgehalte die werden waargenomen in de atmosfeer sinds de aanvang van de kernproeven, worden aangewend bij het bestuderen van de recentste geschiedenis van het grondwater. De aanwezigheid van meetbare tritiumgehalten in grondwater is een betrouwbaar criterium voor recente infiltratie.

Om de tritiumkoncentratie in grondwater te kunnen omrekenen tot een gemiddelde verblijfstijd (MRT), dient men de koncentratie in regenwater gedurende de laatste decennia te kennen (de "input-functie"). De gevonden waarden moeten evenwel worden bevestigd door ^{14}C-ouderdommen.

6.6.2.3. De ^{14}C-aanvangskoncentratie en het exponentieel model

Uit het voorgaande blijkt dat de grootste hinderpaal voor het toepassen van het ^{14}C-dateringsmodel van K. MÜNNICH (1957) wordt gevormd door de onzekerheid nopens de verdunningsfaktor q. Deze is afhankelijk van de geologische en bodemkundige gesteldheid van het infiltratiegebied en bepaalt de aanvangskoncentratie aan ^{14}C. De theoretisch berekende waarden voor q, uitgaande van de reaktievergelijking 6.12, wijken af van de werkelijke waarden. Bovendien levert de ^{13}C-koncentratie slechts een weinig betrouwbare korrektie op (6.2.2.4).

Het tezelfdertijd voorkomen van twee onafhankelijke isotopen in het grondwater maakt het evenwel mogelijk om de verdunningsfaktor langs empirische weg te bepalen. Hierbij dient weliswaar te worden aangenomen dat deze faktor (nagenoeg) konstant is voor een infiltratiegebied waarvan de bodemkundige gesteldheid bij benadering als homogeen kan worden ondersteld.

Bij het exponentieel model (E. ERIKSSON, 1962) wordt het grondwater beschouwd als samengesteld uit verschillende komponenten, waarvan het aandeel exponentieel afneemt met hun ouderdom (fig. 6.21). Deze zijn bovendien voor wat hun koncentratie aan radioaktieve isotopen betreft van elkaar onderscheiden. Gedurende de laatste decennia werd het infiltrerend neerslagwater immers gemerkt door de wisselingen van de koncentraties van ^{14}C en tritium in de atmosfeer.

Een radioaktief isotoop heeft in een staal, genomen in het jaar n, een koncentratie B_n, gegeven door (M. GEYH, 1971)

$$B_n = (1-w)^{n-1950} B_{1950} e^{-(n-1950)} + w \sum_{i=1950}^{n} q.a_i (1-w)^{n-i} e^{-(n-i)} \quad (6.17)$$

waarin w = de reciproke van de gemiddelde verblijfstijd (MRT),

q = de verdunningsfaktor,

a_i = de gemiddelde koncentratie van het radioaktief isotoop in het regenwater ("input function") tijdens het jaar i

De eerste term in het rechterlid houdt rekening met het gehalte van het isotoop in de komponenten, die niet beïnvloed zijn door de kernproeven. In de tweede term wordt de bijdrage van de recentere, wel beïnvloede komponenten (na 1952) gesommeerd.

Inbreng van de koncentratie van m grondwaterstalen in de vergelijking 6.17 levert een stelsel van m vergelijkingen met m+1 onbekenden op (q en m keer MRT). Dit stelsel heeft een oneindig aantal oplossingen, tenzij men er minstens een vergelijking aan toevoegt, bekomen door het invullen in 6.17 van de koncentratie van een onafhankelijk radioaktief isotoop (tritium) in één van deze stalen. Voor tritium wordt de q-waarde immers gelijk aan 1.

De input-funktie (a_i) van ^{14}C is voor de atmosfeer van noordelijk en zuidelijk halfrond per jaar met voldoende nauwkeurigheid bekend. Voor tritium daarentegen is deze input-funktie wel meer plaatsafhankelijk, onder invloed van het kontinentaal effekt. Men dient zich meestal tevreden te stellen met de gegevens van een nabijgelegen waarnemingsstation, waar men de beste overeenkomst met het bestudeerde gebied verwacht voor wat betreft het tritiumgehalte in de neerslag. Bovendien dient men aan de hand van de bodemwaterbalans na te gaan of de grondwateraanvulling gedurende heel het jaar doorgaat dan wel tijdens een min of meer lange periode ophoudt. In gematigde klimaatsgebieden worden de zomerregens immers verdampt, zodat deze niet bijdragen tot de invoer. De hier volgende berekeningen gebruiken de tritium-invoer van Centraal-Europa. Voor het bepalen van de invoer van tritium en ^{14}C werd de periode oktober-maart als de periode van grondwateraanvulling beschouwd.

Om een snelle, praktische oplossing van het stelsel mogelijk te maken, werden aan de hand van de vergelijking 6.17 tabellen opgesteld. Daarin gaat men na welke ^{14}C-koncentratie in een bepaald staal mag worden verwacht bij een willekeurige kombinatie van q en MRT (tabel 6.9). Andere tabellen geven voor

^{14}C : Nordhalbkugel

1982 MVZ	100	95	90	85	80	75	70	65	60
1	125	118	112	106	100	93	87	81	75
2	127	120	114	107	101	95	88	82	76
3	129	122	116	109	103	96	90	83	77
4	131	124	118	111	104	98	91	85	78
5	133	126	119	113	106	99	93	86	79
6	134	127	121	114	107	100	94	87	80
7	135	128	121	115	108	101	94	88	81
8	136	129	122	115	108	101	95	88	81
9	136	129	122	115	108	102	95	88	81
10	136	129	122	115	108	102	95	88	81
11	136	128	122	115	108	101	95	88	81
12	135	128	121	114	108	101	94	87	81
13	135	127	121	114	107	101	94	87	80
14	134	127	120	113	107	100	93	87	80
15	133	126	120	113	106	100	93	86	80
16	133	126	119	112	106	99	92	86	79
17	132	125	118	112	105	98	92	85	79
18	131	124	118	111	104	98	91	85	78
19	131	123	117	110	104	97	91	84	78
20	130	123	116	110	103	97	90	84	77
21	129	122	116	109	103	96	90	83	77
22	128	121	115	109	102	96	89	83	77
23	128	121	114	108	102	95	89	83	76
24	127	120	114	108	101	95	88	82	76
25	126	120	113	107	101	94	88	82	75
26	126	119	113	106	100	94	88	81	75
27	125	118	112	106	100	93	87	81	75
28	125	118	112	105	99	93	87	81	74
29	124	117	111	105	99	93	86	80	74
30	124	117	111	105	98	92	86	80	74
35	121	115	109	102	96	90	84	78	72
40	119	113	107	101	95	89	83	77	71
45	117	111	105	99	93	88	82	76	70
50	116	110	104	98	92	86	81	75	69
55	115	108	103	97	91	86	80	74	68
60	114	107	102	96	90	85	79	73	68
65	113	106	101	95	90	84	78	73	67
70	112	106	100	95	89	83	78	72	67
75	111	105	99	94	88	83	77	72	66
80	110	104	99	93	88	82	77	71	66
85	110	104	98	93	87	82	76	71	65
90	109	103	98	92	87	81	76	70	65
95	109	103	97	92	86	81	76	70	65
100	108	102	97	92	86	81	75	70	64
110	107	102	96	91	85	80	75	69	64
120	107	101	96	90	85	80	74	69	64
130	106	100	95	90	84	79	74	69	63
140	106	100	95	89	84	79	74	68	63
150	105	100	94	89	84	78	73	68	63

Input

Jahr	pcm
1982	125.0
1981	127.0
1980	129.0
1979	131.0
1978	133.0
1977	135.0
1976	137.0
1975	139.1
1974	141.7
1973	144.7
1972	147.9
1971	151.6
1970	154.7
1969	156.9
1968	159.1
1967	165.1
1966	169.3
1965	176.9
1964	186.0
1963	170.5
1962	138.0
1961	125.0
1960	123.0
1959	127.0
1958	113.0
1957	107.0
1956	103.0
1955	101.0
1954	99.0
1953	98.0
1952	97.0
1951	97.0
1950	97.0

Tabel 6.9 - ^{14}C-gehalte in grondwater bij variërende MRT-waarde en variërende verdunningsfaktor. De gemiddelde jaarlijkse ^{14}C-invoer voor het noordelijk halfrond is rechts vermeld. Grondwateraanvulling wordt verondersteld te gebeuren in de periode oktober-maart. Gegevens van het N.L.F.B. te Hannover

MVZ	1973	1974	1975	1976	1977	1978	1979	1980	1981	1982	Input Funktion	
1	115	96	271	105	52	78	70	42	36	28	1982	27.5
2	115	102	184	139	92	83	74	56	44	35	1981	35.6
3	125	110	160	136	103	91	81	65	53	42	1980	42.4
4	138	122	154	135	109	97	86	72	60	49	1979	69.7
5	147	130	153	137	114	102	91	77	65	55	1978	78.2
6	152	136	152	137	117	105	94	81	70	60	1977	52.2
7	154	138	151	137	118	107	97	84	73	63	1976	105.4
8	153	138	148	136	119	108	98	86	76	66	1975	271.0
9	150	137	145	134	118	108	98	87	77	68	1974	95.5
10	147	135	142	131	117	107	98	88	78	69	1973	114.5
11	143	132	138	128	115	106	97	87	78	70	1972	109.8
12	139	129	134	125	113	104	96	87	78	70	1971	100.0
13	135	125	130	122	110	102	94	86	77	70	1970	97.0
14	131	122	126	118	108	100	93	84	77	69	1969	159.0
15	127	118	122	115	105	98	91	83	76	68	1968	99.0
16	123	115	119	112	102	96	89	81	74	68	1967	161.0
17	119	112	115	109	100	93	87	80	73	67	1966	237.0
18	115	108	112	106	97	91	85	78	72	66	1965	535.0
19	112	105	109	103	95	89	83	77	71	65	1964	1336.0
20	109	102	105	100	92	87	81	75	69	64	1963	1071.0
21	105	99	102	97	90	85	80	74	68	62	1962	434.0
22	102	97	100	95	88	83	78	72	67	61	1961	63.0
23	100	94	97	92	86	81	76	71	65	60	1960	95.0
24	97	92	94	90	84	79	74	69	64	59	1959	363.0
25	94	89	92	88	81	77	73	68	63	58	1958	132.0
26	92	87	90	85	80	75	71	66	62	57	1957	66.0
27	89	85	87	83	78	74	70	65	60	56	1956	38.0
28	87	83	85	81	76	72	68	64	59	55	1955	30.0
29	85	81	83	79	74	70	67	62	58	54	1954	22.0
30	83	79	81	78	73	69	65	61	57	53	1953	4.4
35	74	71	72	70	65	62	59	55	52	48	1952	4.4
40	67	64	65	63	59	57	54	51	48	45	1951	4.4
45	61	58	60	57	54	52	49	47	44	41	1950	4.4
50	55	53	55	53	50	48	46	43	41	38	1949	4.4
55	51	49	51	49	46	44	42	40	38	36	1948	4.4
60	48	46	47	45	43	41	40	37	35	33	1947	4.4
65	44	43	44	42	40	39	37	35	33	31	1946	4.4
70	42	40	41	40	38	36	35	33	31	30	1945	4.4
75	39	38	39	38	36	34	33	31	30	28	1944	4.4
80	37	36	37	35	34	32	31	30	28	27	1943	4.4
85	35	34	35	34	32	31	30	28	27	25	1942	4.4
90	33	32	33	32	30	29	28	27	25	24	1941	4.4
95	32	31	31	30	29	28	27	26	24	23	1940	4.4
100	30	29	30	29	28	27	26	24	23	22	1939	4.4
110	28	27	27	27	25	25	24	22	21	20	1938	4.4
120	25	25	25	25	24	23	22	21	20	19	1937	4.4
130	24	23	24	23	22	21	20	19	18	18	1936	4.4
140	22	21	22	21	20	20	19	18	17	16	1935	4.4
150	21	20	21	20	19	18	18	17	16	15	1934	4.4

Tabel 6.10 - Recente evolutie van het tritiumgehalte in Centraal-Europese grondwaters bij variërende MRT-waarde. De gemiddelde jaarlijkse ^{3}H-invoer is rechts vermeld. Gegevens van het N.L.F.B. te Hannover

verschillende gebieden het tritiumgehalte in het grondwater weer bij toenemende verblijfstijd. Voor Centraal-Europa zijn deze cijfers weergegeven in tabel 6.10. Uitgaande van de tritiumkoncentratie in een grondwaterstaal gaat men in laatstgenoemde tabel de mogelijke verbijfstijd(en) van het grondwater na.

Vervolgens gaat men in de ^{14}C-tabellen na welke verdunningsfaktor de kombinatie van het gemeten ^{14}C-gehalte en de uit het tritiumgehalte afgeleide verblijfstijd kan verklaren. In bepaalde gevallen zal men op die wijze geen waarde voor de verdunningsfaktor en de gemiddelde verblijfstijd bekomen. Het ^{14}C- en het tritiumgehalte is dan strijdig. Dit doet besluiten dat bij het te onderzoeken grondwater een water van andere oorsprong is gemengd, bijvoorbeeld regenwater of konnaat zeewater. Deze waters hebben een andere weg afgelegd en verstoren de exponentiële verdeling van de verschillende komponenten in een water afkomstig van één welbepaald voedingsgebied. Toch kan men uit de ^{14}C- en tritiumgehalten van dergelijke mengwater besluiten trekken aangaande de hydrogeologische gesteldheid van een gebied.

6.6.2.4. Koolstof-13

De koncentratie van de stabiele isotoop ^{13}C wordt enkel beïnvloed door fraktioneringsprocessen. Ten opzichte van de atmosfeer is het relatief verarmd in de biosfeer en aangerijkt in mariene kalksteen, welke als standaard wordt genomen. De ^{13}C-koncentratie wordt uitgedrukt in promille afwijking t.o.v. de standaard :

$$\delta^{13}C = \frac{R_{staal} - R_{standaard}}{R_{standaard}} .1000 \qquad (6.18)$$

waarin R de verhouding $^{13}C/^{12}C$ voorstelt. Plantenweefsels vertonen een $\delta^{13}C$-waarde van ongeveer -25 ‰, terwijl atmosferisch CO_2 een waarde van -9 ‰ aanneemt.

Veronderstelt men bodemkalk als marien van oorsprong, dan zou men rekening houdend met de reaktievergelijking 6.12 de verdunningsfaktor kunnen bepalen uit het ^{13}C gehalte in recent grondwater volgens

$$q = \delta^{13}C/-25 \qquad (6.19)$$

Wegens fraktionering in het systeem

$$CaCO_3 \rightleftarrows HCO_3^- \rightleftarrows CO_2(\text{opgelost}) \rightleftarrows CO_2(\text{gasfase})$$

is ^{13}C evenwel aangerijkt in het grondwater. Dit isotoop komt immers bij voorkeur in het bicarbonaat voor (J. VOGEL, 1963), zodat

$$\frac{\delta^{13}C}{\delta_o^{13}C} < \frac{n}{n_o} = q \qquad (6.20)$$

waarin $\delta_o^{13}C$ en n_o de ^{13}C- en ^{14}C-gehalten in de atmosfeer voorstellen.

Bovendien kan aan de ^{13}C-gehalten van biogeen CO_2 en bodemkalk geen precieze waarde worden toegekend. Zo wordt $\delta^{13}C$ van bodemkalk beïnvloed door de neerslag van secundair kalk uit perkolerend neerslagwater tijdens de zomer (M. GEYH, 1970). Tenslotte is het ^{13}C-gehalte in de bodematmosfeer seizoenafhankelijk (C. RIGHTMIRE, 1979).

6.6.2.5. Zuurstof-18

De stabiele zuurstofisotoop ^{18}O maakt deel uit van de watermolecule. De fraktioneringsprocessen die zijn koncentratie in de verschillende fasen van de hydrologische kringloop bepalen, zijn alle het gevolg van de grotere dampspanning van de watermoleculen met ^{16}O in vergelijking met degene, die ^{18}O bevatten. Vandaar dat regenwater minder ^{18}O bevat dan zeewater. Deze verarming neemt toe naarmate de regen verder landinwaarts valt (kontinentaal effekt).

Evenals bij ^{13}C wordt het ^{18}O-gehalte van een staal uitgedrukt in promille afwijking van zijn $^{18}O/^{16}O$-verhouding t.o.v. deze in zeewater (Standard Mean Ocean Water of SMOW). Het ^{18}O-gehalte van grondwater kan een licht werpen op zijn (mengings)geschiedenis en zijn infiltratiegebied helpen lokaliseren.

6.6.3. Staalname

De analyse van de koolstofisotopen in het grondwater vereist stalen, die minstens 500 mg koolstof bevatten. Dit laatste maakt deel uit van het bicarbonaat en van het vrije CO_2 in het water. Men slaat deze bestanddelen neer als bariumcarbonaat.

^{14}C-stalen worden onttrokken uit grondwaterstalen van 60 l. Evenals bij het nemen van stalen voor chemische analyse wordt de filterput vooraf gedurende een bepaalde periode schoongepompt. Juist vóór de eigenlijke staalname bepaalt men temperatuur en zuurgraad van het water en schat men het sulfaatgehalte met behulp van indikatorpapier. Vervolgens wordt een polyethyleenfles van 60 l op een paar liters na gevuld. Hieraan voegt men bariumchloride toe, waarvan men de hoeveelheid bepaalt aan de hand van de geschatte sulfaatkoncentratie. Zodoende wordt verhinderd dat bij de latere toevoeging van bariumhydroxide bariumsulfaat zou neerslaan, terwijl het bicarbonaat in oplossing zou blijven. Van dit bariumhydroxide worden langzaam twee liters verzadigde oplossing vanuit een voorraadfles via een rubberen slang aan het grondwaterstaal toegevoegd. Gedurende één nacht laat men de polyethyleenfles staan, zodat het bariumcarbonaatneerslag zich kan vormen. Dit relatief zware neerslag bezinkt op de bodem van de fles. De restoplossing giet men af en de neerslag brengt men zo volledig mogelijk over in een polyethyleenfles van een of twee liters, klaar voor de analyse.

Men doet stalen voor tritium- en ^{18}O-onderzoek in glazen flessen van ongeveer 50 ml, zonder speciale behandeling.

6.6.4. Analyse

De door ons genomen monsters werden in de laboratoria van het Niedersächsisches Landesamt für Bodenforschung (direkteur : Dr. M.A.GEYH) te Hannover onderzocht.

Het $BaCO_3$-neerslag wordt behandeld met HCl en omgezet in CO_2. Een voorraadfles van 10 cm^3 wordt gevuld met CO_2 onder een kwikdruk van 700 mm en hermetisch afgesloten, met het oog op de massaspectrometrische bepaling van het ^{13}C-gehalte. De rest van het CO_2 wordt omgezet tot ethaan, aangewend bij de ^{14}C-bepaling.

Het ^{14}C-gehalte wordt gemeten met een proportionele teller, waarvan de telbuis is opgevuld met het geproduceerde ethaangas. De meetresultaten worden uitgedrukt in pcm t.o.v. de NBS-oxaalzuurstandaard. De konventionele ^{14}C-ouderdommen, gerekend met de LIBBY-halveringstijd van 5570 jaar en met de louter arbitraire beginkoncentratie van 100 pcm, zijn zodoende konform met de internationale ^{14}C-tijdschaal Deze ouderdommen zijn op kartogram weergegeven in fig. 6.22.

Tritium en ^{18}O worden bepaald op niet-aangerijkte stalen van ongeveer 20 ml : ^{18}O eveneens massaspektrometrisch, ^{3}H met een telbuis van zes liters, die de detektie van koncentraties tot 1,5 T.E. mogelijk maakt.

6.6.5. Resultaten

De resultaten van de tritium- , ^{18}O-, ^{13}C- en ^{14}C-analyses zijn weergegeven in bijlage 7, waarin de belangrijkste hydrochemische gegevens nogmaals zijn hernomen.

6.6.5.1. Het exponentieel model en de datering van jong grondwater

De jongste waters vertonen een hoog tritiumgehalte. Is bovendien het ^{14}C-gehalte bekend, dat kan met het exponentieel model de MRT van deze waters alsook de ^{14}C-aaanvangskoncentratie worden bepaald.

Vijf grondwaterstalen lieten dergelijke berekeningen toe. De gevonden waarden voor de verdunningsfaktor q en voor MRT zijn in onderstaande tabel weergegeven.

Tabel 6.13 - ^{14}C- en ^{3}H-gehalten van enkele stalen en hun MRT- en q-waarde volgens het exponentieel model

Staal	^{14}C-gehalte (pcm)	konventionele ^{14}C-ouderdom (j)	Tritium gehalte (TE)	MRT (j)	verdunningsfaktor	$\delta^{13}C$
47HB5F1	85,0±0,8	1310+70	11,6±1,4	180	0,82	-14,9
48HB6F1	80,5±1,1	1740±110	5,3±0,8	250	0,80	-14,2
48DB14F3	78,1±1,2	1990±75	31,7±0,8	63	0,69	-14,5
48HB11F1	67,9±0,8	3105±95	13,0±1,1	170	0,65	- 7,6
48HB66F2	121,4±1,3	-	40,8±0,9	3	0,95	-18,3

De eerste vier stalen zijn afkomstig uit de halfartesische laag A, vanop diepten variërend van 8,2 tot 15 m. Het diepste staal heeft de kleinste verblijfstijd (48DB14F3). Op die plaats heeft de halfdoorlatende laag A' de kleinste hydraulische weerstand en wordt de onderliggende halfartesische laag het snelst aangevuld.

Het laatste staal is afkomstig vanop zeer geringe diepte (2,3 m) in de polders. Het heeft dan ook een zeer kleine verblijfstijd.

Uit tabel 6.13 leidt men verder af dat de verdunningsfaktor, bepaald volgens het exponentieel model, in nauw verband staat met de bodemgesteldheid van de plaats waar het staal werd genomen. De hoge duinen en droge duingronden van de bodemkaart (J. AMERYCKX en R. TAVERNIER, 1952) zijn gekenmerkt door een verdunningsfaktor van 0,65 tot 0,70 (48DB14F3 en 48HB11F1).

Dergelijke waarden zijn in overeenstemming te brengen met het model dat met de isotopenuitwisseling in de onverzadigde zone rekening houdt (I. WENDT et al., 1967). In fig. 6.23 zijn de evenwichtskoncentratie van bicarbonaat en de verdunningsfaktor q weergegeven als funktie van het koolzuurgasgehalte in de bodematmosfeer. De verhouding tussen het respektievelijk met gas en met water gevulde poriënvolume wordt hierbij gelijkgesteld aan 3. Deze waarde is bepaald door de metingen met tensiometers en

met de neutronensonde in de onverzadigde zone binnen het bestek van de infiltratieproef (zie verder hoofdstuk 7).

In duinwaters wordt vaak een bicarbonaatgehalte van 5 tot 6 mmol/l vastgesteld. Hiermee stemt bij evenwicht een CO_2-gehalte in de bodematmosfeer van 1 tot 2 % overeen. Voor de verdunningsfaktor leidt men uit fig. 6.23 waarden van 0,65 tot 0,69 af. Met de vergelijking 6.15 bekomt men de te lage waarden van 0,56 tot 0,58.

Aanvangskoncentraties van 65 tot 70 pcm vergen een aanpassing van de konventionele ^{14}C-ouderdom van 3500 tot 2700 jaar.

De stalen 47HB6F1 en 47HB5F1 zijn afkomstig van droge tot matig natte, geëgaliseerde duingronden (J. AMERYCKX en R. TAVERNIER, 1952). De verdunningsfaktor, berekend volgens het exponentieel model, bedraagt 0,80 en 0,82. Dergelijke hoge waarden kunnen niet langer worden verklaard met het model van I. WENDT et al. (1967).

Gedurende de periode waarin de waterbalans een tekort vertoont, veroorzaakt de toegenomen bodemvochtspanning een opwaartse stroming van water doorheen de onverzadigde zone. Tegelijkertijd neemt de zoutkoncentratie hierin toe, als gevolg van de verdamping. Zouten slaan in de bodem neer als hun oplosbaarheidsprodukt wordt overschreden. De meeste ondiepe grondwaters in het gebied zijn bovendien reeds oververzadigd aan Ca^{2+} en HCO_3^-, zodat kalk in de bodem kan neerslaan.

De hoeveelheid opwaartse stroming doorheen de onverzadigde zone wordt voor een gegeven grondsoort bepaald door de diepte van de watertafel. Daarvan hangt immers de hydraulische gradiënt af, die deze stroming veroorzaakt. In de hoge duinen met hun diepliggende watertafel, is dergelijk transport van water en de erin opgeloste zouten verwaarloosbaar. In de laaggelegen duingebieden daarentegen ligt de watertafel meestal minder dan 1,5 m diep. In dergelijke gebieden grijpt gedurende de zomer een belangrijke nalevering van (recent) water vanaf de grondwatertafel naar de bodem plaats. Hieruit slaat $CaCO_3$ in de wortelzone neer. Deze kalk is rijk aan ^{14}C en wordt in periodes van grondwateraanvulling opnieuw uitgeloogd.

Zodoende verkrijgt het koolzuur in het perkolerend water een hoger ^{14}C-gehalte (verdunningsfaktor) dan wanneer fossiel $CaCO_3$ wordt uitgeloogd.

Bevat de bodemkalk 20 pcm ^{14}C, dan neemt de verdunningsfaktor met 0,10 toe. Dit bedrag is onafhankelijk van het bicarbonaatgehalte, voor zover dit beneden 400 mg/l blijft (M. GEYH, 1970).

De kombinatie van isotopenuitwisseling in de onverzadigde zone (I. WENDT et al., 1967) met de hierboven beschreven recente kalkneerslag (M. GEYH, 1970) kan de waargenomen verdunningsfaktor in de stalen, afkomstig uit de geëgaliseerde duingronden, verklaren. Deze laatste komt overigens goed overeen met de waarde typisch voor de Noordwest-Europese, met löss overdekte streken. Een aanvangskoncentratie van 80 pcm vergt een aanpassing van 1850 jaar op de konventionele ^{14}C-ouderdom.

Niettemin is het niet uitgesloten dat de kalkbestanddelen in de oppervlakkige lagen voldoende "jong" zijn opdat hun ^{14}C-gehalte niet verwaarloosbaar klein zou zijn. De (schijnbare) waarde die men in dit geval via het exponentieel model voor de verdunningsfaktor bekomt, ligt vanzelfsprekend hoger dan de hoeveelheid ^{14}C welke in het infiltrerend water zou worden veroorzaakt door de bovenvermelde processen in de bodem, bij een ^{14}C-gehalte van de bodemkalk gelijk aan nul.

Het staal 48HB66F2 is afkomstig uit de polders. Het is gekenmerkt door een zeer hoge verdunningsfaktor en een laag ^{13}C-gehalte. Dit zou wijzen op de aanwezigheid van een belangrijke hoeveelheid recent kalk in de bodem, ware het niet dat de afwijking van de gebruikte "kontinentale" tritium-invoer t.o.v. de tritium-invoer in het gebied zelf de MRT- en q-waarden van dergelijk zeer jong water aanzienlijk beïnvloedt.

De andere $\delta^{13}C$-waarden liggen tussen -14 en -15 ‰, uitgezonderd in 48HB11F1, waar hij -7,6 ‰ bedraagt. Eerstgenoemde waarden zijn normaal te noemen voor grondwater dat een chemisch evenwicht heeft bereikt en zijn bicarbonaatgehalte uitsluitend uit de onverzadigde zone betrekt.

In tegenstelling tot de overige stalen is 48HB11F1 afkomstig uit de veenhoudende pleistocene afzetting K5. Op deze plaats komt tevens het oppervlakteveen voor. De hoge $\delta^{13}C$-waarde gaat er gepaard met een hoog bicarbonaatgehalte. De venige ondergrond geeft humuszuren af aan het grondwater, die op hun beurt inwerken op fossiel (0 pcm ^{14}C) en marien ($\delta^{13}C=0$ ‰) $CaCO_3$:

$$CaCO_3 + 2H(Hum) \rightleftarrows Ca(Hum)_2 + CO_2 + H_2O$$

$$2CaCO_3 + 2H(Hum) \rightleftarrows Ca(Hum)_2 + Ca^{2+} + 2HCO_3^-$$

Gelijktijdig met een verlaging van het ^{14}C-gehalte en, daarmee gepaard gaande, een schijnbare veroudering van het water, veroorzaken dergelijke reakties een aanrijking aan ^{13}C (J. VOGEL en D. EHHALT, 1963).

6.6.5.2. Het verdunningsmodel en de oorsprong van het brakke grondwater

De ^{14}C-gehalten van de fossiele grondwaters uit de Kustvlakte kunnen bezwaarlijk worden geïnterpreteerd volgens het "piston-flow"-koncept. Bij dit laatste wordt aangenomen dat een (artesische) watervoerende laag in een bepaald gebied kontinu wordt aangevuld door de neerslag. Het neerslagwater dat over een bepaalde periode is geïnfiltreerd, drijft hierbij op zijn weg doorheen de watervoerende laag ouder water voor zich uit, terwijl het zelf gevolgd wordt door jonger water. Het beweegt dus door de waterlaag als een zuiger in een cylinder. In dergelijke gevallen kan men de ^{14}C-gehalten omzetten in ouderdommen, isokronen konstrueren en na vergelijking met de stijghoogtekonfiguratie tevens de gemiddelde doorlatendheid van de formatie schatten.

De hier bestudeerde grondwaterstalen zijn evenwel niet van eenduidig vast te leggen oorsprong zoals in bovenvermeld "ideaal" geval. Als hun tritiumgehalte bovendien beneden de detektielimiet ligt, is toepassing van het exponentieel model a-priori niet mogelijk.

De meeste stalen bestaan uit min of meer brak water, dat het resultaat is van de menging tussen twee komponenten. Gedurende de holocene transgressies werd zeewater samen met het sediment afgezet en drong tevens in andere sedimenten binnen. Na terugtrekken van de zee werd het zout water naar de diepte verdreven. Veelal is deze verdringing meer uitgesproken in de duinen dan in de polders (6.2).

Door hydrodynamische dispersie ontstond bovendien een overgangszone tussen zoet en zout water. Microscopische en macroscopische inhomogeniteiten zorgen voor een zeer grillige verdeling van de stroomsnelheidsvektor doorheen het reservoir. Dit resulteert in een voortdurende overdracht van vloeistofelementjes van de ene vloeistof naar de andere. Deze menging wordt vervolledigd door transport van opgeloste stoffen o.i.v. koncentratiegradiënten (moleculaire diffusie).

De brakwaterlaag die zodoende in de ondergrond van het bestudeerde gebied werd ontwikkeld, varieert in dikte van enkele tot ruim twintig meters. Met ^{14}C-analyses werd gepoogd om de oorsprong en de geschiedenis van de in deze zone voorkomende waters te bestuderen.

De mengingsgraad tussen zeewater en infiltrerend regenwater bepaalt de samenstelling van het brakke grondwater en kan worden berekend aan de hand van twee parameters : het chloride- en het ^{18}O-gehalte. Van het chloride-ion wordt aangenomen dat het weinig wisselwerking met het medium ondergaat, hoewel het in kleilagen preferentieel kan worden vastgehouden (J. HEM, 1970). Betrouwbaarder is dan ook het ^{18}O-gehalte. Dit isotoop maakt deel uit van de watermolecule en beweegt zich op dezelfde wijze doorheen het medium als ^{16}O.

Bij de hier voorgestelde berekeningen wordt aangenomen dat het zeewater op een relatief korte periode ter plaatse kwam, hetzij door gelijktijdige afzetting met het sediment, hetzij door verdringing van het oorspronkelijk in oudere afzettingen aanwezig water. Dit kon worden vergeleken met een injektiepuls, waarbij plots koncentraties van 100 pcm ^{14}C en 16100 mg/l chloride alsook een $\delta^{18}O$ van -0,64 ‰ in het reservoir werden gebracht. Daarna werd dit zeewater in de loop van de tijd vermengd met infiltrerend neerslagwater, een proces dat thans nog niet is beëindigd.

De $\delta^{18}O$-waarde n jaar na het ter plaatse komen van het water in het reservoir is dan

$$(\delta^{18}O)_n = -0,64.F^n - 6,85.(1-F).\sum_{i=1}^{n} F^{i-1} \qquad (6.21)$$

waarbij F = S/S+R; R is hierin de neerslaghoeveelheid, die zich per jaar mengt met een hoeveelheid S (reeds verdund) zeewater. Met het chloridegehalte kan men op gelijkaardige wijze de verdunning met regenwater berekenen:

$$c_n = 16.100\ F^n + (1-F).c_r.\sum_{i=1}^{n} F^{i-1} \qquad (6.22)$$

hierin is c_r het chloridegehalte in infiltrerend regenwater. Beschouwt men dat c_r steeds klein blijft t.o.v.het chloridegehalte in het brak grondwater, dan wordt

$$c_n \approx 16.100\ F^n \qquad (6.23).$$

Het oorspronkelijk in het zeewater aanwezige ^{14}C-gehalte (100 pcm) wordt jaar na jaar verminderd door het regenwater, dat een kleinere koncentratie ^{14}C aanbrengt (bepaald door de q-waarde). Bovendien wordt het in het mengwater aanwezige ^{14}C afgebouwd door radioaktief verval. Men berekent voor het ^{14}C-gehalte na n jaar infiltratie van regenwater

$$(^{14}C)_n = 100.F.e^{-n\lambda} + (1-F).q.e^{-(n-1)\lambda} + (1-F).q.e^{-(n-2)\lambda}$$

$$+ \ldots\ldots + (1-F).q.e^{-\lambda} + (1-F).q$$

$$(^{14}C)_n = 100.F.e^{-n\lambda} + (1-F).q.\sum_{i=1}^{n} e^{-(i-1)\lambda} \qquad (6.24)$$

waarin q de verdunningsfaktor van ^{14}C voorstelt.

De faktor F wordt berekend uit de vergelijking 6.21 of 6.23 en daarna in vergelijking 6.24 gebracht. Deze vergelijking levert het ^{14}C-gehalte voor waters met verschillende ouderdom (n) bij verschillende waarden voor q op.

In onderstaande tabel zijn de aldus berekende model-ouderdommen weergegeven van de stalen bestaande uit brak water, waarin tevens het tritiumgehalte laag is. Bij de stalen met

Tabel 6.14 - Datering van de zeewaterintrusie aan de hand van het verdunningsmodel

Staal	q	Cl^- (mg/l)	$\delta^{18}O$ (‰)	$\delta^{13}C$ (‰)	^{14}C (pcm)	konventionele ^{14}C-ouderdom (j.)	^{14}C-model ouderdom
48SB1	0,82	800	-6,79	-11,2	73,5±0,8	2470±85	3206
48SB4F1	0,65	300	-6,62	- 5,8	35,3±1,1	8370±105	>7500
48HB17	0,95	996	-6,42	-13,7	84,3±1,0	1375±95	3180
48HB22	0,82	712	-6,54	+ 2,6	72,9±1,1	2545±115	4000
48HB14F1	0,82	653	-6,78	-12,3	78,2±2,1	1975±210	1570
48DB14F1	0,69	1444	-5,90	- 6,4	36,7±2,6	8055±75	>7500

hoog tritiumgehalte, behandeld met het exponentieel model is het na 1952 jaarlijks aangebrachte ^{14}C-gehalte veel hoger dan 100 x q. Volgens deze berekeningen zou men de zoutwaterinvasie te jong dateren. Deze stalen werden dan ook niet met het mengingsmodel behandeld. De q-waarden werden toegekend op grond van de bodemkundige gesteldheid in het infiltratiegebied van deze waters.

Hoewel de stalen 48SB1 en 48HB17 afkomstig zijn uit twee verschillende afzettingen, respektievelijk het pleistoceen grinthoudend zand (K3) en het fijn zand K7,1 van Atlanticumouderdom hebben ze nagenoeg dezelfde modelouderdom. Deze gaat terug tot in het laat-Subboreaal. Het staal 48HB14F1, eveneens afkomstig uit de laag K3, heeft een lagere modelouderdom, die de zeewaterintrusie in het subatlanticum plaatst.

Om de bekomen modelouderdommen om te zetten in ware kalendertijd, dienen ze evenwel te worden omgerekend naar een halveringstijd van 5730 jaar, alsook dendrochronologisch te worden gekorrigeerd. Dit laatste brengt de langzame fluktuaties van het ^{14}C-gehalte o.i.v. de wisselende intensiteit van de inkomende kosmische straling in rekening (het SUESS-effekt). Niettemin zullen deze verbeteringen de ouderdom met niet meer dan ca. 200 jaar opdrijven.

De beide hogere ouderdommen komen vrij goed overeen met de ouderdomsbepalingen van W. DE BREUCK en G. DE MOOR (1975) op de konnate zoute grondwaters te Houtave en Adinkerke. Het andere staal wijst op een jongere infiltratie van zeewater, nl. tijdens de Duinkerke-II-transgressie.Dit komt overeen met de bevindingen aangaande de geologische ontwikkeling van het gebied : het staal is immers afkomstig van onder een geul met zandige opvulling, die nog aktief was na de tweede eeuw na Christus (cfr. archeologische argumenten 2.2.3.3.2).

De hoge ouderdom van het brak water in 48SB4F1 en 48DB14F1 kan worden verklaard door de aanwezigheid van een komponent oud (pre-Atlanticum) zoet water, die ondanks de mariene invasie(s) heeft standgehouden in het reservoir en het ^{14}C-gehalte laag houdt. Deze piëzometers bevinden zich immers in slecht doorlatende pleistocene afzettingen (K2,1) of pleistocene afzettingen die door bovenliggende, slecht doorlatende afzettingen

goed beschut zijn tegen uitwassing (K1). Ook 48HB22 vertoont een hoge model-ouderdom. Deze is echter te wijten aan de oplossing van een aanzienlijke hoeveelheid ^{14}C-vrij $CaCO_3$ uit het poreuze medium wat gepaard gaat met een toename van de $\delta^{13}C$-waarde. Niettemin ligt laatstgenoemde waarde bij dit staal veel te hoog om te kunnen worden verklaard uitsluitend door de werking van humuszuren (cfr. 6.6.5.4).

6.6.5.3. ^{18}O en de oorsprong van het diepste zout water

Zoals in 6.6.5.2. gesteld, zijn het chloridegehalte en de $\delta^{18}O$-waarde twee konservatieve parameters in het grondwater. Ze nemen een zeer karakteristieke waarde aan in zeewater, terwijl een over lange termijn genomen gemiddelde van deze parameters in het regenwater van een bepaald gebied eveneens nagenoeg konstant is.

Zet men de $\delta^{18}O$-waarde grafisch uit tegenover het chloridegehalte, dan vallen brakke waters, ontstaan door menging tussen zee- en regenwater op een rechte. Deze verbindt de beide punten die overeenstemmen met de gehalten in deze primaire komponenten (fig. 6.24) en heeft als vergelijking

$$\delta^{18}O = -6,85 + 3,86.10^{-4} \ (Cl^-) \qquad (6.24)$$

Vier stalen vallen duidelijk boven deze rechte (47DB1F1, 47DB2F1, 48DB24F1 en F2). Ze werden alle vier genomen onderaan in het reservoir, nabij de top van het Tertiair. In het $Cl^-/\delta^{18}O$-diagram liggen ze gestrooid langs een bestpassende rechte met als vergelijking

$$\delta^{18}O = -6,85 + 1,70.10^{-4} (Cl^-) \qquad (6.25)$$

Op te merken valt dat het chloridegehalte in 47DB2F1, een staal afkomstig uit de Vlissegemse binnenduinen, hoger ligt dan in recent zeewater.

Beschouwt men de rechte als de verbinding tussen twee eindtermen, nl. recent geïnfiltreerd regenwater en een hypothetisch(tertiair) konnaat zout water, dan verkrijgt men voor deze zoutwater-komponent volgende kombinatie van $\delta^{18}O$-waarden en chloridegehalten.

Tabel 6.15 - Menging van infiltrerend regenwater met konnaat zout water. Kombinaties van $\delta^{18}O$ en (Cl^-) van het hypothetische zout water

(Cl^-) (mg/l)	$\delta^{18}O$ (‰)	aandeel van het konnaat water in 47DB2F1	47DB1F1
40294	0	0,51	0,18
46176	+1	0,45	0,15
52019	+2	0,40	0,14
57941	+3	0,36	0,12
63823	+4	0,32	0,11
69702	+5	0,30	0,10

Tertiair water met dergelijke chloridegehalten (tot 100.000 mg/l), in kombonatie met positieve $\delta^{18}O$-waarden, wordt o.m. waargenomen in Noordwest-Duitsland (J. HAHN, pers. med.).

Door bijmenging van konnaat water is het ^{14}C-gehalte in het mengwater lager dan het gehalte, aangebracht door de zoetwaterkomponent, waaruit het mengwater is ontstaan. Laatstgenoemd gehalte C_f wordt berekend volgens

$$C_f = \frac{C_{mengwater}}{\text{aandeel zoet water}} \qquad (6.26)$$

en bedraagt bij een $\delta^{18}O$-waarde van +3 ‰ in het konnaat water 87 pcm en 71 pcm in respektievelijk 47DB2F1 en 47DB1F1. Hiermee komen konventionele ouderdommen van 1120 en 2760 jaar overeen.

Het ^{18}O-gehalte van de stalen afkomstig van onder het hoog stand (48DB24F1 en F2) levert geen bewijs van menging met zeewater. Tracht men immers het waargenomen chloridegehalte te verklaren met een mengsysteem zeewater-konnaat zout water-regenwater, dan vindt men reeds bij de geringste bijdrage van zeewater te hoge $\delta^{18}O$-waarden voor het hypothetisch mengwater.

De hier besproken waters zijn waarschijnlijk het resultaat van diffusie tussen zoet en konnaat zout water, opgesloten in de tertiaire kleilagen. Het grondwater nabij het tertiaire substraat beweegt immers nog slechts heel langzaam doorheen het reservoir. Het transport van opgeloste stoffen als gevolg van koncentratiegradiënten tussen het reservoir en het kleisubstraat kan hier het belangrijkste mechanisme zijn bij de menging tussen beide waters.

6.6.5.4. Het ^{13}C-gehalte als indikator voor de processen die het ^{14}C-gehalte hebben beïnvloed na infiltratie van het water

Het bicarbonaat in het grondwater is meestal opgelost uit de aeratiezone onder invloed van biogeen CO_2. In gebieden met venige ondergrond kan niettemin onder de watertafel een bijkomende hoeveelheid $CaCO_3$ worden opgelost door de werking van humuszuren. Daar dit kalk marien en fossiel is neemt hierdoor het ^{13}C-gehalte in het grondwater toe en dit van ^{14}C af.

Voornamelijk in het zuidwesten van het gebied komen enkele stalen voor met extreem hoge, zelf positieve $\delta^{13}C$ (47DB1F3, 47DB2F4, 47SB1F2, 48HB22 en 48HB66F1). Hoewel oplossing van $CaCO_3$ door humuszuren in dit gebied niet is uigesloten, is het ^{14}C-gehalte in deze stalen meestal veel te hoog om de toename van ^{13}C volledig door dit mechanisme te kunnen verklaren. Bovendien liggen de bicarbonaatgehalten in deze stalen niet noodzakelijk boven de "normale" waarde voor grondwater, d.w.z. een gehalte in overeenstemming met een CO_2-partieeldruk in de bodematmosfeer van enkele procenten.

Beschouwt men immers in het recent geïnfiltreerde water de kenmerkende waarden voor ^{14}C, $\delta^{13}C$ en HCO_3^- op 80 pcm, -14 ‰ en 5 meq/l, dan dient in de saturatiezone reeds een bijkomende hoeveelheid van 20 meq/l HCO_3^- met 0 pcm ^{14}C en 6 ‰ $\delta^{13}C$ te worden opgelost om een zwak positieve $\delta^{13}C$(+2 ‰) te bekomen. Tegelijkertijd zal echter het ^{14}C-gehalte afnemen tot 16 pcm. Een dergelijke lage waarde wordt allen in 47SB1F1 benaderd.

Tenslotte weze nog opgemerkt dat de relatief lage $\delta^{13}C$-waarden in het noordoostelijke en centrale duingebied met zijn venige ondergrond (zie 48HB11F1, 48SB4F1 en F2) merkelijk hoger zijn dan die in de bewuste stalen van het zuidwestelijk deel van het gebied. Deze zeer hoge waarden in laatstgenoemde stalen zijn moeilijk te verklaren.

6.6.5.5. De ^{14}C-ouderdom en de voeding van het grondwaterreservoir

In meerdere waarnemingspunten werd de ^{14}C-ouderdom bepaald op verschillende diepten in het reservoir. Steeds neemt deze ouderdom toe met de diepte (fig. 6.22). Dit doet een "laagsgewijze" grondwateraanvulling vermoeden.

J. VOGEL (1970) bepaalde de ouderdomsverdeling in een watervoerende laag, waarin de grondwateraanvulling uitsluitend door vertikale stroming vanaf het oppervlak gebeurt. Zijn W, H en α respektievelijk de jaarlijkse voeding (m/jaar), de totale watervoerende dikte (m) en de porositeit van het reservoir, dan wordt de ouderdom van het water h meters boven het substraat gegeven door

$$t = \frac{\alpha H}{W} \ln \frac{H}{h} \qquad (6.27)$$

Voor een paar waarnemingspunten kan men uit deze vergelijking de snelheid van grondwateraanvulling berekenen, welke overeenstemt met de waargenomen vertikale ouderdomsverschillen, mocht het reservoir uitsluitend door vertikale stroming worden gevoed. Men bekomt hiervoor zeer lage vertikale stroomsnelheden : 3 mm/j (48SB1 en 48DB14F1) en 5 cm/j (47DB1F1).

Deze snelheden liggen beduidend lager dan deze, welke men kan schatten uit het stijghoogteverschil beiderzijds een halfdoorlatende laag en de hydraulische weerstand van deze laag. De afwijking tussen de snelheden, berekend langs hydraulische weg en deze, afgeleid uit de ouderdomsverdeling, wordt veroorzaakt door het belang van de horizontale grondwaterstromingen m.b.t. de aanvulling van het reservoir. Deze zorgen ervoor dat het grondwater langer onderweg is alvorens het de diepere delen van het reservoir bereikt dan wanneer het uitsluitend door vertikale stroming onder de heersende vertikale stijghoogteverdeling ter plaatse zou komen. In de duinen heeft

het diepere grondwater een veroudering ondergaan tijdens zijn horizontale stroming doorheen de verschillende goed doorlatende afzettingen, nadat het is geïnfiltreerd. Het diepe, zoete polderwater is vanuit de duinen afgevloeid en heeft eveneens een aanzienlijke horizontale weg afgelegd.

6.6.6. Besluiten

Uit het exponentieel model werd afgeleid dat de verdunningsfaktor q verschillende waarden kan aannemen, in de eerste plaats kenmerkend voor de bodemgesteldheid van het infiltratiegebied. De zeer ondiepe grondwaters bevatten veel tritium en zijn bijgevolg jonger dan 30 jaar. Omzettingen van tritiumgehalten in gemiddelde verblijfstijden (MRT) is enkel betrouwbaar waar kontrole met het ^{14}C-gehalte mogelijk is. Dan nog dient men rekening te houden met de vraag of de bij de berekeningen aangewende tritiuminvoer voldoende representatief is voor het onderzochte gebied.

Rekening houdend met de voortdurende verdunning van oud zeewater door regenwater sedert de aankomst van eerstgenoemd water in het reservoir, plaatst het ^{14}C-gehalte van het matig diepe, brakke grondwater de zoutwaterintrusie hetzij in het Subboreaal, hetzij in de Duinkerke -II-fase. Dit laatste werd aangetoond onder een belangrijke geul met zandige opvulling, aktief na de 2de eeuw na Christus. Uit het lage ^{14}C-gehalte van het brak water in de diepste kwartaire ondergrond van de duinen blijkt de aanwezigheid van een komponent oud-holoceen zoet water.

Verder wijst de verdeling van de ^{14}C-ouderdom op een ouderdomsstratifikatie in het grondwater. Niettemin blijken de diepere delen van het grondwaterreservoir hoofdzakelijk te worden aangevuld met grondwater dat aanzienlijke horizontale afstanden heeft afgelegd. Het diepe, zoet water in de polders komt zodoende ter plaatse na laterale aanvloei vanuit de duinen.

Het ^{13}C-gehalte verschaft slechts in enkele gevallen aanwijzingen over de oplossing van een bijkomende hoeveelheid kalk in de saturatiezone. Het gelijktijdig optreden van hoge ^{13}C- en ^{14}C-koncentraties in sommige waters in het zuidwesten van het gebied blijft moeilijk te verklaren.

De stabiele isotoop ^{18}O toont aan dat de brakke grondwaters zijn ontstaan door menging van zeewater met geïnfiltreerd regenwater. De diepe zoute laag daarentegen is het resultaat van diffusie tussen geïnfiltreerd regenwater en konnaat zout water, opgesloten in het tertiaire substraat.

7. DE INFILTRATIEPROEVEN

7.1. Doel en verantwoording

Het litostratigrafisch en hydrogeologisch onderzoek heeft aangetoond dat het Haanse duingebied een gelaagd grondwaterreservoir vormt, bestaande uit drie zandige watervoerende lagen, gescheiden door twee kleiige, lemige en/of venige halfdoorlatende lagen. De bovenste (freatisch) watervoerende laag bestaat uit het zeer goed doorlatende duinzand.

De winbare waterhoeveelheid van deze laag kan men gevoelig opdrijven door een kunstmatige voeding met oppervlaktewater. De formatie fungeert hierbij als waterbergend en als zuiverend medium.

Het waterbergend vermogen van het duinzand wordt bepaald door de dikte van de onverzadigde zone, de bergingskoëfficiënt nabij de watertafel en de beschikbare terreinoppervlakte.

Het filtrerend effekt van de watervoerende laag hangt af van de tijd gedurende dewelke het insijpelend water in de grond verblijft. Dat effekt is groter in de onverzadigde zone.

Het is duidelijk dat een infiltratieproef des te waardevoller informatie verstrekt, naarmate de afmeting en de omstandigheden van de definitieve installatie dichter worden benaderd. In het bestek van deze studie was het evenwel niet mogelijk oppervlaktewater aan te voeren.

Daarom werd gekozen voor een infiltratieproef met grondwater dat wordt opgepompt op een voldoende grote afstand van het infiltratiebekken. Bovendien zijn de aangepompte en de kunstmatig gevoede laag van elkaar gescheiden door een halfdoorlatende laag. Men mag dus aannemen dat bij relatief kleine pomp- en infiltratiedebieten het geïnfiltreerde water zelfs na lange tijd niet opnieuw wordt opgepompt.

De infiltratieproeven hadden vooral tot doel de volgende aspekten te bestuderen :

- de grootte en de evolutie van de infiltratiesnelheid,
- de verandering van het grondwaterpeil,
- de waterhuishouding van de onverzadigde zone,
- de verblijfsduur van het geïnfiltreerde water in de grond,
- de verstoppingsverschijnselen van de grond,
- de kwaliteitsveranderingen van het infiltratiewater.

7.2. Plaats

Als proefterrein voor de kunstmatige voeding van de duinzandlaag werd het militair domein van Vlissegem uitgekozen. Het strekt zich uit op het meest westelijke paraboolduin van het studiegebied. Het reliëf is er dan ook vrij sterk uitgesproken : de hoogteligging varieert er tussen +23 en +8 m.

De boring 7.16 (fig. 2.27) werd uitgebouwd tot pompput voor de waterwinning. Onder de duinzandlaag, ca. 13 m dik in deze boring en 5,5 m dik nabij het infiltratiebekken, komt een laagje van enkele decimeters fijnzandhoudende klei voor. Dit laatste komt overeen met de top van de afzetting van Duinkerke (laag K9,3) en vormt de halfdoorlatende laag B'. Daaronder treft men ca. 6 m schelphoudend fijn zand aan (K9,1). Het behoort eveneens tot de afzetting van Duinkerke en vormt de halfartesische laag B. Hieronder ligt het klei-zand-komplex (K7,2) van de afzetting van Calais, die de halfdoorlatende laag A' vormt. Deze is hier uitzonderlijk dik; op een diepte van 40 m (peil -24 m) was de basis ervan nog niet bereikt, wat tot een minimale dikte van 20 m doet besluiten. Hier werd de halfartesische laag A en uiteraard het tertiaire subtraat niet bereikt. Enkele honderden meters verder naar het zuidwesten werd een omvangrijk pakket fijn zand (K6) aangetroffen, rustend op het diepgelegen (peil -39 m) Yc-kleisubstraat. Driehonderd meters in noordoostelijke richting daarentegen ligt het substraat op het peil -28 m en bestaat het uit Plm-klei. Het wordt bedekt door de halfartesische laag A, gevormd door de pleistocene afzettingen K1, K2,1 en K3.

De natuurlijke grondwaterstroming is op de plaats van de infiltratieproef naar het zuid-zuidwesten gericht : grondwater dat in het centrale duingebied infiltreert stroomt ondergronds naar de polders. Het natuurlijk verhang van de grondwatertafel, die zich hier gemiddeld één meter boven de top van de halfdoorlatende laag B' bevindt, bedraagt ca. 0,003. De hydraulische doorlatendheid, geschat uit de granulometrische gegevens, bedraagt voor duinzand ca. 14 m/dag.

7.3. Technische beschrijving van de proefopstelling (fig. 7.1)

7.3.1. Winning van water

Het voedingswater wordt in hoofdzaak geleverd door de laag schelphoudend fijn zand (K9,1 of halfartesische laag B). Het wordt opgepompt in een PVC-filterput van 110 mm diameter, voorzien van een filterelement tussen 14,5 en 22,5 m diepte, die de laag B over zijn volledige dikte aansnijdt.

Een dompelpomp van 2 PK stuwt via een debietmeter ca. 5 m^3/u in een persleiding.

7.3.2. Transport naar het infiltratiebekken

Langs een PVC-leiding van 11 cm diameter wordt het opgepompte water naar het 120 m verder oostwaarts gelegen infiltratiebekken gevoerd. Hierbij vloeit het water grotendeels af o.i.v. de zwaartekracht.

7.3.3. Het infiltratiebekken

Via de leiding (7.3.2) bereikt het infiltratiewater een ringput uit gewapend beton met een buitendiameter van 2,67 m en een wanddikte van ca. 7 cm. Het bekken is ongeveer 1,30 m diep. Een vlottersyteem, bevestigd aan de loodrechte wand, stuurt de onderwaterpomp (7.3.1), waardoor het waterpeil in het bekken konstant op +8,80 m (± 0,05 m) wordt gehandhaafd. Dit stemt overeen met een waterhoogte van 1,10 m.

7.3.4. Dosering van tracer

In de proefopstelling werd de mogelijkheid voorzien om een tracer in het infiltratiewater te brengen. De traceroplossing is opgeborgen in een tank van 150 l. Door middel van een dosagepompje kan ze in het stroomafwaartse uiteinde van de pijpleiding (7.3.2) worden geïnjekteerd. Dit draaiperspompje wordt aangedreven door een elektrische motor en is voorzien van een dubbele reduktie, teneinde het debiet te kunnen regelen binnen ruime grenzen. Zodoende kan men een groot gamma van verdunningen maken.

7.3.5. De meetinstallatie

7.3.5.1. Metingen van de stijghoogte

Om na te gaan hoe het watervoerend reservoir reageert op de kunstmatige voeding van de freatische duinzandlaag, werden een serie PVC-piëzometers (diameter 63 mm) geplaatst. Van de meeste daarvan bevindt het filterelement (lengte 0,5 m) zich in de gevoede freatische laag zelf. Laatstgenoemde waterstandpijpen werden geplaatst op 0, 1,5, 3, 6, 12 en 24 m afstand van de rand van het infiltratiebekken. Tevens werden op 18 en 24 m afstand van de rand van het bekken gelijkaardige piëzometers geplaatst, nu echter met filterelementen tot in de onderliggende watervoerende laag, gevormd door het schelphoudend fijn zand van de afzetting van Duinkerke.

Alle piëzometers zijn voorzien van drukopnemers VEGA, type 137, verbonden met een data-logger LOGMASTER MDL 1000 van MESS und SYSTEM TECHNIK waarvan de meetintervallen vrij kunnen worden gekozen.

7.3.5.2. Debietmetingen

Het opgepompte water passeert juist vóór de inlaat in de aanvoerleiding een watermeter, die het totale volume doorgelaten water registreert. De teller wordt dagelijks afgelezen, waaruit het gemiddelde debiet in m^3/u wordt afgeleid.

7.3.5.3. Metingen in de onverzadigde zone

Om de waterhuishouding in de onverzadigde zone na te gaan, voerde men boven de watertafel zowel potentiaal- als vochtmetingen uit.

7.3.5.3.1. Potentiaalmetingen

Om de vochtpotentialen, die op de verschillende diepten boven de watertafel heersen, te meten werden twee reeksen tensiometers geplaatst, nl. op 0,5 en 1,5 m van de buitenrand van het infiltratiebekken. Per reeks werden 13 tensiometers aangebracht : ze bereiken achtereenvolgens diepten van 45, 75, 100, 130, 160, 190, 220, 250, 280, 310, 340, 370 en 400 cm.

De tensiometers bestaan uit een poreus porseleinen potje ("cup") gemonteerd op een plexiglasbuis (buitendiameter 6 mm). Aan de bovenzijde van het buisje, juist boven het maaiveld, mondt een nylon slang uit, die verbonden is met een kwikreservoir (fig. 7.2). Essentieel voor goede metingen is een zo volledig mogelijk kontakt van het potje met de (onverstoorde) bodem.

Wordt het volledig systeem vanaf het potje tot aan het kwikreservoir met water gevuld zodat alle luchtbellen eruit verdreven zijn, dan zal het kwik in de als manometer fungerende nylonslag opstijgen tot een bepaald niveau in evenwicht met de ter hoogte van het poreuse potje heersende zuigspanning. De drukhoogte is een uitdrukking van de matrixpotentiaal en wordt gegeven door

$$h = -12{,}6\ x + y + z \qquad (7.1)$$

met x = de hoogte van de kwikkolom,
y = het niveau van het kwikoppervlak in het reservoir, genomen t.o.v. het maaiveld,
z = de diepte van de tensiometer onder het maaiveld (z>0).

Om de hoeveelheid en richting van de stroming in de onverzadigde zone te bepalen dienen de potentialen bepaald te worden t.o.v. éénzelfde referentieniveau. Neemt men hiervoor het maaiveld, dan bekomt men voor de stijghoogte, die de som is van de plaatshoogte en de drukhoogte

$$H = h + z \qquad (7.2)$$

De stijghoogte is een uitdrukking voor de totale potentiaal in een punt van het medium. Boven de watertafel wordt de totale potentiaal gegeven door

$$\Phi = \sigma - \rho g z \qquad (7.3)$$

waarin σ ($\sigma < 0$) de matrixpotentiaal en ρ de dichtheid van de poriënvloeistof voorstellen.

Daar de z-waarde positief naar beneden genomen wordt, herleidt vgl. (7.2) zich tot

$$H = h - z \qquad (7.4) \quad \text{of}$$
$$H = -12{,}6\ x + y$$

De aflezing van de tensiometers levert de juiste waarde voor de drukhoogte op, juist op de plaats van het potje. De serie tensiometers op 1,50 m afstand ondergaan evenwel een aanzienlijke invloed vanwege de wortels van nabijstaande dennen.

7.3.5.3.2. Vochtmetingen

Op 0,5 m, 1,5 m en 3 m van de rand van het bekken wordt het vochtgehalte in de onverzadigde zone tussen het maaiveld en een diepte van vier meters stapsgewijze om de tien centimeters bepaald. Daartoe wordt in een aluminium buis (access-tube) (diameter 41/44 mm) een neutronensonde afgelaten.

De neutronensonde (fig. 7.3) bestaat uit een americium-beryllium-neutronenbron van 30 mCi en een scintillatieteller met een NaI/Tl-kristal. De uitgezonden snelle neutronen worden voornamelijk door de waterstofatomen (aanwezig in de watermolekulen) in de bodem verstrooid. Een gedeelte van deze trage (thermische) neutronen wordt opgevangen door de teller. De ontladingspulsen, worden na versterking geteld en geregistreerd met een af-

leesapparaat van N.E.A. Deze waarden zijn een maat voor het vochtgehalte in de bodem, op voorwaarde dat de meetapparatuur goed geijkt is.

Buiten de metingen wordt de neutronensonde opgeborgen in een parrafinehouder, die tevens dienst doet als medium voor de standaardafmetingen.

De vochtgehalten, bekomen door metingen met de neutronensonde, zijn in droge bodems de gemiddelde waarden over een sfeer met straal van een dertigtal centimeters.

7.3.5.4. Waarneming van de waterkwaliteit

Om de kwaliteitsverandering, die het water op zijn weg door het poreus medium ondergaat, na te gaan, werden vier bemonsteringsputten geplaatst. Deze bestaan uit 1 m lange PVC-filterelementen met erop aansluitende bronbuizen. Ze zijn geplaatst op 4,5, 9, 13,5 en 18 m afstand van de rand van het infiltratiebekken. Tevens werden uit deze putten stalen genomen om de verspreiding van het kunstmatig gemerkte infiltratiewater in de tijd te volgen.

7.4. Eerste infiltratieproef

7.4.1. Uitvoering

De eerste infiltratieperiode nam 36 dagen (28 juni - 3 augustus 1982) in beslag. Tijdens deze proef bestond de bodem van het infiltratiebekken alleen uit duinzand. Het uiteinde van de aanvoerleiding was voorzien van een elleboog van 180°, teneinde de bodem niet te sterk te eroderen.

Gedurende de proef werden 900,350 m^3 water in de freatische duinzandlaag aangevoerd. Van zodra het infiltratiedebiet nog slechts een kleine fraktie van de oorspronkelijke waarde van 5 m^3/u bedroeg, werd de bekkenbodem omgewoeld, zonder evenwel het proces stop te zetten. Deze onderhoudsbeurten leidden tijdelijk tot een aanzienlijke debietsverhoging alhoewel de aanvankelijke infiltratiesnelheid nooit werd bereikt (zie fig. 7.4 : 8, 20, 23, 26 en 28 juli).

Het meetprogramma voorzag in metingen van het debiet, de stijghoogten (zie resp. 7.3.5.2 en 7.3.5.1) en de bodemvochtgehalten (7.3.5.3.1) en -potentialen (7.3.5.3.2). Deze gebeurden de eerste twee dagen meerdere malen per dag, vervolgens éénmaal daags. Enkele momentopnamen van het bodemvochtgehalte vindt men in de fig. 7.5 tot 7.14.

Met het oog op de bepaling van de invloed van het kunstmatig infiltratieproces op de grondwaterkwaliteit werden op het einde van de proef waterstalen ontnomen. Ze zijn afkomstig van het voedingswater in de leiding, van het infiltratiebekken en van de freatische duinzandlaag op 13,5 m afstand van de infiltratieput. Tijdens deze infiltratieproef werd ^{51}Cr als kunstmatige tracer (zie 7.6) beproefd.

Op 3 augustus 1982 werd de kunstmatige voeding stopgezet; een dag later was het bekken leeggelopen. Op verschillende diepten werden grondstalen uit de bekkenbodem genomen, teneinde de veranderingen in het duinzand na te gaan.

7.4.2. Studie van de kwantitatieve aspekten van de kunstmatige voeding

7.4.2.1. Het grondwaterpeil

Het verloop van het grondwaterpeil, kontinu opgenomen in enkele piëzometers, is weergegeven op fig. 7.4. Daarop ziet men tevens de evolutie van het infiltratiedebiet. Dit laatste viel vrij snel terug van een oorspronkelijke waarde van 5 m^3/u tot minder dan 1 m^3/u. Hieraan konden enkele "onderhoudsbeurten" van de bekkenbodem slechts zeer tijdelijk verhelpen (zie verder 7.4.2.4).

In de piëzometer onder het infiltratiebekken begon de watertafel na ongeveer 100 minuten na de aanvang van de proef snel te stijgen (fig. 7.4). Na ongeveer 29 uren infiltratie bedroeg de stijging iets meer dan een meter. Vervolgens bleef het peil een korte tijd konstant om na 37 u na de aanvang van de infiltratie geleidelijk te dalen.

In de andere piëzometers werden eveneens peilveranderingen (fig. 7.4) vastgesteld. Bij toenemende afstand tot de bekkenrand zijn deze zwakker uitgesproken en vertonen ze een steeds grotere tijdsvertraging t.o.v. de peilschommelingen onder het bekken.

Het waterpeil in de halfartesische laag B op 12 m afstand van het bekken steeg amper 5 cm tegen 33 cm in de freatische laag C op dezelfde afstand. Tevens reageerde het waterpeil van de laag B iets later dan de watertafel op dezelfde afstand van het bekken.

Op het einde van de infiltratieperiode was de grondwatertafel teruggevallen tot op zijn peil bij de aanvang van de proef. Rekening houdend met de natuurlijke grondwaterafvloei tijdens de maand juli, betekende dit nog een netto-verhoging van ongeveer 25 cm.

7.4.2.2. Het gedrag van de onverzadigde zone

In samenwerking met de Leerstoel voor Bodemfysica van de Fakulteit der Landbouwwetenschappen werden over het volledig verloop van de infiltratieproef in de onverzadigde zone nabij het bekken metingen verricht met tensiometers en met de neutronensonde. Om bij laatstgenoemde methode het verband tussen het geregistreerde aantal pulsen per tijdseenheid en het bodemvochtgehalte experimenteel te bepalen, werd na het stilleggen van de kunstmatige voeding een kleine drainageproef verricht. Hiertoe werd naast de infiltratieput een paar vierkante meters duingrond overstroomd. Dit water sijpelde geleidelijk in de bodem. Ondertussen werden herhaaldelijk bodemvochtmetingen uitgevoerd met de neutronensonde. Bij elke meting werd op de overeenkomstige diepte een grondstaal genomen, waarvan het vochtgehalte door weging werd bepaald. Eenmaal de metingen alle vochtgehalten van verzadigd tot (bijna) droog beslaan, zet men het aantal pulsen per tijdseenheid grafisch uit t.o.v. het overeenkomstige gewogen vochtgehalte en bepaalt de regressierechte. Dit laat toe iedere meting met de neutronensonde om te

zetten in een vochtgehalte. Fig. 7.5 tot 7.14 stellen het bodemvochtgehalte in de onmiddellijke omgeving van het bekken voor.

Op de tensiometers werd de hoogte van de kwikkolom afgelezen en omgerekend tot drukhoogte en stijghoogte (vergelijkingen 7.1 tot 7.4). Fig. 7.15 tot 7.31 stellen het verloop van deze grootheden voor langs een vertikale op 0,5 m afstand van de bekkenrand.

Juist voor de aanvang van de kunstmatig voeding noteert men boven de smalle kapillaire zone, verbonden met de watertafel, een laag vochtgehalte met weinig of geen variatie. Hierdoor heerst er nauwelijks een zuigspannings- of drukhoogtegradiënt (fig. 7.15), terwijl de gradiënt van de plaatshoogte uiteraard gelijk is aan 1. Het bodemvocht beweegt doorheen de onverzadigde zone vertikaal neerwaarts, m.a.w. er is grondwateraanvulling tegen een over heel de vertikale nagenoeg konstant debiet :

$$q = k^{v}(\theta) \qquad (7.5)$$

k^{v} is de vertikale kapillaire doorlatendheid bij het vochtgehalte θ. Deze is bij dergelijk laag vochtgehalte een paar grootteorden minder dan bij totale verzadiging. Daardoor blijft het neerwaartse watertransport zeer beperkt.

Onmiddellijk na de inbreng van het infiltratiewater in het bekken neemt men een snelle neerwaartse en laterale voortschrijding van het vochtfront waar (fig. 7.6-7.7). In tegenstelling tot de kapillaire zone boven de watertafel bestaat langs weerszijden van het vochtfront geen snelle verandering in vochtgehalte. Zo ziet men na 1 uur infiltreren het vochtgehalte aan het vochtfront afnemen van 30 % naar 10 % over een afstand van een halve meter. Deze afstand vergroot naarmate het front voortschrijdt.

Ongeveer 100 minuten na de aanvang van de proef bereikt het eerste infiltratiewater de grondwatertafel, die nu snel begint te stijgen (fig. 7.8). Daarna wordt het vochtgehalte in de bevochtigde zone verder aangevuld tot (nagenoeg) verzadiging (fig. 7.9-7.10). De laterale uitbreiding van het vochtfront verloopt hierbij steeds langzamer om uiteindelijk tot stilstand te komen. Gelijktijdig wordt de drukhoogte beneden het niveau van de bekkenbodem steeds minder negatief.

Na 20 uren infiltratie bereikt de bevochtigde zone zijn grootste uitbreiding en de watertafel zijn hoogste stand (fig. 7.10). Nabij het infiltratiebekken neemt men nu een zone met negatieve drukhoogte waar, ingesloten tussen twee zone's met positieve drukhoogte (fig. 7.20). De onderste zone met positieve drukhoogte ligt onder het freatisch oppervlak. De zone met negatieve drukhoogte is nog lichtjes onverzadigd. De bovenste zone met positieve drukhoogte schijnt in verbinding te staan met de bekkenbodem. Over het preciese drukhoogteverloop onder het bekken zelf zijn evenwel geen gegevens voorhanden. Vermits de grondwatertafel zelfs op zijn hoogste stand nog ruim 2 m onder de bekkenbodem ligt kan men evenwel besluiten dat ook onder het bekken steeds een zone met negatieve drukhoogte blijft bestaan.

Gedurende het verdere verloop van de proef daalt de grondwatertafel. De onverzadiging neemt in de omgeving van het bekken toe, alhoewel nabij een diepte van 2,20 m een laag schijnt voor te komen, waarin het infiltratiewater langer wordt vastgehouden (fig. 7.11-7.14). Tevens verdwijnt op 0,5 m afstand van het bekken de bovenste zone met positieve drukhoogte. De vertikale zuigspanningsgradiënt, ontstaan o.i.v. de kunstmatige voeding, wordt geleidelijk afgebouwd (fig. 7.21-7.31). Vanaf 10 dagen na aanvang van de proef (fig. 7.27) wordt nabij het oppervlak evenwel een opwaartse zuigspanningsgradiënt veroorzaakt door de geleidelijke uitdroging van de bodem. Een paar dagen later is ook de stijghoogtegradiënt nabij het oppervlak opwaarts gericht, zodat bodemvocht naar het oppervlak wordt vervoerd (fig. 7.28-7.30). Deze omgekeerde hydraulische gradiënt reikt maximaal 1 m diep. 36 dagen na aanvang van de proef is hij van het oppervlak "afgesneden" o.i.v. hernieuwde infiltratie van regenwater.

7.4.2.3. De verstopping van de bekkenbodem

7.4.2.3.1. Algemeen

In de meeste gevallen waar voeding van de watervoerende laag door kunstmatige infiltratie wordt overwogen, is de gemiddelde infiltratiesnelheid het kriterium dat de rendabiliteit van de installatie bepaalt. De infiltratiesnelheid bepaalt immers de oppervlakte die nodig is om een bepaald infiltratie-(en winnings-!)debiet te bekomen.

De voorspelling van de infiltratiesnelheid aan de hand van de hydrologische en bodemfysische eigenschappen van het site houdt geen rekening met de verstopping. Het verstoppingsverschijnsel, dat de doorlatendheid van de bekkenbodem doet afnemen, houdt verband met de fysische, chemische en biologische eigenschappen van het infiltratiewater. Het noodzaakt periodische onderhoudsbeurten van het bekken, die de exploitatiekosten verhogen zodat een voorzuivering van het infiltratiewater in overweging kan worden genomen.

Zwevende deeltjes in het infiltratiewater zijn het voornaamste agens voor de verstopping van infiltratiebekkens. Daarnaast kan vooral tijdens de zomermaanden een belangrijke ontwikkeling van wieren in het infiltratiebekken optreden. Dit verschijnsel hangt af van de temperatuur, de lichtintensiteit en de aanwezigheid van minerale voedingsstoffen in het water. Bepaalde speciës koloniseren de bekkenbodem, andere zweven of drijven in of op het water en bezinken op de bodem na hun afsterven. Een derde oorzaak van de doorlatendheidsafname van de bodem schijnt de ontwikkeling van bakteriën in de bodem te zijn. Hierover is evenwel nog slechts zeer weinig gekend.

7.4.2.3.2. Het onderzoek van de bekkenbodem

Na enige dagen kunstmatige infiltratie was bij deze proef een zekere ontwikkeling van akwatisch leven in het bekken waar te nemen aan de groene kleur en aan het voorkomen van enige meercellige organismen (arthropoda, annelida). Niettemin bleken er zich nauwelijk wieren te hebben ontwikkeld. Op een waterstaal van 2 l konden slechts twee microscopische specimens worden aangetoond. De verstopping werd daarentegen grotendeels veroorzaakt door zwevende deeltjes. Bij het onder water omwoelen

van de bodem zag men van onderen uit een belangrijke hoeveelheid fijn materiaal in suspensie komen, waardoor het water tijdelijk een bruine kleur verkreeg. Het infiltratiedebiet werd tijdelijk opgedreven na deze ingrepen (fig. 7.4).

Na droogvallen van het bekken was een bruin sliblaagje waarneembaar op de bodem. Uit de bovenste centimeters van de bekkenbodem werden enkele grondstalen genomen, waarvan de korrelgrootteverdeling werd nagegaan en het ijzergehalte bepaald. Het vrij ijzer omvat de ijzeroxiden en -hydroxiden, zowel amorf als kristallijn, alsook de ijzerionen, geadsorbeerd aan kleideeltjes en organisch materiaal. Het gehalte werd bepaald met atomaire absorptie na oplossen als tweewaardig ijzer met dithioniet als reduceermiddel. Het totale ijzergehalte omvat het vrij ijzer en het ijzer, gebonden in de silikaatroosters. Door het grondstaal na fijnmalen te behandelen met HF, worden de silikaten uitgeloogd, zodat met atomaire absorptie het totale ijzergehalte wordt bepaald.

In onderstaande tabel wordt het gehalte aan deeltjes fijner dan 50 µm en het ijzergehalte weergegeven op enkele diepten onder het infiltratiebekken.

Tabel 7.1 - Gehalte aan fijne deeltjes en ijzer in grondstalen, genomen na de eerste infiltratieproef onder de bodem van het infiltratiebekken

diepte (cm)	% deeltjes <50 µm	Vrij ijzer als % Fe_2O_3	Totaal ijzer als % Fe_2O_3
0 - 3	4,07	1,39	1,52
3 - 6	0,38	0,23	0,44
6 - 9	0,09	0,15	0,37
9 - 12	0,22	0,13	0,31

Uit deze gegevens blijkt dat de fijne deeltjes die door het infiltratiewater worden aangevoerd, niet verder dan enkele centimeters in de bodem dringen. Over ongeveer eenzelfde dikte neemt men tevens een sterke ijzeraanrijking in de bekkenbodem waar.

Op een slijpplaatje dat de bovenste drie centimeters van de bodem doorsnijdt, ziet men bovenaan een nieuwgevormd laagje van enkele millimeters dikte, dat nagenoeg volledig uit amorf ijzerhydroxide bestaat. Hiertussen komt wat fijn verdeeld kwarts en $CaCO_3$ en mogelijk enkele kleideeltjes voor.

Onder dit ijzerhydroxide-laagje worden nog "vlokken" van dit bestanddeel tussen de zandkorrels waargenomen. Deze ijzerneerslag ziet men tot op een diepte van enkele centimeters. De vlokken kunnen zelfs zo groot zijn (1 mm) dat ze meerdere zandkorrels omsluiten. Vaak vormt het ijzerhydroxide ook een dunne oppervlakkige bedekking van de zandkorrels, waardoor de beschikbare ruimte voor het watertransport enigszins wordt gereduceerd. Niettemin lijkt het oppervlakkige laagje ijzerhydroxide een veel belangrijker oorzaak van de snelheidsafname te zijn.

Zowel in het oppervlakkige, nieuwgevormde laagje als tussen de zandkorrels vertoont het ijzerhydroxide-neerslag vaak krimpscheuren, ontstaan door waterverlies bij uitdroging. Ook kan men organisch materiaal waarnemen, geadsorbeerd aan het hydroxide.

De verdeling van het ijzerhydroxide-neerslag op en in de bekkenbodem wijst erop dat een gedeelte van het in het ruwwater opgeloste Fe^{2+} door beluchting in het infiltratiebekken wordt geoxideerd tot Fe^{3+} dat als weinig oplosbaar hydroxide op de bekkenbodem bezinkt. Als gevolg van de hoge redoxpotentiaal in de bekkenbodem, slaat het resterende opgeloste ijzer grotendeels neer bij zijn doorgang doorheen de eerste centimeters duinzand. Wanneer immers na enkele dagen infiltreren het nieuw-

gevormde laagje op de bodem een voldoende grote hydraulische weerstand heeft, veroorzaakt de verminderde watertoevoer opnieuw onverzadigde omstandigheden in de bekkenbodem. Hierin wordt het perkolerend water intens belucht.

De waargenomen verdeling van het ijzerhydroxide in de bovenste centimeters van de bekkenbodem is vrij goed te vergelijken met deze in bodems, die tijdelijk in oxiderende omstandigheden komen te liggen (J.F. DE CONINCK, pers. med.).

Men kan besluiten dat de neerslag van ijzerhydroxide een belangrijke rol speelt in de vermindering van de doorlatendheid van de bodem. Het ruwe infiltratiewater bevat 12,4 mg/l zwevende stof en 3,45 mg/l ijzer, hoofdzakelijk opgelost als divalent ion. In het infiltratiebekken wordt dit water belucht waardoor ferro-ijzer wordt omgezet tot kolloïdaal ferri-hydroxide. Na uitvlokking zet dit laatste zich af - samen met andere fijne bestanddelen - op de bekkenbodem en vormt er een weinig doorlatend laagje.

7.4.2.3.3. Evolutie van de infiltratiesnelheid - een empirische relatie

Na enkele dagen kunstmatige voeding was het infiltratiedebiet (en -snelheid) afgenomen tot ongeveer 20 % van zijn aanvangswaarde (fig. 7.4).

Uit fig. 7.32 blijkt het infiltratiedebiet in eerste opzicht exponentieel met de tijd te verminderen. Vandaar de empirische formule

$$q = q_o \, e^{-\alpha \nu \phi t} \qquad (7.6)$$

waarin q = de oorspronkelijke infiltratiesnelheid (LT^{-2})

ν = het gehalte aan zwevende bestanddelen in het infiltratiewater (M/L^3)

ϕ = de fraktie van deze deeltjes die door de bodem wordt onderschept

α = het specifiek verstoppend vermogen van deze deeltjes ($L^3M^{-1}T^{-1}$)

Rekening houdend met q = ds/dt, waarin s de kumulatieve geïnfiltreerde waterkolom voorstelt, verkrijgt men na scheiding van de veranderlijken t en s

$$q_o \, e^{-\alpha\nu\phi t} dt = ds$$

na onbepaalde integratie bekomt men

$$-\frac{q_o}{\alpha\nu\phi} \, e^{-\alpha\nu\phi t} = s + c$$

de waarde van de integratiekonstante c leidt men af uit de voorwaarde dat s = o als t = o zodat

$$s = \frac{q_o}{\alpha\nu\phi} (1 - e^{-\alpha\nu\phi t}) \qquad (7.7)$$

Door bovenstaande vergelijking op te lossen naar t, te differentiëren en te substitueren in q = ds/dt, bekomt men het verband tussen de infiltratiesnelheid en de kumulatieve geïnfiltreerde waterkolom

$$q(s) = q_o - \alpha\nu\phi s \qquad (7.8)$$

Dit lineair verband is in overeenstemming met fig. 7.33, althans zolang q niet kleiner wordt dan ca. 0,20 q_o. Vanaf dat ogenblik ziet men de infiltratiesnelheid nog slechts langzaam afnemen, blijkbaar naar een zeer kleine restwaarde.

De vraag rijst of deze empirische relatie in overeenstemming is te brengen met de (evolutie van) de hydraulische omstandigheden tijdens het verstoppingsproces.

7.4.2.3.4. Hydraulische verklaring van het verstoppingsverschijnsel

Bij de aanvang van de kunstmatig voeding heerst onder het infiltratiebekken een negatieve drukhoogte (fig. 7.34a). Vooral o.i.v. de neerwaartse zuigspanningsgradiënt trekt het infiltratiewater snel in de bodem. Spoedig echter wordt de zone onmiddellijk onder het bekken verzadigd, zodat de drukhoogtegradiënt afneemt. Gelijktijdig ontwikkelt zich vanaf de bekkenbodem een positieve drukhoogte, als gevolg van het vollopen van het bekken. In de evenwichtstoestand en zolang geen verstopping optreedt, wordt de infiltratiesnelheid in hoofdzaak bepaald

door de vertikale doorlatendheid van de bodem (fig. 7.32b)

$$q = k^v \left(1 + \frac{h_o}{\Delta l}\right) \qquad (7.9)$$

waarin h_o en Δl respektievelijk de waterhoogte in het bekken en de dikte van de zone onder het bekken, waar positieve drukhoogte heerst, voorstellen.

Van zodra zich evenwel een verstoppend laagje vormt, wordt de neerwaartse stroming beperkt. Onder het laagje neemt de drukhoogte af en kan zelfs licht negatief worden (fig. 7.32c). Het infiltratiedebiet wordt nu in hoofdzaak bepaald door de steeds groter wordende hydraulische weerstand van het verstoppende laagje en wordt gegeven door

$$q = \frac{h_o - \Delta h(s) + \Delta l'(s)}{c_o + \Sigma c} \qquad (7.10)$$

$\Delta h(s)$ is de drukhoogte aan de basis van het verstoppende laagje en neemt spoedig af van een positieve waarde kleiner dan h_o tot een kwasi konstante, zwak negatieve waarde. $\Delta l'(s)$ is de dikte van het laagje, c_o de oorspronkelijke hydraulische weerstand van de bekkenbodem. Σc stelt de bijkomende hydraulische weerstand voor, die wordt geleverd door het verstoppend laagje. Daar $\Delta l'(s) << h_o$ en na een paar dagen tevens $|\Delta h(s)| << h_o$, bekomt men de benaderende formule

$$q = h_o/(c_o + \Sigma c)$$

De toename van de hydraulische weerstand Σc wordt bepaald door de totale hoeveelheid doorgelaten water. Dit verband wordt gegeven door funkties van de vorm (J. BEREND, 1967)

$$\Sigma c(s) = s^y \nu\phi\beta \qquad (7.11)$$

of

$$\Sigma c(s) = s e^{ns} \nu\phi\gamma \qquad (7.12)$$

β en γ zijn voor deze beide formules het specifieke verstoppingsvermogen (dimensie $L^2M^{-1}T$, cfr. α in 7.6). Het exponentieel karakter van deze uitdrukking geeft de versnelling van de verstopping weer naarmate meer zwevende deeltjes bezinken.

Het gehalte aan zwevende deeltjes (ν) is 12 mg/l, waarvan wordt aangenomen dat ze alle door de bodem worden onderschept (ϕ=1). h_o bedraagt 1,1 m.

Tijdens het experiment nam de totale geïnfiltreerde waterhoeveelheid vanaf de tiende dag nog slechts langzaam toe (fig. 7.35). De infiltratiesnelheid (ds/dt) werd dan nog relatief hoog gehouden (ca. 10 % van zijn aanvangswaarde) door de bekkenbodem om de 2 à 3 dagen onder water om te woelen.

Men leidt uit de empirische formules (fig. 7.36) af dat zonder dergelijke ingreep over een periode van een maand 140 m water zou infiltreren (tegen 155 gedurende het experiment over eenzelfde periode). Hiervan infiltreert de helft gedurende de eerste vier dagen, terwijl 75 % van deze hoeveelheid reeds na 11 dagen is weggesijpeld. De infiltratiesnelheid is na een maand afgenomen tot 4 % van zijn oorspronkelijke waarde. De verdere afname gebeurt echter zeer langzaam : men berekent (vgl. 7.17) dat het 120 dagen duurt vooraleer hij is teruggevallen tot op 1 % van zijn aanvangswaarde. De infiltratiesnelheid bedraagt na 300 dagen nog 10 cm/dag. Infiltratie in dit "lage-snelheidsdomein" van de kurve vergt een aanzienlijke terreinoppervlakte om de freatische laag voldoende te kunnen aanvullen. Reiniging van de bekkenbodem gebeurt dan slechts met lange tussenpozen (1 tot meerdere jaren). Dit vindt zijn toepassing in de Nederlandse duinwaterwinplaatsen.

Men kan eveneens berekenen dat een gedeeltelijke voorzuivering van het tijdens dit experiment gebruikte water slechts een kleine meeropbrengst zou betekenen. Zoals eerder besproken (7.4.2.3.2) bestaat het gehalte aan zwevende deeltjes grotendeels uit geflokkuleerde ijzerhydroxide-kolloïden, waaraan wat organisch materiaal is geadsorbeerd. Ze vormen zich hoofdzakelijk in het infiltratiebekken door beluchting van het anaeroob ijzerrijk ruwwater.

In vergelijking 7.17 blijkt de infiltratiesnelheid enkel in het begin van het kunstmatig voedingsproces gunstig te worden beïnvloed door een voorzuivering van het water. Naarmate

minder kolloïdaal ijzerhydroxide aanwezig is, worden de hoge infiltratiesnelheden iets langer aangehouden, doch in het lage-snelheidsdomein wordt het proces nog slechts nauwelijks gewijzigd. Dit wordt weergegeven in fig. 7.36 waar het infiltratieverloop wordt voorgesteld bij gebruik van respektievelijk het water uit het experiment, wanneer men het gehalte aan kolloidaal ijzerhydroxïde zou beperken tot 20 % (bijvoorbeeld door beluchting en decantatie) en wanneer men dit gehalte tot een zeer kleine waarde (overeenstemmend met 0,03 mg/l Fe^{2+}) zou herleiden, bijvoorbeeld door beluchting en snelfiltratie.

Naarmate zich o.i.v. de voorafgaandelijke zuivering minder ijzerhydroxide kan vormen, ziet men enkel de hoge infiltratiesnelheid in het begin van het proces iets langer gehandhaafd blijven, zodat in die periode beduidend meer water kan worden geinfiltreerd. Vervolgens daalt ook bij het best gezuiverde water de snelheid spoedig. De tijd, vereist opdat de infiltratiesnelheid zou dalen tot 1 % van zijn aanvangswaarde (t(1 %)), is voor deze drie waters nagenoeg gelijk, evenals de lage restsnelheid na 300 dagen (q_r). Deze bedraagt volgens vgl. 7.17 in de drie gevallen ca. 10 cm/d. Na 300 dagen zouden de hier beschreven voorbeelden van zuivering een meeropbrengst van respektievelijk 21 % en 75 % teweegbrengen t.o.v. niet-gezuiverd water. Deze meeropbrengst komt reeds tot stand in de eerste 25 dagen.

Is de beschikbare terreinoppervlakte beperkt, dan kan men zich dergelijke lage infiltratiesnelheden niet veroorloven. Daar het effekt van voorzuivering op de infiltratiesnelheid in hoofdzaak wordt bepaald door de grootte van de versnellingsfaktor (y of n), dient men zich in de eerste plaats te vergewissen van de aard van de zwevende bestanddelen.

Een alternatieve oplossing bestaat in het toepassen van intermitterende infiltratie. Daar het onder water omwoelen van de bekkenbodem de fijne deeltjes enkel tijdelijk in suspensie brengt, alvorens deze opnieuw bezinken en hun verstoppend effekt hernemen, dient het bekken gedurende een bepaalde tijd buiten werking gesteld. Men kan hierbij de verstoppende laag van

de bodem afschrapen. Bovendien zal dit laagje alleen al bij het drogen grotendeels zijn hydraulische weerstand verliezen. Het vertoont immers krimpscheuren en valt uiteen in afzonderlijke, opkrullende blaadjes.

Intermitterende infiltratie draagt bij tot de zuiverende werking van de bodem. Deze wordt immers steeds opnieuw belucht tijdens de periodes van droogleggen. Dergelijk systeem, waarbij men hoofdzakelijk binnen het "hoge snelheidsdomein" infiltreert, vindt o.m. zijn toepassing in Flushing Meadows (Arizona), Israel en sinds kort ook in Zuid-Frankrijk (Port-Leucate), waar men afvalwaterzuivering in de duinbodem laat gebeuren.

7.4.3. Kwaliteitsveranderingen in het infiltratiewater

De kwaliteit van het infiltratiewater wordt tijdens zijn verblijf in het bekken en op zijn weg naar en doorheen de freatische laag geleidelijk gewijzigd. In drie stadia van dit proces werden enkele kwaliteitsparameters bepaald (tabel 7.2) : in het ruwe infiltratiewater,in het water van het infiltratiebekken en in het water van de freatische laag op 13,5 m afstand van het bekken.

Dat dit laatstgenoemde water op het moment van de staalname (na 36 dagen) nagenoeg volledig door kunstmatige voeding wordt geleverd, blijkt uit het chloridegehalte en uit de geleidbaarheid. Beide parameters zijn in de drie waters nagenoeg gelijk en liggen beduidend lager dan degene waargenomen in het zeer ondiepe duinwater.

Het zuurstofgehalte neemt door de beluchting in het bekken toe. Het freatische water is nagenoeg verzadigd aan zuurstof. Dit dankt het aan zijn beweging doorheen de onverzadigde zone onder het infiltratiebekken.

De gehalten aan fosfaat en organisch materiaal en de zuurgraad veranderen weinig tijdens het proces. De stikstofverbindingen in het freatische water zijn teruggevallen tot op één derde t.o.v. hun gehalte in het ruwe infiltratiewater.

Tabel 7.2 - Evolutie van enkele kwaliteitsparameters gedurende het kunstmatig infiltratieproces

	Ruwwater	Bekken-water	Herwonnen water (13,5 m)
geleidbaarheid (µS/cm)	695	680	681
pH	7,2	7,3	7,3
org. stof koud (mg/l O_2)	0	0,02	0,08
org. stof warm (mg/l O_2)	1,94	1,94	1,76
O_2 (mg/l)	1,19	2-5	9,20
Zwevende stof 105°C (mg/l)	12,4	8,1	2,5
Zwevende stof 600°C (mg/l)	6,6	2,8	0,1
kleur zw.stof	roodbruin	oranjebruin	geeloranje
% Calcinatie-verlies zw.st.	47	65	96
$Fe^{3+} + Fe^{2+}$	3,45	1,71	0,30
NH_4^+	3,23	3,02	1,24
Cl^-	95,72	96,30	97,30
NO_3^-	3,01	2,04	1,02
NO_2^-	sp.	0,01	0,01
PO_4^{3-}	0,73	0,73	0,73

Het kunstmatige infiltratieproces verwijdert bovendien nagenoeg al het ijzer uit het water. De ferro-ionen worden geoxideerd en slaan neer als hydroxiden. Dit gebeurt ten dele in het bekken en wordt voltooid in de bovenste centimeters van de bekkenbodem (7.4.2.3.2); geflokkuleerd ijzerhydroxide veroorzaakt echter een zeer snelle verstopping van de bekken-bodem (7.4.2.3).

Neemt men aan dat de ijzerkoncentratie in het ruwwater steeds 3,45 mg/l bedroeg om vervolgens tijdens het verloop van het proces af te nemen tot 0,30 mg/l, waarde opgetekend in de freatische laag op 13,5 m afstand, dan werden tijdens het volledige experiment 2,746 kg ijzer verwijderd.

Duinzand bevat onder normale omstandigheden slechts 0,10 gewichtsprocent Fe_2O_3. Uit het ijzergehalte van de bodemstalen (tabel 7.1) leidt men af hoeveel ijzer het water achterlaat op de onderscheiden diepten van de bodem. Per niveau van 3 cm dikte wordt dit berekend volgens :

$$\text{gewicht Fe} = \frac{2 \times \text{at.gew. Fe}}{\text{mol.gew.}Fe_2O_3} \left(\frac{p_s - p_o}{100}\right) . d . A . \gamma \qquad (7.18)$$

waarin p_s en p_o het gewichtsprocent Fe_2O_3 in het overeenstemmende staal en in het oorspronkelijke duinzand voorstellen. d, A en γ zijn de dikte van het niveau (3 cm), de oppervlakte van de bekkenbodem (5,3 m^2) en het schijnbaar soortelijk gewicht van duinzand ($1{,}5.10^3$ kg/m^3). Verder wordt verondersteld dat al het ijzer in de bodem achterblijft als vrij ijzer.

De hoeveelheden ijzer, die werden verwijderd, bedragen respektievelijk 2,154 kg (0-3 cm), 0,217 kg (3-6 cm), 0,083 kg (6-9 cm) en 0,050 kg (9-12 cm). In de bovenste 12 cm van de bekkenbodem werd aldus 2,504 kg ijzer verwijderd. Dit is iets minder dan de 2,746 kg,die werden afgeleid uit het verschil in ijzergehalte van het ruwwater en het in de freatische laag aangevoerde water.

Dit zou wijzen op een neerslag van geringe hoeveelheden ijzerhydroxide op grotere diepten, ware het niet dat de Fe^{2+} koncentratie van het ruwwater lichtjes kan fluktueren en dat de neerslaghoeveelheid in de bodem van plaats tot plaats eveneens wat kan variëren. Verder is het niet uitgesloten dat bij aanvang van de proef de ijzerverwijdering enkel werd bekomen door beluchting in het bekken zelf, en bezinking als ijzerhydroxide.

Vermits de grond onder het bekken dan volledig was verzadigd, bleef de redoxpotentiaal van het perkolerend water voldoende laag, waardoor het tweewaardig ijzer erin grotendeels kon standhouden.

7.5. Tweede infiltratieproef

Tijdens deze proef werd beoogd om een hoger infiltratiedebiet te verkrijgen door de oorzaak van de bodemverstopping, nl. de vorming van kolloidaal ijzerhydroxide, weg te nemen. Daartoe dient men het zoveel mogelijk als ferrihydroxide neer te slaan en te verwijderen alvorens het water in het infiltratiebekken te brengen.

In het ruwwater werd lucht geinjekteerd met behulp van een kompressor. Daarna doorliep het een bezinkingsbak, voorzien van tussenschotten. Vandaar werd het gepompt door een voorfilter (CINTROPUR NW50) voorzien van een polyestervlies met openingen van 10 µm, om tenslotte het infiltratiebekken te bereiken. De bodem werd er voorzien van een laagje van 4 cm grof zand met een mediaan van ongeveer 1 mm, nadat het oorspronkelijke duinzand over deze diepte werd weggenomen.

Wegens de te hoge stroomsnelheid in de bezinkingsbak bleven de ijzerhydroxidedeeltjes evenwel in suspensie. Daardoor werd de voorfilter overbelast; na doorgang van 16 m^3 water was deze zelfs volledig verstopt. Een materiaal, bestaande uit 67 % fijne (<50 µm) deeltjes en 17 % Fe_2O_3 werd erop afgezet. Het verstoppingsprobleem was dus niet uitgeschakeld. Het werd enkel veplaatst van het bekken naar de - te kleine - filter !

Daarom werd besloten de filtratie van het ijzerhydroxideneerslag te laten gebeuren in de bekkenbodem zelf. Het laagje grof zand werd om de twee dagen gespoeld en het roodbruine spoelwater weggepompt.

Het infiltratiedebiet en het grondwaterpeil onder het bekken vindt men terug op fig. 7.37. Ondanks de herhaalde behandeling van de bekkenbodem werd over een periode van 12 dagen (3-15 december 1982) niet meer dan ca. 533 m^3 water geinfiltreerd. Dit betekent zeker geen vooruitgang t.o.v. de ca. 556 m^3, die gedurende de eerste 12 dagen van de eerste infiltratieproef werden bereikt.

Het onderzoek van de bekkenbodem na afloop van deze proef toont aan dat de aangewende methode het probleem van de verstopping door ijzerhydroxide inderdaad niet kan oplossen. Onderderstaande tabel geeft het gehalte aan fijne deeltje (<50 µm) en het gewichtsprocent vrij ijzer weer.

Tabel 7.3 - Gehalte fijne deeltjes en vrij ijzer op verschillende diepten onder de bekkenbodem na afloop van de tweede infiltratieproef

Diepte (cm)	Gehalte <50 µm (gew. %)	gehalte vrij Fe (% Fe_2O_3)	
0 - 0,5	0,85	1,31	grof filterzand
0,5 - 1,5	0,58	0,84	
1,5 - 4	0,70	0,91	
4 - 4,5	2,70	1,16	duinzand
4,5 - 6,5	1,68	0,86	
6,5 - 8,5	0,74	0,50	

Een slijpplaatje dat de bovenste 10 cm van het bekkenbodem doorsnijdt, vertoont twee niveaus waar het kolloïdale ijzerhydroxide een aaneengesloten laag van enkele millimeters dikte vormt. De eerste rust op de bekkenbodem, de tweede heeft zich gevormd op het grensvlak tussen grof zand en duinzand. In de tussenliggende laag grof zand komt het ijzerhydroxide voornamelijk als een dun vlies op de zandkorrels voor.

Deze waarnemingen laten toe om te besluiten dat de grove zandlaag niet in staat is om het hydroxide volledig te filtreren. De fijnere deeltjes vinden nog doorgang en worden hetzij geabsorbeerd aan de zandkorrels, hetzij grotendeels opgevangen aan de top van het onderliggende duinzand.

7.6. ^{51}Cr-EDTA als tracer voor grondwaterstromingen

7.6.1. Algemeen

Om de verblijfstijd van het geïnfiltreerde water in de ondergrond na te gaan, werd het gebruik van een kunstmatige tracer overwogen. Radioaktieve tracers bieden t.o.v. klassieke tracers (zouten en kleurstoffen) het voordeel dat ze reeds bij zeer geringe koncentraties gemakkelijke detekteerbaar zijn. Enkele beperkingen werden opgelegd bij de keuze van de radioaktieve isotoop.

(1) De gevoeligheid van de ter beschikking staande meetapparatuur vereist het gebruik van een gamma-straler. Dit schakelt de mogelijkheid van het gebruik van tritium uit.

(2) Deze gamma-straler moet een geschikte halveringstijd hebben. Is deze te hoog, dan blijft de isotoop te lang in het grondwater zonder te vervallen. Evenwel moet de halveringstijd groot genoeg zijn om de isotoop een bepaalde tijd na injektie van het gemerkte water nog te kunnen detekteren.

(3) De isotoop moet zo weinig mogelijk toxisch zijn, wat wordt weerspiegeld in zijn M.T.C. (maximaal toelaatbare koncentratie).

(4) De tracer mag niet met het poreuze medium reageren, zodanig dat een zo hoog mogelijk percentage van de geïnjekteerde hoeveelheid wordt doorgelaten zonder vertraging.

Hiermee rekening houdend viel onze keuze op de stabiele organische komplexen van de metaalionen, de chelaten. ^{51}Cr (III)-EDTA was eerder met succes toegepast, in gevallen waar de komplexatie volledig was (KNUTSSON et al., 1963). ^{51}Cr heeft een halveringstijd van 27,7 d en is met een γ-energie van 320.1 keV een relatief zwakke straler.

7.6.2. Bereiding van ^{51}Cr-EDTA

Metalliek chroom wordt gedurende een dag bestraald in BR-2 bij een flux van 10^{14} neutronen/cm^2. Op het Instituut voor Nucleaire Wetenschappen van de R.U.G. werd het metaal opgelost in een overmaat zoutzuur (6N), waaraan vervolgens een oplossing van Na_2-EDTA werd toegevoegd in een verhouding 10 g EDTA per 1 g Cr.

De reaktie verloopt na neutralisatie met ammoniumhydroxide en doet de kleur eerst omslaan van groen naar blauwgrijs, waarbij een neerslag wordt gevormd. Bij verdere neutralisatie met NH_4OH lost dit neerslag op (pH = $\pm$ 5) en neemt de oplossing de kenmerkende violette kleur aan. Deze laatste wordt over een kationenuitwisselaar Dowex 50WX8 gestuurd om de overblijvende, niet-gekomplexeerde kationen te weerhouden. De oplossing met ^{51}Cr-EDTA wordt opgevangen in $\pm$ 50 ml.

7.6.3. Meting van de ^{51}Cr-aktiviteit

De aktiviteiten van ^{51}Cr werden gemeten op het Instituut voor Nucleaire Wetenschappen. Gebruik werd gemaakt van een Ge/Li-detektor met hoge resolutie, voorzien van een anti-Comptonschild, bestaande uit een NaI/Tl scintillator. Het Ge/Li-kristal is van het coaxiale type met een aktief volume van 90 cm³. Het GeI/Tl-schild is cylindervormig rond de centrale detektor geplaatst en is voorzien van een boring, doorheen dewelke de stalen kunnen worden ingebracht. Een 3"x3" NaI/Tl scintillator kan deze opening afsluiten.

Centrale detektor en anti-compton-schild worden in anticoïncidentie t.o.v. elkaar aangesloten, waardoor zowel de natuurlijke achtergrondstraling als het Compton-plateau tot een minimum worden herleid. Dit resulteert in een sterk verhoogde gevoeligheid : de detektielimiet voor ^{51}Cr bedraagt bij een meettijd van 1 uur minder dan 25 pCi.

Netto-piekoppervlakken en absolute desintegratiesnelheden van de gedekteerde isotopen worden berekend met een mini-ordinator PDP11T10. Hierbij wordt rekening gehouden met de hoeveelheid isotoop die reeds vervallen is sedert zijn bereiding.

7.6.4. Laboratoriumproef

Vooraleer ^{51}Cr-EDTA op het terrein aan te wenden, werd deze tracer beproefd bij een perkolatietest in het laboratorium. Een kolom van 22 cm lengte en 5,6 cm diameter werd gevuld met duinzand. Gedurende vijf uur liet men hierdoor gedistilleerd water stromen tegen een gemiddeld debiet van 0,468 l/u. Daarna werd 500 ml water met een totale ^{51}Cr-aktiviteit van ongeveer 10µCi toegediend tegen een gemiddeld debiet van 0,389 l/u. Uiteindelijk werd de zandkolom gedurende 40 minuten

nagespoeld met gedestilleerd water, nu tegen een debiet van 0,450 l/u.

Gedurende de twee uur volgend op de aanvang van de toediening van gemerkt water, werd om de 5 minuten een staal van het geperkoleerde water genomen. Deze staalname gebeurde in cylindrische polyethyleenflesjes van 1 ml, die rechtstreeks in de detektor (7.5.3) werden geplaatst. Het verloop van de gemeten ^{51}Cr-aktiviteit is weergegeven in fig. 7.38. Deze "doorbraakkurve" vertoont een plateau met steile hellingen. De ^{51}Cr-koncentratie overeenkomend met het plateau is ongeveer dezelfde als deze in het gemerkte water. Dit wijst op een zeer geringe adsorptie van het gekomplexeerde metaalion aan het poreuze medium. Van de totale toegediende aktiviteit werd in het perkolaat 97 % teruggevonden.

7.6.5. Terreinproef

Om de ondergrondse verblijfstijd van het geïnfiltreerde water te bepalen, werd ^{51}Cr-EDTA tijdens de eerste infiltratieproef aangewend. 12 mCi werden opgeloste in 60 l water en opgeslagen in een voorraadtank. Vanaf de elfde dag na aanvang van de infiltratieproef werd deze traceroplossing geïnjekteerd bij een verdunning van 6700 (29,8 nCi/l) d.m.v. een dosagepompje. Deze injektie diende tussen de dertiende en de zestiende dag evenwel te worden onderbroken wegens een defekt aan het pompje. Na de herstelling diende een verdunning van ca. 10000 te worden aangewend. Tussen de twaalfde en de zesendertigste dag van de proef werden dagelijks stalen genomen in de bemonsteringsputten op 4,5, 9 en 13,5 m afstand van het bekken. Dit gebeurde in polyetheleenflesjes van 90 ml die rechtstreeks in de detektor werden geplaatst. De gemeten radioaktiviteit in funktie van de tijd verstreken sedert de injektie van ^{51}Cr vindt men terug in fig. 7.39. Het water bleek bij het toen heersende verhang ongeveer 5 dagen nodig te hebben om de put op 4,5 m te bereiken, 14 dagen om aan te komen op 9 m afstand en ongeveer 23 dagen om 13,5 m (horizontale)afstand te doorlopen. Er dient opgemerkt dat het verhang zich echter voortdurend wijzigde als gevolg van de verstopping en de reinigingen van de bekkenbodem. De reini-

gingsbeurten veroorzaken slechts een zeer kortstondige versnelling van de grondwaterstroming. Het gemiddeld verhang tussen de bemonsteringsputten op 4,5 en op 13,5 m van de bekkenrand kan worden geschat op 0,01 (fig. 7.4). De watergeleidende porositeit ("water conducting porosity") kan men dan berekenen volgens

$$v = \frac{\Delta l}{\Delta t} = k.i/n \qquad (7.19)$$

Voor Δl = 9 m (tussen 4,5 en 13,5 m) bekomt men hiervoor 0,28 bij een k-waarde van 14m/dag. Uit de eerste koncentratietoename in de put op 4,5 m blijkt dat het front van het gemerkte water op die afstand reeds tamelijk diffuus is geworden. Dit is het gevolg van hydrodynamische dispersie zowel in de onverzadigde als in de verzadigde zone. De tijd vereist om vanaf de bekkenbodem de watertafel te bereiken, rekening houdend met het verhang over de eerste 4,5 m buiten de bekkenrand, worden geschat op maximaal een dag.

8. REGIONAAL MODEL VOOR DE GRONDWATERSTROMING

8.1. Algemeen

Een regionale grondwaterverkenning, vooral wanneer het gaat om de kwantitatieve aspekten van de watervoerende lagen, wordt thans meestal samengevat in een mathematisch model. Uitgaande van een reeks hydrologische parameters en randvoorwaarden (input) kan men hiermee ondermeer stijghoogten en/of debieten bepalen (output). Dit houdt in dat men een reeks van differentiaalvergelijkingen, gesteund op de wet van DARCY en de kontinuïteitswet, oplost.

De analytische oplossingsmethodes van het stelsel vergen veelal komplex rekenwerk. Met behulp van de komputer kan men evenwel verschillende numerieke oplossingsmethodes toepassen, welke steunen op de discretisatie van differentiaalvergelijkingen tot differentievergelijkingen.

De berekende stijghoogten of debieten worden vergeleken met veldwaarnemingen. De nauwkeurigheid van het model wordt verkregen door de rekenresultaten progressief aan te passen aan de meetgegevens. Dit gebeurt door ingreep in de waarden van de hydrologische parameters, op voorwaarde uiteraard dat het model een degelijke schematisatie van de werkelijkheid voorstelt. Van zodra het model met voldoende nauwkeurigheid is geijkt t.o.v. een gekende toestand, kan men ook het effekt van een bepaalde ingreep in het reservoir nabootsen.

8.2. Fysische principes van de grondwaterstroming

Een infinitesimaal vloeistofdeeltje met volume dV = dxdydz is tijdens zijn stroming doorheen een poreus medium in een cartesiaans koördinatenstelsel onderworpen aan de volgende krachten :

- ten gevolge van de verschillen in vloeistofdruk :

volgens de x-as : $-\frac{\partial p}{\partial x}\,dxdydz$ (8.1a)

volgens de y-as : $-\frac{\partial p}{\partial y}\,dxdydz$ (8.1b)

volgens de z-as : $-\frac{\partial p}{\partial z}\,dxdydz$ (8.1c)

- ten gevolge van de zwaartekracht :

volgens de z-as : $- \rho g \, dxdydz$ (8.2)

- ten gevolge van de weerstand tegen stroming :

volgens de x-as : $- \frac{\mu}{k'_x} q_x \, dxdydz$ (8.3a)

volgens de y-as : $- \frac{\mu}{k'_y} q_y \, dxdydz$ (8.3b)

volgens de z-as : $- \frac{\mu}{k'_z} q_z \, dxdydz$ (8.3c)

Waarin

ρ = de dichtheid van de poriënvloeistof (ML^{-3})

k'_x, k'_y en k'_z=de intrinsieke permeabiliteit volgens de koördinaatassen (L^2)

q_x, q_y en q_z=de Darciaanse snelheid volgens de koördinaatassen d.w.z. de vloeistofhoeveelheden die per tijdseenheid passeren door een oppervlakteeenheid, genomen loodrecht op de koördinaatrichtingen (LT^{-1})

p de vloeistofdruk ($ML^{-1}T^{-2}$).

De intrinsieke permeabiliteit hangt af van de eigenschappen van het medium, zoals de korrelgrootteverdeling, de vorm van de korrels en de graad van kompaktie. Als gevolg van de manier waarop de formatie tot stand is gekomen, kan er meestal een verschil worden gemaakt tussen een permeabiliteit in de horizontale en een in de vertikale richting, zodat kan worden vooropgesteld dat

$$k'_x = k'_y = k'_h \qquad (8.4a)$$

$$k'_z = k'_v \qquad (8.4b)$$

Daar in grondwaterstroming de optredende versnelling meestal verwaarloosbaar klein is, zijn de krachten in evenwicht zodat

- volgens de x-as

$$-\frac{\partial p}{\partial x}\,dxdydz - \frac{\mu}{k_h}\,q_x\,dxdydz = 0 \qquad (8.5a)$$

- volgens de y-as

$$-\frac{\partial p}{\partial y}\,dxdydz - \frac{\mu}{k_h}\,q_y\,dxdydz = 0 \qquad (8.5b)$$

- volgens de z-as

$$-\frac{\partial p}{\partial z}\,dxdydz - \rho g\,dxdydz - \frac{\mu}{k_v}\,q_z\,dxdydz = 0 \qquad (8.5c)$$

Dit geeft voor de Darciaanse snelheden volgens de drie koördinaatrichtingen :

$$q_x = -\frac{k_h}{\mu}\frac{\partial p}{\partial x} \qquad (8.6a)$$

$$q_y = -\frac{k_h}{\mu}\frac{\partial p}{\partial y} \qquad (8.6b)$$

$$q_z = -\frac{k_v}{\mu}\left(\rho g + \frac{\partial p}{\partial z}\right) \qquad (8.6c)$$

In deze formules varieert p van plaats tot plaats (p(x,y,z)). Ook ρ is plaatsafhankelijk (ρ(x,y,z)). Indien geen dichtheidsvariaties optreden, wordt het verband tussen de druk p en de piëzometrische stijghoogte ϕ in elk punt van het reservoir gegeven door

$$p = (\phi - z)\,\rho g \qquad (8.7)$$

waarin z de hoogte van het beschouwde punt boven een willekeurig referentieoppervlak voorstelt. Substitutie van 8.7 in 8.6 geeft

$$q_x = -\frac{k'_h\,\rho g}{\mu}\frac{\partial \phi}{\partial x} \qquad (8.8a)$$

$$q_y = -\frac{k'_h\,\rho g}{\mu}\frac{\partial \phi}{\partial y} \qquad (8.8b)$$

$$q_z = -\frac{k'_v\,\rho g}{\mu}\frac{\partial \phi}{\partial z} \qquad (8.8c)$$

$k'\rho g/\mu$ wordt hierbij gekombineerd tot een nieuwe evenredigheidskonstante, de eerder gedefinieerde hydraulische doorlatendheid k. Men bekomt dan

$$q_x = - k_x \frac{\partial \phi}{\partial x} \quad (8.9a) \qquad q_y = - k_y \frac{\partial \phi}{\partial y} \quad (8.9b) \text{ en } \quad q_z = - k_z \frac{\partial \phi}{\partial z} \quad (8.9c)$$

Dit is de welbekende wet van DARCY.

Wordt de vergelijking 8.7 omgevormd tot

$$\phi = z + \frac{p}{\rho g} \qquad (8.7')$$

dan blijkt onmiddellijk dat de stijghoogte uit twee termen bestaat. De eerste, de plaatshoogte z, wordt bepaald door de hoogte van het waarnemingspunt boven het referentieoppervlak. De tweede term, de drukhoogte $p/\rho g$ stemt overeen met de hoogte van de vloeistofkolom in evenwicht met de vloeistofdruk in het punt. Bij een gegeven druk p hangt hij af van de dichtheid van deze vloeistof.

In formaties waar de dichtheid van plaats tot plaats verschilt dient deze invloed van de dichtheid op de gemeten stijghoogte ϕ te worden uitgeschakeld. Daarom werd de zoetwaterstijghoogte gedefinieerd (N. LUSZCINSKY, 1963). Men berekent hierbij voor de drukhoogte de hoogte van een zoetwaterkolom, in evenwicht met de vloeistofdruk in het beschouwde punt. Tussen zoetwaterstijghoogte ϕ_f en vloeistoddruk p bestaat dus het verband :

$$\phi_f = z + \frac{p}{\rho_f g} \qquad (8.10)$$

waarin ρ_f de dichtheid van zoet water voorstelt.

Is een piëzometer gevuld met een vloeistof met dichtheid ρ, dan bekomt men de zoetwaterstijghoogte door de lengte van de vloeistofkolom te vermenigvuldigen met de faktor $(\rho-\rho_f)/\rho_f$ en dit bedrag op te tellen bij de gemeten stijghoogte. Inbreng van ϕ_f in vergelijking 8.9 geeft :

$$q_x = - k_x (x,y,z) . \frac{\rho_f}{\rho} . \frac{\partial \phi_f}{\partial x} \qquad (8.11a)$$

$$q_y = - k_y (x,y,z) . \frac{\rho_f}{\rho} . \frac{\partial \phi_f}{\partial y} \qquad (8.11b)$$

$$q_z = - k_z (x,y,z) . \frac{\rho_f}{\rho} . \left(\frac{\partial \phi_f}{\partial z} + \frac{\rho - \rho_f}{\rho_f} \right) \qquad (8.11c)$$

Hierin is de invloed van de faktor ρ_f/ρ klein in vergelijking met de onnauwkeurigheden, optredend bij de bepaling van de hydraulische konduktiviteit en weerstand. Hij wordt dan ook weggelaten. Bovendien werd in dit model geen rekening gehouden met het verloop van de dichtheid in het grondwaterreservoir, zodat de laatste term in vergelijking 8.11c eveneens dient weggelaten. Voor de wet van DARCY wordt de vergelijking 8.9 gebruikt. De berekende stijghoogten worden vergeleken met de gemeten zoetwaterpotentialen.

Bevindt het grondwaterbekken zich in stationaire toestand, m.a.w. treden er geen bergingsveranderingen op in de tijd, dan kan de kontinuïteitswet worden gegeven als

$$\frac{\partial q_x}{\partial x} + \frac{\partial q_y}{\partial y} + \frac{\partial q_z}{\partial z} = 0 \qquad (8.12)$$

8.3. Numerieke oplossing van het stromingsprobleem

Het stromingsprobleem wordt in de stationaire toestand geformuleerd door het stelsel van de differentiaalvergelijkingen 8.9 en 8.12 met inachtname van een reeks randvoorwaarden. Het wordt hier benaderd d.m.v. een numeriek model,gesteund op de eindigverschilmethode. Daartoe worden de differentiaalvergelijkingen gediskretiseerd tot differentievergelijkingen, die worden opgelost d.m.v. een iteratief proces. Na elke iteratie wordt de oplossing iets dichter benaderd (konvergentie).

De diskretisatie komt neer op de verdeling van het grondwaterreservoir in elementaire cellen, die samen een driedimensionaal netwerk vormen. Dit laatste bestaat uit een aantal rijen (ééndimensionale schikking van cellen volgens de x-richting), kolommen (ééndimensionale schikking van cellen

volgens de y-as) en lagen (tweedimensionale schikking van cellen, loodrecht op de z-as).

De keuze van de celafmetingen wordt bepaald door de geometrie en de hydrogeologische komplexiteit van het reservoir, alsmede door de beoogde nauwkeurigheid van de berekeningen.

In de differentiaalvergelijking 8.9 en 8.12 worden de infinitesimale afstanden dx, dy en dz vervangen door de afstanden tussen twee naburige cellen of celmiddelpunten volgens de verschillende koördinaatrichtingen.

Na substitutie van vergelijking 8.9 en 8.12 bekomt men

$$- \frac{\partial}{\partial x} k_x(x,y,z)\frac{\partial \phi}{\partial x} - \frac{\partial}{\partial y} k_y(x,y,z) \frac{\partial \phi}{\partial y} - \frac{\partial}{\partial y} k_z(x,y,z) \frac{\partial \phi}{\partial z} = 0 \quad (8.13)$$

Deze vergelijking wordt tweemaal gediskretiseerd.

De eerste diskretisatie geeft, tevens rekening houdend met vergelijking (8.4)

$$- \frac{(k_h \frac{\partial \phi}{\partial x})_{I+\frac{1}{2},\, K,\, J} - (k_h \frac{\partial \phi}{\partial x})_{I-\frac{1}{2},\, K,\, J}}{x_{I+\frac{1}{2}} - x_{I-\frac{1}{2}}}$$

$$- \frac{(k_h \frac{\partial \phi}{\partial y})_{I,K+\frac{1}{2},\, J} - (k_h \frac{\partial \phi}{\partial y})_{I,K-\frac{1}{2},\, J}}{y_{K+\frac{1}{2}} - y_{K-\frac{1}{2}}}$$

$$- \frac{(k_v \frac{\partial \phi}{\partial z})_{I,\,,J+\frac{1}{2}} - (k_v \frac{\partial \phi}{\partial z})_{I,K,J-\frac{1}{2}}}{z_{J+\frac{1}{2}} - z_{J-\frac{1}{2}}} = 0 \quad (8.14)$$

I, J en K zijn gehele getallen. Ze vormen een stel indices, die verwijzen naar respektievelijk de kolom, de rij en de laag waartoe de geïndiceerde term behoort. De niet-gehele indices in bovenstaande vergelijking lokaliseren de term op de grens tussen twee naburige cellen.

Na de tweede diskretisatie verkrijgt men :

$$- \frac{k_{h_{I+\frac{1}{2},K,J}} \cdot \frac{\phi_{I,K+1,J} - \phi_{I,K,J}}{x_{I+1} - x_I} - k_{h_{I-\frac{1}{2},K,J}} \cdot \frac{\phi_{I,K,J} - \phi_{I-1,K,J}}{x_I - x_{I-1}}}{x_{I+\frac{1}{2}} - x_{I-\frac{1}{2}}}$$

$$- \frac{k_{h_{I,K+\frac{1}{2},J}} \cdot \frac{\phi_{I,K+1,J} - \phi_{I,K,J}}{y_{K+1} - y_K} - k_{h_{I,K-\frac{1}{2},J}} \cdot \frac{\phi_{I,K,J} - \phi_{I,K-1,J}}{y_{K+\frac{1}{2}} - y_{K-\frac{1}{2}}}}{y_{K+\frac{1}{2}} - y_{K-\frac{1}{2}}}$$

$$- \frac{k_{v_{I,K,J+\frac{1}{2}}} \cdot \frac{\phi_{I,K,J+1} - \phi_{I,K,J}}{z_{J+1} - z_J} - k_{v_{I,K,J-\frac{1}{2}}} \cdot \frac{\phi_{I,K,J} - \phi_{I,K,J-1}}{z_J - z_{J-1}}}{z_{J+\frac{1}{2}} - z_{J-\frac{1}{2}}}$$

$$= 0 \qquad (8.15)$$

De hydraulische doorlatendheden volgens de drie-koördinaatrichtingen bepalen drie matrices XK, YK en C, die als volgt worden gedefinieerd :

$$XK(I+1,K,J) = k_{h_{I+\frac{1}{2},K,J}} = \frac{1}{2}\left(k_{h_{I,K,J}} + k_{h_{I/1,K,J}}\right) \qquad (8.16)$$

$$YK(I,K+1,J) = k_{h_{I,K+1,J}} = \frac{1}{2}\left(k_{h_{I,K,J}} + k_{h_{I,K+1,J}}\right) \qquad (8.17)$$

$$C(I,K,J) = C_{I,K,J} = k_{v_{I,K,J+\frac{1}{2}}} / (z_{J+1} - z_J) \qquad (8.18)$$

In deze laatste vergelijking wordt gebruik gemaakt van de eerder gedefinieerde hydraulische weerstand (5.2.3).

De stijghoogten $\phi_{I,J,K}$ worden berekend in elk cel-middelpunt en definiëren een matrix F(I,K,J). Verder is

$$x_{I+\frac{1}{2}} - x_{I-\frac{1}{2}} = x_{I+1} - x_I = B \text{ (de breedte der kolommen)} \qquad (8.19)$$

$$y_{K+\frac{1}{2}} - y_{K-\frac{1}{2}} = H(K) \qquad \text{(de hoogte van de K-de rij)} \qquad (8.20)$$

$$y_{K+1} - y_K = \frac{H(K+1)+H(K)}{2} \qquad (8.21)$$

(de afstand tussen de centra van twee aangrenzende cellen, behorend tot de K+1-de en de K-de rij)

$$z_{J+\frac{1}{2}} - z_{J-\frac{1}{2}} = D(J) \qquad \text{(de dikte van de J-de laag)} \qquad (8.22)$$

Na substitutie van 8.16 tot 8.22 in 8.15 bekomt men volgende differentievergelijking

$$- \frac{XK(I+1,K,J).(F(I+1,K,J)-(F(I,K,J))-XK(I,K,J).(F(I,K,J)-F(I-1,K,J))}{B^2}$$

$$- \frac{\dfrac{YK(I,K+1,J).(F(I,K+1,J)-F(I,K,J))}{(H(K+1)+H(K))/2} - \dfrac{YK(I,K,J).(F(I,K,J)-F(I,K-1,J))}{(H(K)+H(K-1))/2}}{H(K)}$$

$$\frac{\dfrac{F(I,K,J+1)-F(I,K,J)}{C(J)} - \dfrac{F(I,K,J)-F(I,K,J-1)}{C(J-1)}}{D(J)} = 0 \qquad (8.23)$$

Deze vergelijking wordt opgelost met de afwisselende richtingstechniek-impliciete oplossingsmethode. Hierbij worden per iteratie de stijghoogten achtereenvolgens in de x-, de y- en de z-richting als onbekend ondersteld, terwijl ze in de andere richtingen telkens als bekend worden ondersteld, nl. de resultaten van hetzij de huidige, hetzij de vorige iteratie.

Per iteratie wordt van het gehele modelgebied de waterbalans opgemaakt, welke in zijn meest algemene vorm luidt :

$$Q_{inf} + R = Q_{ss} + Q_s + W \qquad (8.24)$$

waarin Q_{inf} = de hoeveelheid langs kunstmatige weg aan het reservoir toegevoegd water;

R = de hoeveelheid water, aangebracht door de neerslag;
Q_{ss} = de hoeveelheid water, die ondergronds het gebied verlaat;
Q_s = de hoeveelheid water, die als oppervlaktewater het gebied verlaat;
W = de hoeveelheid opgepompt water.

8.4. Schematisatie van het grondwaterreservoir

Het modelgebied valt volledig samen met het duingebied tussen de badplaatsen De Haan en Wenduine.

De noordgrens is rechtlijnig en komt nagenoeg overeen met de hoogwaterlijn. De zuidgrens daarentegen kent een vrij onregelmatig verloop en vervolgt de zuidrand van de duinen. De west- en oostgrens staan loodrecht op de kust en vallen nagenoeg samen met stroomlijnen, zodat ze als ondoorlatend worden beschouwd. De ondergrens is het tertiaire substraat en eveneens ondoorlatend.

Verder wordt gebruik gemaakt van de vereenvoudigde voorstelling van het grondwaterreservoir, waarin drie watervoerende lagen worden gescheiden door twee halfdoorlatende lagen (hoofdstuk 3).

8.5. De ingevoerde gegevens

8.5.1. Geometrie van het reservoir

In het model worden 40 rijen, 40 kolommen en 3 lagen ingevoerd. Het aantal kolommen en het aantal lagen blijft konstant, doch het aantal rijen kan per kolom variëren ten gevolge van de onregelmatige zuidgrens van het modelgebied.

De twee onderste lagen zijn gekenmerkt door een horizontale hydraulische doorlatendheid en een hydraulische weerstand. Laag 1 en 2 stellen respektievelijk de lagen A + A' en B + B' voor. De bovenste laag (3) is alleen gekenmerkt door een horizontale hydraulische doorlatendheid en komt overeen met de freatische laag C.

Als dikte van de lagen 1, 2 en 3 voert men de konstante waarden 22, 6 en 8 in. De totale dikte, 36 m, is de totale dikte van het reservoir.

De hoogte van de rijen (fig. 8.1) kan 20, 30 of 40 m bedragen. Nabij de vaste stijghoogtegrenzen (hoogwaterlijn en zuidelijke duingrens) voert men de rijen met de kleinste hoogte in. De hydraulische gradiënt, die trouwens hoofdzakelijk loodrecht op de kust is gericht, is er immers het grootst. De breedte van de kolommen bedraagt steeds 75 m.

De dikte van de laag 3 (8 m) is louter willekeurig en van geen invloed op de berekeningen. Deze gebruiken enkel de "verzadigde dikte" van de laag, nl. het verschil tussen het peil van de grondwatertafel en van de top van de bovenste halfdoorlatende laag. Deze laatste wordt kolom per kolom, rij per rij ingevoerd en varieert tussen +1,80 m en +3,80 m.

8.5.2. De randvoorwaarden

Noordgrens en zuidgrens worden beschouwd als vaste stijghoogtegrenzen (ϕ=konst.), terwijl oost- en westgrens samenvallen met stroomlijnen, dus ondoorlatend zijn ($\frac{\partial \phi}{\partial x} = 0$).

Aan eerstgenoemde wordt kolom per kolom en laag per laag een waarde toegekend, die gedurende heel het berekeningsproces konstant blijft. Steunend op de stijghoogtewaarnemingen laat men deze van west naar oost variëren tussen :

+3,55 m en +2,90 m langs de noordgrens in laag 1
+4,24 m en +4,20 m langs de noordgrens in laag 2
+4,70 m en +4,25 m langs de noordgrens in laag 3
+3,50 m en +2,93 m langs de zuidgrens in laag 1
+3,50 m en +2,90 m langs de zuidgrens in laag 2
+3,40 m en +2,50 m langs de zuidgrens in laag 3

De ondergrens is ondoorlatend zodat C(J-1) voor J = 1 in vergelijking 8.23 gelijk wordt aan ∞.

De bovengrens van het reservoir is de watertafel, die kan worden beschouwd als een grens met vast debiet, nl. de natuurlijke infiltratie. Hiervoor wordt een waarde van 28 cm/j aangenomen, naar analogie met de waarden in de duingebieden van de Westkust (L. LEBBE, 1978).

8.5.3. De hydraulische parameters

8.5.3.1. De horizontale hydraulische doorlatendheid

In het mathematisch model wordt per laag een konstante dikte toegekend. In werkelijkheid echter kan de dikte van de beide halfartesische lagen sterk wisselen. Om tegemoet te komen aan deze discrepantie tussen model en werkelijkheid, kent men aan de verschillende cellen van de lagen 1 en 2 een schijnbare horizontale hydraulische doorlatendheid toe. Deze wordt zodanig gekozen dat bij de toegekende laagdikte per tijdseenheid evenveel water een cel binnen- of buitenstroomt als op die plaats het geval zou zijn bij de werkelijke dikte en doorlatendheid onder hetzelfde verhang.

De toegekende waarde van de horizontale hydraulische doorlatendheid varieert zodoende voor de laag 1 tussen 10 m/d in het westen en 4 m/d in het noordoosten van het gebied (fig. 8.1).Ook in de laag 2 neemt deze grootheid af van het westen (4,5 m/d) naar het noordoosten (fig. 8.2). Waar in het uiterste noordoosten, de halfartesische laag B ontbreekt, werd een zeer kleine waarde (0,1 m/d) toegekend.

De laag 3 bestaat uit het zeer homogene duinzand. In deze laag hangt de hoeveelheid water die op een bepaalde plaats een cel binnen- of buitenstroomt, enkel af van de "verzadigde dikte" m.a.w. de dikte begrepen tussen het berekende peil van de grondwatertafel en het ingevoerde toppeil (8.5.1) van de bovenste halfdooorlatende laag. Aan de hydraulische doorlatendheid wordt slechts één enkele waarde toegekend : 12 m/d.

De in het model ingevoerde waarden werden bepaald aan de hand van pompproeven, waarnemingen in boringen en granulometrische gegevens.

8.5.3.2. De hydraulische weerstand

De horizontale hydraulische doorlatendheid van een watervoerende laag varieert meestal met een faktor minder dan 2 à 3. De hydraulische weerstand van de halfdoorlatende lagen in het modelgebied vertonen op korte afstand verschillen van meerdere grootte-orden. Extrapolaties van deze parameters dienen dan ook met de nodige omzichtigheid te gebeuren. De aan het model toegekende waarden werden geschat, rekening houdend met resultaten van pompproeven, boorgegevens, granulometrisch onderzoek, alsook met de interpretatie van hydroisohypsenkaarten (4.4) en getijdefluktuaties (4.5). Niettemin werden deze c-waarden nog herhaaldelijk aangepast bij de kalibratie van het model.

Voor wat de hydraulische weerstand tussen de eerste en de tweede laag betreft, wordt een waarde toegekend die varieert van 200 dagen tot 500 dagen. De laagste waarden treden op in de zone waar de halfdoorlatende laag A' sterk is gereduceerd door de ravinatie van laag K9,1, de hoogste in het noordoostelijk duingebied waar deze halfdooraltende laag o.m. het oppervlakteveen omvat (fig. 8.3).

De hydraulische weerstand tussen de tweede en de derde laag is over het algemeen kleiner (fig. 8.4). Hij bedraagt 10 dagen in het uiterste westen van het gebied, doch over een uitgestrekt areaal schommelt hij tussen 50 en 250 d. In de Zandpanne ligt hij hoger (750 dagen) terwijl hij in het noordoostelijk duingebied een waarde van een paar duizenden dagen aanneemt.

8.6. Simulatie van de natuurlijke grondwaterstroming in het gebied

De hydraulische parameters, ingevoerd in het model, worden zo nauwkeurig mogelijk aangepast teneinde de natuurlijke stationaire toestand van het reservoir na te bootsen. Dit laatste weerspiegelt zich in de waargenomen gemiddelde stijghoogtekonfiguratie. Opdat de door het model berekende stijghoogten voldoende de waargenomen zouden overeenstemmen, diende men vooral de hydraulische weerstanden herhaaldelijk

aan te passen. Nadat de hydraulische parameters uiteindelijk waren vastgelegd, werd door simulatie van de natuurlijke grondwaterstroming de volgende balans voor het modelgebied bekomen :

- totale infiltratie (N) : 1613 m^3/d
- totale afvloei naar zee (Q_{zee}) : 587 m^3/d
- totale afvloei naar polders (Q_{pol}) : 1032 m^3/d
- uiteindelijke onnauwkeurigheid van de berekeningen :

$$N - (Q_{zee} + Q_{pol}) = -6 \text{ of } 0,4 \%$$

Het beeld van de gemiddelde natuurlijke stijghoogteverdeling dat door het model werd berekend, vindt men voor de verschillende lagen terug op fig. 8.5 tot 8.7.

8.7. Simulatie van grondwaterwinning

8.7.1. Algemeen

De invloed van een eventuele (beperkte) winning op het grondwaterreservoir werd met het model nagebootst. Hierbij werden drie mogelijkheden tot winning van 250000 m^3/jaar behandeld. In deze drie gevallen neemt men aan dat het water wordt gewonnen in het westen van het duingebied, waar de zoetwatervoorraad het grootst is. De eerste winningsmogelijkheid ligt in de halfartesische laag A, onder het westelijk pannengebied, waar deze laag het substraat diep aansnijdt. Aan de basis van de laag A komt er een dunne laag brak water voor. De tweede winningsmogelijkheid wordt gevormd door de halfartesische laag B. Omdat mocht worden verwacht dat winning in dergelijke laag de grondwatertafel sterker zou beïnvloeden dan in vorig geval, werd hij gesitueerd op het westelijke paraboolduin. In de halfartesische laag B komt slechts op zeer grote afstand van deze gesimuleerde winning brak water voor. De opwaartse beweging van brak water vanuit de basis van laag A wordt sterk afgeremd door de tussenliggende halfartesische laag A'. Tenslotte wordt de invloed nagegaan van kunstmatige infiltratie bij de tweede winningsmogelijkheid.

In de drie gevallen wordt het water gewonnen in 12 pompputten, elk met een konstant debiet van 57,6 m^3/dag (fig. 8.8).

Daar de beide winningsplaatsen in het westen van het modelgebied liggen, zal de stijghoogtedaling een niet-verwaarloosbare hoeveelheid water aantrekken doorheen de oorspronkelijk als ondoorlatend beschouwde westgrens. De situatie waarbij de westgrens niet langer ondoorlatend is, kan niet rechtstreeks worden gesimuleerd. Men bekomt dergelijk systeem door het gemiddelde te bepalen van twee andere systemen (fig. 8.9).

- SYSTEEM I : winning met de westgrens als ondoorlatende grens (fig. 8.7a). De voorwaarde $\frac{\partial \phi}{\partial x} = 0$ veronderstelt een denkbeeldige afpomping symmetrisch t.o.v. de westgrens (fig. 8.9a).
- SYSTEEM II : winning met de westgrens als vaste stijghoogtegrens met afpomping gelijk aan nul. Deze laatste voorwaarde veronderstelt een denkbeeldige grondwateraanvulling met een zelfde debiet als de winning, symmetrisch t.o.v. de westgrens (fig. 8.9b).
- SYSTEEM III : winning met de westgrens als doorlatende grens zonder vaste stijghoogte. Door het gemiddelde te nemen van de systemen I en II worden de denkbeeldige winning en aanvulling ten westen van de westgrens uitgeschakeld en kan de stijghoogte aan deze rand vrij variëren o.i.v. de afpomping, Zodoende ontstaat een aanvloei van grondwater doorheen deze grens (fig. 8.9c).

Tenslotte weze nog aangestipt dat de nagebootste invloed van de waterwinning de stationaire toestand behelst, dus theoretisch na een oneindig lange afpomping. De berekende peildalingen zijn dus in alle opzichten maximaal t.o.v. de gemiddelde,niet-beïnvloede toestand.

8.7.2. Resultaten

8.7.2.1. Winning in de halfartesische laag A

Bij winning van 250.000 m^3/jaar wordt in deze laag een tamelijk vlakke depressiekegel gevormd (fig. 8.10). Niettemin zal de maximale stijghoogteverlaging van 0,85 m het zoet-zout-grensvlak volgens de vergelijking van GHIJBEN-HERZBERG

voldoende doen oprijzen om de winningsputten te bedreigen met water van een te hoog zoutgehalte.

De waterbalans die het model laag per laag berekent, is weergegeven in onderstaande tabel.

Tabel 8.1 - Grondwaterbalans (m^3/d) bij winning van 250.000 m^3/jaar in de halfartesische laag A

Laag	Q_{in} (onder)	Q_{in} (boven)	Q_{zee}	Q_{pol}	Q_{west}	Q_{pomp}
A(1)	0	1029	204	262	-129	691,2
B(2)	-1029	1486	144	325	- 11	0
C(3)	-1486	1613	117	16	- 3	0
Tot.	-2515	4128	465	603	-142	691,2

Q_{in} (boven) en Q_{in} (onder) zijn de hoeveelheden water die vertikaal van onderen en van boven instromen in de laag. Q_{zee}, Q_{pol} en Q_{west} zijn de hoeveelheden water die afvloeien naar respektievelijk de zee en de polders en doorheen de westgrens. Q_{pomp} is de opgepompte hoeveelheid water.

Uit deze balans blijkt dat voor het geheel van het gebied er zich in alle lagen een netto-uitstroming naar polders en zee voordoet. Niettemin geeft het berekende stijghoogtebeeld aan dat in laag A onder de hoogwaterlijn over een front van 450 m ter hoogte van de winning een zwakke landwaartse stroming ontstaat. Bij permanente stroming vloeit vanaf de zee 25,9 m^3/dag aan in de laag A. Deze hoeveelheid stemt overeen met 3,8 % van het gewonnen debiet, wat voldoende is om het zoutgehalte van het opgepompt water teveel te doen stijgen. Het duurt evenwel ongeveer 70 jaar vooraleer een (zout)waterdeeltje, vertrekkend vanaf de hoogwaterlijn via de laag A de winplaats kan bereiken.

Bovendien zal ter hoogte van de winning tevens water uit de polders - op die plaats weliswaar met zeer laag zoutgehalte - worden aangetrokken. Met een debiet van 173 m^3/d bedraagt het aandeel van dit water één vierde van de gewonnen hoeveelheid.

De stijghoogten in de bovenliggende lagen B en C worden wegens de relatief grote hydraulische weerstand van de onderste halfdoorlatende laag (A') slechts in beperkte mate door de winning beïnvloed (fig. 8.11 en 8.12). De grondwatertafeldaling bedraagt niet meer dan 0,40 m.

8.7.2.2. Winning in de halfartesische laag B

Wegens de geringe transmissiviteit van de laag B, wordt bij een afpomping van 250.000 m^3/jaar een diepere depressiekegel gevormd dan in het vorige geval. In de gesimuleerde winplaats wordt het piëzometrisch vlak van de aangepompte laag met ca. 3,70 m verlaagd (fig. 8.13). De door het model berekende waterbalans wordt in onderstaande tabel weergegeven.

Tabel 8.2 - Grondwaterbalans (m^3/d) bij winning van 250.000 m^3/jaar in de laag B(2)

Laag	Q_{in} (onder)	Q_{in} (boven)	Q_{zee}	Q_{pol}	Q_{west}	Q_{pomp}
A(1)	0	613	225	423	-34	0
B(2)	- 613	1507	80	139	-16	691
C(3)	-1507	1613	100	13	- 5	0
Tot.	-2120	3733	405	575	-55	691

De betekenis van bovenstaande verkorte notaties zijn verklaard in 8.7.2.1.

Uit de balans blijkt dat uit alle lagen over het gehele duingebied genomen een netto waterhoeveelheid afvloeit naar de zee en naar de polders. Het stijghoogtebeeld toont echter aan dat ter hoogte van de winning vanaf de hoogwaterlijn een landwaartse stroming ontstaat in de lagen B en C (1 en 2). In de lagen A en B zal bovendien - eveneens ter hoogte van de winning - tevens water vanuit de polders worden aangetrokken. Deze aanvloei vanuit de zee bedraagt voor de lagen B en C respektievelijk 1,5 en 6,8 m^3/d, wat de kwaliteit van het opgepompte water na verloop van tijd zal beïnvloeden. De aanvloei

vanuit de polders bedraagt 67,2 m^3/d voor de laag B en 15,5 m^3/d voor de laag A. Het water dat uit de polders wordt aangetrokken bevat zeer weinig zouten en zal bijgevolg weinig de kwaliteit van het gewonnen water beïnvloeden. Er dient hierbij te worden opgemerkt dat al deze hoeveelheden worden berekend voor de stationaire toestand, d.w.z. na oneindig lang pompen.

Verder wordt het piëzometrisch vlak van de halfartesische laag A door de afpomping met niet meer dan 0,30 m verlaagd. De stijging van het zoet-zout-grensvlak is volgens de vergelijking van GHIJBEN-HERZBERG beperkt tot 12 m en levert dus geen gevaar op voor de winning, zeker als men ermee rekening houdt dat tussen de brakwaterlaag en de aangepompte laag een halfdoorlatende laag (A') met aanzienlijke hydraulische weerstand voorkomt.

De hydraulische weerstand van de bovenste halfdoorlatende laag (B') daarentegen is dermate klein, dat de watertafel zich t.o.v. de winning op ongeveer dezelfde wijze gedraagt als het piëzometrische vlak van de aangepompte laag B (fig. 8.15). De maximale grondwatertafeldaling in de winplaats bedraagt dan ook ca. 3,5 m. In het westelijk pannengebied is hij beperkt tot een meter. In de Zandpanne treden nog peildalingen van 30 cm op, terwijl deze in de verder oostwaarts gelegen duingebieden nog nauwelijk meetbaar zullen zijn.

Vermelden we tenslotte nog dat in en nabij de waterwinplaats de (kleiige) bovenste halfdoorlatende laag boven de watertafel zal komen te liggen. De erin aanwezige ijzersulfiden zullen oxideren tot ijzer(II) sulfaat, wat door het perkolerend neerslagwater wordt opgelost. Een sterke toename van het ijzer- en sulfaatgehalte kan aldus in het gewonnen water optreden.

8.7.2.3. Gelijktijdige winning in de halfartesische laag B en kunstmatige infiltratie in de freatische laag C

De landinwaartse grondwaterstroming die onder de hoogwaterlijn ontstaat bij bemaling van de laag B en die op de duur in de winningsputten verzilting zal veroorzaken, kan worden tegengegaan door zeewaarts van de winplaats het reservoir kunstmatig te voeden. Het effekt van een 825 m lange infiltratiesleuf, aangelegd evenwijdig met de kust op ca. 350 m van de

winplaats, werd met het model nagebootst.

Deze sleuf ligt in het westelijk pannengebied en op het tamelijk vlakke zeewaartse gedeelte van het westelijke paraboolduin. De topografische omstandigheden maken er de aanleg vrij gemakkelijk. Bovendien is de hydraulische weerstand van de halfdoorlatende laag B in die zone beperkt tot ca. 10 dagen. Daardoor zal in de aangepompte laag B de landwaartse stroming van zeewater kunnen worden vermeden zonder in de freatische laag C een veel hoger grondwaterpeil te moeten handhaven dan in eerstgenoemde laag.

Aan het infiltratiekanaal wordt 660 m^3/d toegediend. Bij een breedte van 10 m stemt dit overeen met een infiltratiesnelheid van 8 cm/d. In duinzand kan men deze infiltratiesnelheid minstens een jaar aanhouden (cfr. hoofdstuk 7).

Als resultaat van dergelijke infiltratie wordt zowel in de lagen B als C een duidelijke hydraulische barrière gevormd, die de instroming van zeewater zal beletten. Tevens wordt ter hoogte van de winning de instroming van grondwater vanaf de polders in laag B verminderd tot 48,6 m^3/d.

Daar de afstand tussen het infiltratiekanaal en de winplaats relatief groot wordt gehouden, vloeit meer dan de helft van het infiltratiewater zeewaarts af. Daardoor blijft het aandeel van de natuurlijke infiltratie tot de gewonnen hoeveelheid belangrijker dan deze van de kunstmatige infiltratie. Ongunstige kwaliteitsaspekten in het sleufwater zullen voldoende afgezwakt de winning bereiken.

Bij dergelijke gelijktijdige winning en infiltratie berekent het model volgende balans.

Tabel 8.3 - Grondwaterbalans (m^3/d) bij gelijktijdige winning van 250.000 m^3/jaar in laag B(2) en infiltratie in laag C(3)

Laag	Q_{in} (onder)	Q_{in} (boven)	Q_{zee}	Q_{pol}	Q_{west}	Q_{pomp}	Q_{inf}
1	0	797,4	313,0	500,0	-15,87	0	0
2	- 797,4	2066	382,4	191,6	3,553	691,2	0
3	-2066	1613	194,4	11,28	2,078	0	-660
Tot.	-2863	4476	889,8	702,9	-10,239	691,2	-660

De kunstmatige voeding kan niet beletten dat de grondwatertafel in de winplaats zelf met ongeveer 3 m zal dalen. Niettemin wordt het areaal waarbinnen de grondwatertafel met meer dan 1 m wordt verlaagd, beperkt tot 11 ha (tegen 21 ha bij dezelfde winning zonder kunstmatige infiltratie). Het strekt zich dan nog hoofdzakelijk uit op het paraboolduin, waar de grondwatertafel reeds in natuurlijke omstandigheden zeer diep ligt.

9. ALGEMEEN BESLUIT

De interpretatie van de bestaande en van een groot aantal nieuw verworven litologische gegevens heeft een gedetailleerd beeld van de kwartaire ondergrond en van het tertiaire substraat in het Haanse duingebied en randgebieden opgeleverd. De top van het tertiaire substraat vormt twee duidelijke vervlakkingen. Nabij De Haan bestaat het uit klei van de Formatie van Ieper en ligt er op het peil -38 m. Verder oostwaarts rijst het vrij plots op naar een tweede vervlakking op het peil -26 m en komen achtereenvolgens een smalle strook zeer fijn zand (Lid van Egem), klei (Lid van Merelbeke) en een zand-kleikomplex (Lid van Pittem) aan de top van het Tertiair voor.

Boven deze beide vervlakkingen is de opbouw van de diepere kwartaire ondergrond totaal verschillend. In het westen van het studiegebied, waar het Tertiair op grote diepte wordt aangetroffen, komt een 25 m dikke, zowel lateraal als vertikaal zeer homogene zandlaag voor, waarvan de kronostratigrafische betekenis vooralsnog onduidelijk is. De tweede vervlakking wordt steeds bedekt door een reeks afzettingen, die op grond van paleobotanische argumenten en vergelijking met de bevindingen in naburige gebieden dienen te worden gerekend tot het Pleistoceen. De basislaag bestaat uit groengrijs middelmatig zand. Daarop volgt een afzetting met sterke laterale faciëswisselingen - van middelmatig zand tot sterk leemhoudend zeer fijn zand - die bovendien gekenmerkt is door een zeer laag kalkgehalte. Vervolgens wordt grinthoudend zand tot zandhoudend grint aangertoffen, wat kan worden gekorreleerd met de afzetting van Zeebrugge. Lokaal is deze bedekt met de Weichseliaan-afzettingen van Damme (fijn zand) en Eeklo (sterk leemhoudend zeer fijn zand met leem- en veenniveaus).

De holocene sekwentie vangt overal in het studiegebied aan met de afzetting van Calais. In het westen, alsook in een langgerekte zuidwest-noordoost gerichte zone die tot Wenduine reikt, bestaat hij uit zand, dikwijls met talrijke kleilaagjes. De dikte kan er oplopen tot ruim twintig meters. Elders is de afzetting van Calais beperkt tot enkele meters blauwgrijze (lagunaire) klei.

Deze studie bracht de verbreiding van het oppervlakte veen in kaart. Het wordt uitsluitend aangetroffen op klei van de afzetting van Calais en komt voor in het noordoosten, zuidoosten en zuidwesten van het studiegebied.

Het faciës van de afzetting van Duinkerke kan variëren van (grinthoudend) zand tot plastische klei. Eerstgenoemd faciës komt voor als opvulling van soms diep ingesneden geulen of als wiggen die, vertrekkend vanaf deze geulen, zich tot ver over de veenplaten kunnen uitstrekken. Hoewel ook (kleinere) geulen met kleiige opvulling worden aangetroffen, komt de klei van de afzetting van Duinkerke essentieel boven de veenplaten voor. Tevens vormt hij meestal een dunne bedekking van de zandige afzettingen van Duinkerke.

Tenslotte wordt de afzetting van Duinkerke bedekt door duinzand.

Zijn litostratigrafisch bouw laat toe om in het kwartaire grondwaterreservoir drie watervoerende lagen, gescheiden door twee halfdoorlatende lagen af te bakenen.

De onderste watervoerende laag (A) heeft halfartesische eigenschappen. Hij bestaat in het westen van het studiegebied uit de 25 m dikke zandlaag die er de diepgelegen vervlakking van het substraat bedekt. Een pompproef leverde voor de transmissiviteit waarden van ca. 220 m^2/d op, terwijl de elastische bergingskoëfficiënt varieert tussen $3{,}1 \times 10^{-3}$ en $1{,}1 \times 10^{-2}$. Meer naar het oosten is de halfartesische laag A ten gevolge van de geringe diepte waarop het substraat er voorkomt, beperkt tot een dikte van ca. 14 m. Hij bestaat er uit de zandige pleistocene afzettingen. De transmissiviteit wordt in het centrale duingebied bovendien beperkt door de aanwezigheid van een omvangrijke, sterk leemhoudende laag tussen de peilen -17 en -23. Men berekent er aan de hand van een pompproef een transmissiviteit tussen 70 en 125 m^2/d en een elastische bergingskoëfficiënt tussen $2{,}3 \times 10^{-4}$ en $1{,}8 \times 10^{-3}$.

De laag A is bedekt door de halfdoorlatende laag A'. Deze bestaat in het westen van het gebied uit een fijngelaagd zand-klei-komplex van de afzetting van Calais en heeft er een hydraulische weerstand van enkele honderden dagen. In het centrale en oostelijke duingebied daarentegen bevat deze halfdoorlatende laag het oppervlakteveen en de klei van de afzetting van Calais zodat de hydraulische weerstand er oploopt tot meer dan 10.000 dagen.

De middelste watervoerende laag (B) - eveneens halfartesisch - bestaat uit het zandige gedeelte van de afzetting van Duinkerke. Zijn dikte bedraagt maximaal 8 m in het westen van het gebied en neemt geleidelijk af naar het oosten. In het noordoostelijke duingebied ontbreekt deze laag. Een pompproef leverde een hydraulische doorlatendheid op van 5 m/d en een elastische bergingskoëfficiënt van $1,5 \times 10^{-4}$ tot $5,4 \times 10^{-4}$.

De halfdoorlatende laag B' bestaat uit de kleiige of leemhoudende toplaag van de afzetting van Duinkerke. De hydraulische weerstand ervan kan variëren van enkele dagen in het zeewaartse gedeelte van het westelijke pannengebied tot enkele duizenden dagen in het noordoostelijke duingebied, waar deze laag bovendien vertikaal aansluit op de halfdoorlatende laag A'. Deze zeer grote verschillen in hydraulische weerstand verklaren ten dele het reliëf in de watertafel.

De freatische laag C tenslotte wordt overal gevormd door duinzand. Dit zeer goed gesorteerd materiaal heeft een hydraulische doorlatendheid van 10 to 20 m/d. De bergingskoëfficiënt nabij de watertafel bedraagt 0,28.

De verwerking van een groot aantal grondwateranalyses heeft een duidelijk inzicht gegeven in de vertikale en laterale verdeling van de grondwaterkwaliteit. Deze gegevens, aangevuld met de bepaling van de natuurlijke isotopen, laten toe de oorsprong en de evolutie van het grondwater te bepalen.

De grondwatervoorraad wordt kontinu aangevuld door infiltrerend neerslagwater. Tijdens de holocene transgressies is evenwel zeewater in het reservoir gedrongen. Dit laatste werd tevens samen met het uit die periode daterende sediment afgezet.

Rekening houdend met de verdunning door het infiltrerend neerslagwater, plaatst het ^{14}C-gehalte de oorsprong van deze zoetwaterkomponent in het Subboreaal of in de Duinkerke-II-fase. Nadien heeft het neerslagwater het zoete water geleidelijk naar de diepte verdrongen. Bovendien werden beide waters met elkaar vermengd door hydrodynamische dispersie. Daardoor kan grondwater een zeer uiteenlopend zoutgehalte vertonen.

In de duinen bestaat een duidelijk verband tussen de grondwaterkwaliteit en de geologisch bouw van het reservoir.

In het centrale duingebied en in het zeewaartse gedeelte van het oostelijke duingebied komen goed ontwikkelde halfdoorlatende lagen voor. Men mag er op relatief geringe diepte brak water verwachten. Niet alleen is uit deze slecht doorlatende afzettingen zelf het zeewater onvolledig uitgewassen, tevens verminderen deze de infiltratie van regenwater naar de diepere delen van het reservoir. Bovendien wijst de hoge ouderdom welke het brak water in de diepste delen van de kwartaire ondergrond vertoont op de aanwezigheid van zoet water dat van vóór het Atlanticum dateert. In het uiterste westen en langs de zuidrand van de duinen daarentegen vertonen de halfdoorlatende lagen een geringe hydraulische weerstand. In het kwartaire grondwaterreservoir is brak water er tot op grotere diepte verdreven, of zelfs helemaal afwezig. Het zijn de zones waar de halfartesische laag A in hoofdzaak wordt aangevuld, wat ook blijkt uit de stijghoogtekonfiguratie en uit de lage gemiddelde verblijfstijd, berekend met het exponentiële model.

In de polders heeft zich enkel in de hoogstgelegen gedeelten, waar regenwater gemakkelijk infiltreert, een diepe zoetwaterlens gevormd. Dit is het geval voor het zuidwestelijk deel van het gebied, de binnenduinen inbegrepen. In de lager gelegen poldergebieden wordt het regenwater snel oppervlakkig afgevoerd. Brak water wordt er op geringe diepte aangetroffen. Verder blijkt uit de chemische samenstelling dat zoet water in de polders ter plaatse is gekomen door laterale stroming vanuit

de duinen. Niettemin heeft zich in het zuidwesten van het gebied een oppervlakkige zoetwaterlaag gevormd door lokale infiltratie.

Tijdens zijn verblijf in het reservoir wordt de samenstelling van het grondwater geleidelijk gewijzigd door enkele langzame chemische processen, zoals sulfaatreduktie, oplossing van kalk o.i.v. de werking van humuszuren, oplossing van magnesium en kiezelzuur, vnl. bij het doorstromen van kleilagen,en tenslotte kationenuitwisseling. Het zeer ondiepe duinwater,ontstaan door infiltratie van regenwater, is van het calciumbicarbonaattype en tevens relatief rijk aan sulfaat. Naarmate het naar diepere lagen in het reservoir doordringt en vooral als het hierbij kleilagen doorstroomt, kan zijn samenstelling evolueren naar een sulfaatarm alkalibicarbonaatwater.

De matig tot sterk brakke waters in duinen en polders blijken volgens hun chloride- en ^{18}O-gehalte te zijn ontstaan door menging van geïnfiltreerd regenwater en konnaat (holoceen) zeewater met nagenoeg dezelfde samenstelling als recent zeewater. In het westen van het gebied wordt in de binnenduinen, de polders en zelfs onder de hoogwaterlijn zout grondwater nabij de top van het Tertiair aangetroffen. Het ^{18}O- en chloridegehalte hiervan wijzen op een menging tussen geïnfiltreerd zoet water en zeer zout konnaat water uit het tertiaire substraat.

In het zoet water van de halfartesische lagen A en B is onder de voormalige bevloeiingsvelden van de Zandpanne nog duidelijk de invloed van de afvalwaterlozing gedurende de eerste helft van deze eeuw merkbaar. Het kalium-, ammonium- en fosfaatgehalte, typische indikatoren voor organische grondwaterverontreiniging, zijn er in veel hogere koncentraties aanwezig dan buiten de Zandpanne. In de zeer goed doorlatende freatische duinzandlaag neemt men er nog nauwelijks sporen van dergelijke verontreiniging waar.

Kunstmatige voeding van de freatische duinzandlaag door oppervlakkige infiltratie wordt in de eerste plaats beperkt door de kwaliteit van het infiltratiewater. Zelfs bij de geringste koncentraties zullen kolloïdale ijzerhydroxidedeeltjes de bekkenbodem snel verstoppen en de hoge initiële infiltratiesnelheid doen afnemen tot een kleine waarde. Daar staat tegenover dat het proces bijna al het opgeloste ijzer uit het infiltratiewater verwijdert. Daarnaast wordt ook het gehalte aan opgeloste stifstofverbindingen met twee derden verminderd.

Cr-EDTA lijkt uiterst geschikt voor het volgen van relatief snelle grondwaterstromingen. Bij de infiltratieproef werd met dit isotoop bepaald dat het water ca. 23 dagen onderweg was om vanaf het bekken een ondergrondse afstand van 13,5 m te doorlopen.

Door simulatie van de grondwaterstromingen met een mathematisch model werd de invloed van een winning van 250.000 m^3/j nagegaan.

Winning in de halfartesische laag A in het westelijk pannengebied zal in de stationaire toestand een watertafeldaling van hoogstens 60 cm veroorzaken. De stijghoogteverlaging in de aangepompte laag zelf bedraagt slechts weinig meer, doch is niettemin voldoende opdat het brak water, aanwezig onderaan in deze laag, zou oprijzen en geleidelijk het opgepompte water brak maken.

Dit laatste gebeurt niet bij een winning in de halfartesische laag B in het westelijke paraboolduin. Wegens de geringe transmissiviteit van deze laag zal een diepe depressiekegel worden gevormd, waardoor de grondwatertafel ongeveer 3,5 m zal dalen in het wingebied zelf, en maximaal 1,2 m in het westelijk pannengebied.

Dergelijke winning zal evenwel onder de hoogwaterlijn in de aangepompte laag en in de goed doorlatende freatische laag een landwaartse stroming veroorzaken, zodat een zoutwaterfront vanaf het strand langzaam landwaarts zal voortschrijden. Na

enkele tientallen jaren zal daardoor zout water in de putten worden aangetroffen.

Infiltratie van 240.000 m^3/j in een sleuf op ca. 350 m van de winning zou de toestroming van zeewater verhinderen. Tevens zullen de dalingen van de grondwatertafel en van de stijghoogte in de laag B erdoor enigszins worden verminderd. Dergelijke relatief grote afstand tussen infiltratie- en winplaats maakt dat het kunstmatig geïnfiltreerd water nog sterk wordt vermengd met geïnfiltreerd regenwater alvorens het de winning bereikt. Kwaliteitsschommelingen in eerstgenoemd water worden aldus sterk afgezwakt.

REFERENTIES

AMERYCKX, J.B. (1952). Verklarende tekst bij de kaartbladen De Haan 10W en Blankenberge 10E, 52 p. Gent : Centrum voor Bodemkartering (Bodemkaart van België).

AMERYCKX, J.B. (1959). Ontstaangeschiedenis der Zeepolders. De Biekorf, 60, 118, 337-400.

BAARS, J.K. (1960). Kwaliteitsveranderingen van het water tijdens zijn verblijf in de bodem. Twaalfde vakantie-cursus voor drinkwatervoorziening. Het grondwater. p. 68-86. Den Haag : Moormans periodieke pers.

BAETEMAN, C., LAMBRECHTS, G. & PAEPE, R. (1974). Autosnelweg Brugge-Calais : boringen en geologisch profiel. Prof. Paper Service Géol. Belg. 1974, nr. 2, 55 p.

BAETEMAN, C. (1978). New evidences on the marine Holocene in de western Belgian coastal plain. Bull. Belg. Ver. Geol., 87, 49-54.

BAETEMAN, C. & VERBRUGGEN C. (1979). A new approach to the so-called surface peat in the western coastal plain of Belgium. Prof. Pap. Serv. Géol. Belg., nr.11 (167), 21 p.

BAETEMAN, C. (1980). De holocene ontwikkeling van de Westelijke Kustvlakte. Voordr. 20ste Nederl.-Belg. palynologen-conferentie, Koksijde, 25-26 sept. 1980.

BAKKER, T.M.W. (1981). Nederlandse kustduinen - Geohydrologie. Pudoc Wageningen, 189 p. (Dr. verhandeling).

BEREND, J. (1967). An analytical approach of the clogging effect of suspended matter. Bull. A.I.H.S., XII, 2, 42-55.

BIZE, J., BOURGUET, L.& LEMOINE, J. (1972). L'Alimentation artificielle des nappes souterraines, Masson & Cie, 199 p.

CHRISTIAENS, L. (1976). Luchtfotografische studie van de evolutie van de kust ten westen van De Panne en tussen Bredene en Wenduine. Geologisch Instituut - Rijksuniversiteit Gent, 40 p. (Lic. verhandeling).

DAKHNOV, V.N. (1962). Geophysical well logging. Quarterly of the Colorado School of Mines, 57, no. 2.

DAUCHOT-DEHON, M. & HEYLEN, J. (1969). ^{14}C-dateringen op schelpen en veen in het oostelijk kustgebied. Nat. Wet. Tijdschr., 51, 138-140.

DE BREUCK, W., DE MOOR, G. & MARECHAL, R. (1969). Litostratigrafie van het Kwartair in het oostelijke kustgebied. Nat. Wet. Tijdschr. 51, 125-137.

DE BREUCK, W., DE MOOR, G., MARECHAL, R. & TAVERNIER, R. (1974). Diepte van het grensvlak tussen zoet en zout water in de freatische laag van het Belgische kustgebied (1963-1973). Kaart op schaal 1:100 000, uitgegeven met steun van het F.K.F.O. en gedrukt op het Militair Geografisch Instituut.

DE BREUCK, W. & DE MOOR, G. (1975). The evolution of the coastal aquifer of Belgium. Salt-Water Intrusion Meeting 1974, Ghent, 158-172.

DE MOOR, G. & DE BREUCK, W. (1969). De freatische waters in het Oostelijk kustgebied en in de Vlaamse Vallei. Nat. Wet. Tijdschr., 51, 3-68.

DE MOOR, G. & DE BREUCK, W. (1973). Sedimentologie en stratigrafie van enkele pleistocene afzettingen in de kustvlakte. Nat. Wet. Tijdschr., 55, 3-96.

DE MOOR, G. & HEYSE, I. (1974). Litostratigrafie van de kwartaire afzettingen in de overgangszone tussen de Kustvlakte en de Vlaamse Vallei in Noordwest-België. Nat.Wet. Tijdschr. 56, 85-109.

DENYS, L., LEBBE, L, SLIGGERS, B.C., SPAINK, G., VAN STRIJDONCK, M. & VERBRUGGEN, C. (1983). Litho- and biostratigraphical study of quaternary deep marine deposits of the Western Belgian coastal plain. Bull. Belg. Ver. Geol., 92, 125-154.

DEPRET, M. (1981). Litostratigrafie van het Kwartair en van het tertiaire substraat te Zeebrugge. Litologische en stratigrafische interpretatie van diepsonderingen met de konus van Begemann. Geologisch Instituut, Rijksuniversiteit Gent, 186 p. (Dr. verhandeling).

EDELMAN, J.H. (1972). Groundwater hydraulics of extensive aquifers. Int. Inst. for Land Reclamation and Improvement, Wageningen, bull. 13.

ENGELEN, G.B. & ROEBERT, A.J. (1974). Chemical watertypes and their distribution in space and time in the Amsterdam dune-water catchment area with artificial recharge. J. Hydrol. 21, 339-356.

ERIKSSON, E. (1962). Radioactivity in hydrology. In : Israel, H.I. and Krebs, A. (Editors). Nuclear Radiation in Geophysics, 42, Springer-Verlag, Berlin-Heidelberg.

FOLK, R.L. & WARD, W.C. (1957). Bzazor River bar : a study in the significance of grain size parameters. J. Sed. Petrol. 27, 3-26.

GEETS, S. (1978). De overgang Ieperiaan-Paniseliaan in de streek van Roeselare-Tielt. Nat. Wet. Tijdschr. 60, 41-69.

GEYH, M.A. (1970). Carbon-14-concentration of lime in soils and aspects of the carbon-14-dating of groundwater. Isotope Hydrology, Proc. Symp. Vienna 9-13 March 1970, I.A.E.A, Vienna, 215-223.

GEYH, M.A., MERKT, J. and MÜLLER, H. (1970). ^{14}C -Datierung limnischer Sedimente und die Eichung der ^{14}C-Zeitskala. Naturwissenschaften, 57 : 564-567.

GEYH, M.A. (1972). Basic studies in hydrology and ^{14}C and ^{3}H measurements. XXIV Int. Geol. Congr., Montreal, Section 11 : 227-234.

GEYH, M.A. & MICHEL, G. (1982). Isotopical differentiation of groundwater of different hydrogeologic origin. Journal of Hydrology, 59, 161-171.

HEM, J.D. (1970). Study and interpretation of the chemical characteristics of natural water. U.S.G.S. Water-Supply paper 1473.

JELGERSMA, S., DE JONG, J.D., ZAGWIJN, W.H., van REGTEREN-ALTENA, C.O. (1970). The coastal dunes of the western Netherlands:geology, vegetational history and archeologie. Meded. Rijksgeologische dienst N.S. 21, 93-167.

KNUTSSON, G., LJUNGGREN, K. & FORSBERG, H.G. (1963). Field and laboratory tests of chromium-51-EDTA and tritium water as a double tracer for groundwater flow. Radioisotopes in hydrology, Proc. Symp. Tokyo, 5-9 March 1963, I.A.E.A., Vienna, 347-363.

KRUSEMANN, G.P. & DE RIDDER, N.A. (1970). Analyses and evaluation of pumping test data. Wageningen : Instit. Land Reclamation and Improvement. Bull. 11.

LEBBE, L. (1973). Hydrogeologisch onderzoek van het duingebied te Oostduinkerke. Geologisch Instituut, Rijksuniversiteit Gent, 105 p. (Lic. verhandeling).

LEBBE, L. (1978). Hydrogeologie van het duingebied ten westen van De Panne. Geologisch Instituut, Rijksuniversiteit Gent, 164 p. (Dr. verhandeling).

LEBBE, L. (1981). The Subterranean flow of fresh and salt water underneath the Western Belgian beach. Sveridges Geologiska Undersökning, Rapporten och meddelanden, 27, 193-219.

LEBBE, L. & BOLLE, I. (1983). Salt water encroachment in the western Belgian coastal plain. Proceedings of the 8th Salt Water Intrusion Meeting, Bari. Special Issue of "Geologia Applicata e Idrogeologia".

LEGRAND, R. (1968). Le Massif du Brabant. Mém. Cartes Géol. Min. Belg., 9, 148 p.

LUSCZYNSKI, N.J. (1960). Head and flow of groundwater of variable density, J. Geophys. Res. 66, 4247-4256.

MARECHAL, R. (1953). Ontstaan en morfologie van de Golf van Lo. Nat. Wet. Tijdschr., 35, 159-166.

MARECHAL, R., DE BREUCK, W., DE MOOR, G. & VERHEYE, W. (1964). Geologie, In : Survey van West-Vlaanderen. Geologisch Instituut, Rijksuniversiteit Gent.

MEINARDI, C.R. (1974). De chemische samenstelling van het grondwater in de Veluwe. R.I.D. Med. 1974-4, 48 p.

MOORMANN, F. & AMERYCKX, J.B. (1950). De bodemgesteldheid van de Zeepolders. Versl. Navorsingen I.W.O.N.L., 4, 36-60.

MOSTAERT, F. (1980). Bijdrage tot de kennis van de jong-pleistocene en holocene afzettingen in de omgeving van Brugge. Geologisch Instituut, Rijksuniversiteit Gent, 106 p. (Lic. verhandeling).

MÜNNICH, K.O. (1957). Messungen des ^{14}C-Gehaltes von hartem Grundwasser. Naturwissenschaften, 44, 32-33.

MÜNNICH, K.O. (1968). Isotopen-Datierung von Grundwasser. Naturwissenschaften, 55, 158-163.

PAEPE, R. (1965). On the presence of Tapes senescens in some borings of the Coastal Plain and the Flemish Valley. Bull. Soc. Belge Géol. 74, 249-254.

PAEPE, R. (1971). Autosnelweg Brugge-Calais : boringen en geologisch profiel. Prof. Paper Serv. Géol. Belg., nr. 9, 59 p.

PAEPE, R., VAN HOORNE, R. & DE RAYMAEKER, D. (1972). Eemian sediments near Bruges (Belgian Coastal Plain). Prof. Pap. Serv. Géol. Belg., nr. 9, 12 p.

PAEPE, R., BAETEMAN, C., MORTIER, R. & VAN HOORNE, R. (1981). The marine pleistocene sediments in the flandrian area. Geologie en Mijnbouw 1981.

PIPER, A., GARRET, A. and others (1953). Native and contaminated waters in Long Beach, Santa Ana area, California. U.S. Geol. Surv. Water-Supply Paper 1136.

RIGHTMIRE, C.T. (1979). Seasonal variation in PCO_2 and ^{13}C-content of soil atmosphere. Water Res.Res., 14, 691-692.

SLOET VAN OLDRUITENBORGH, C.J.H. & HEERES, E. (1969). On the contribution of air borne salt to the gradient character of the Voorne Dune Area. Acta Bot. Neerl. 18(2), 315-324.

TAVERNIER, R. (1943). Evolution de la plaine maritime Flamande. Bull. Soc. Belge Géol. 56, 332-343.

TAVERNIER, R. (1954). Le Quaternarie. In : Prodrome d'une description géologique de Belgique, 555-589. Liège : Vaillant-Carmanne.

TAVERNIER, J. & MOORMANN, F.R. (1954). Les Changements de niveau de la mer dans la plaine Maritime Flamande pendant l'Holocène. Geol. en Mijnb., Nwe Serie, 6.

TAVERNIER, R. & AMERYCKX, J.B. (1970). Atlas van België - Blad 17. Kust, Duinen, Polders. Brussel, Nationaal Comité voor Geografie.

THIELE,H.(1943)Tiefenkarte der Grenze Süsswasser/Salzwasser bezogen auf Normal Null (französisch und belgisch Flandern). 1/25000, 8 Blättern, Deutsche Heereskarten.

THIELE, H. (1943). Übersichtkarten zur geoelektrischen Kartierung der Grenze Süsswasser/Salzwasser im französisch-flandrischen Marsch gebiet. 1/80000, 4 Blättern, Deutsche Heereskarten.

THOEN, H. (1978). De Belgische Kustvlakte in de Romeinse tijd. Verh. K. Acad. Wet. Lett. Sch. K. Belg. 88, 225 p.

VANDOOLAEGHE, M. (1974). Hydrogeologisch onderzoek in het duingebied te Nieuwmunster. Geologisch Instituut, Rijksuniversiteit Gent, 112 p. (Lic. verhandeling).

VAN RUMMELEN, F.F.F.E. (1977). Toelichtingen bij de Geologische kaart van Nederland 1:50.000, bladen Zeeuwsch-Vlaanderen West en Oost, 79 p. Haarlem, Rijksgeologische Dienst.

VAN SIELEGHEM, L. (1980). De Duinkerkiaan-transgressies te Bredene : faciëssen, verspreiding en invloed op de fysische landschapsgenese. Geologisch Instituut, Rijksuniversiteit Gent, 92 p., (Lic. verhandeling).

VISSER, G. (1973). Chemische samenstelling flora en fauna van binnendijks water op Terschelling, speciaal met betrekking tot duinplassen. R.I.N, Leersum.

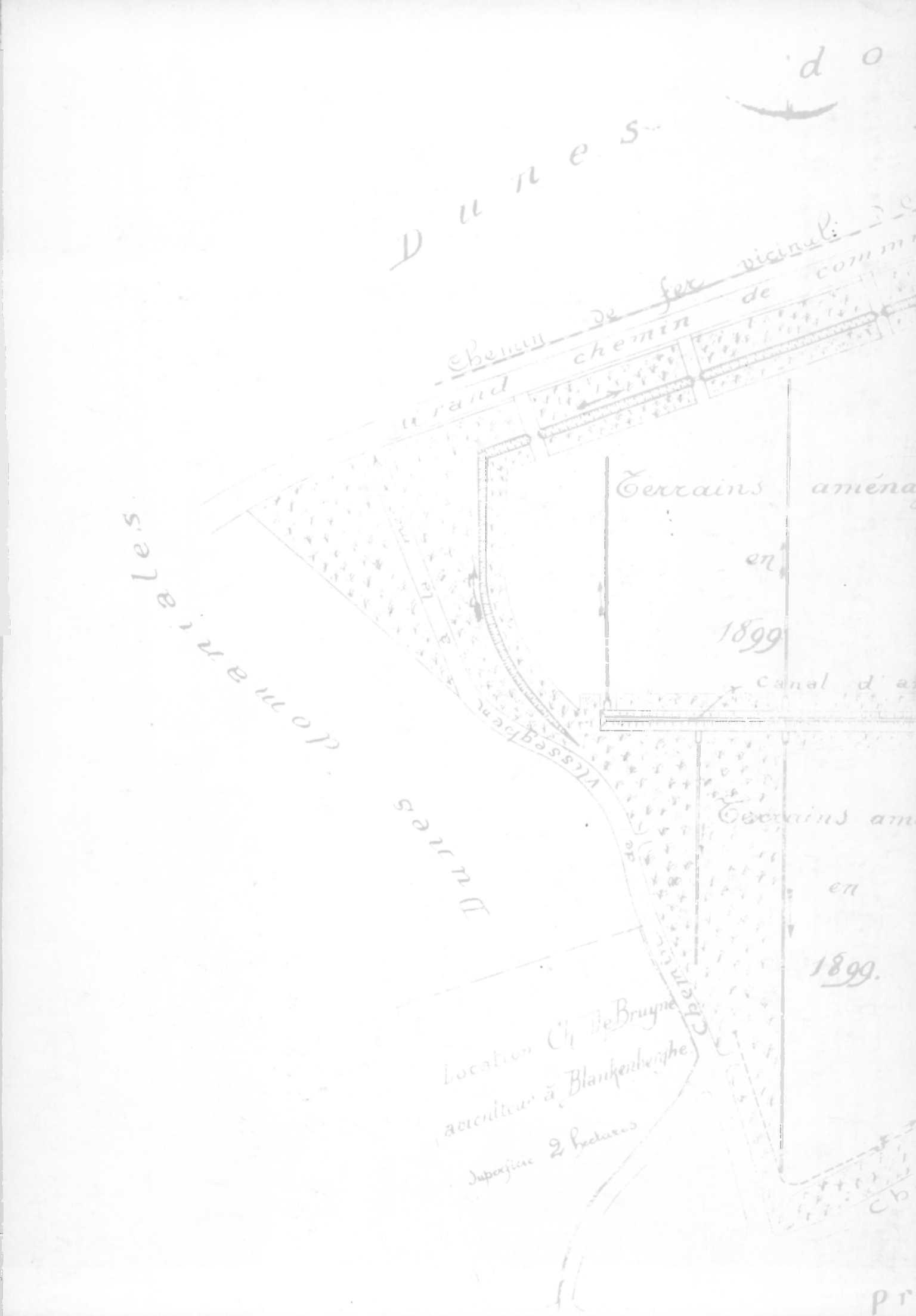
VOGEL, J.C. & EHHALT, D. (1963). Use of carbon isotopes in groundwater studies. Radioisotopes in hydrology, Proc. Symp. Tokyo, 5-9 March 1963, I.A.E.A., Vienna, p. 383-395.

VOGEL, J.C. (1970). ^{14}C-dating of groundwater. Isotope hydrology, Proc. Symp. Vienna 9-13 March, 1970, I.A.E.A, Vienna, 225-239.

WALTER, F. (1963). Some results of geo-electrical investigations in the alluvial areas in the Netherlands. Verh. Kon. Ned. Geol. Mijnb. Gen., Geol. Ser., 21, 233-241.

WENDT, I., STAHL, W., GEYH, M. & FAUTH, M. (1967). Model experiments for ^{14}C water age determination. Isotopes in hydrology, I.A.E.A., Vienna, 321-337.

WIND, R. (1952). Mededeling nr. 12 van het I.T.B.O.N.


Dunes
Chemin de fer vicinal
grand chemin de
Terrains aména
en
1899
Canal d'a
Terrains am
en
1899.
Dunes domaniales
Chemin de Vlissegbem à la
Location Ch. De Bruyne
aviculteur à Blankenberghe
Superficie 2 hectares

RIJKSUNIVERSITEIT GENT
FAKULTEIT VAN DE WETENSCHAPPEN

HYDROGEOLOGIE VAN HET DUINGEBIED TEN OOSTEN VAN DE HAAN

Jan DEVOS

Figuren en bijlagen

PROEFSCHRIFT VOORGELEGD TOT HET VERKRIJGEN VAN DE GRAAD VAN DOCTOR IN DE WETENSCHAPPEN (AARD- EN DELFSTOFKUNDE)

PROMOTOR: PROF. DR. W. DE BREUCK

1984

R. MARECHAL

RIJKSUNIVERSITEIT GENT
FAKULTEIT VAN DE WETENSCHAPPEN

HYDROGEOLOGIE VAN HET DUINGEBIED TEN OOSTEN VAN DE HAAN

Jan DEVOS

Figuren en bijlagen

PROEFSCHRIFT VOORGELEGD TOT HET VERKRIJGEN VAN DE GRAAD
VAN DOCTOR IN DE WETENSCHAPPEN (AARD- EN DELFSTOFKUNDE)

PROMOTOR: PROF. DR. W. DE BREUCK

1984

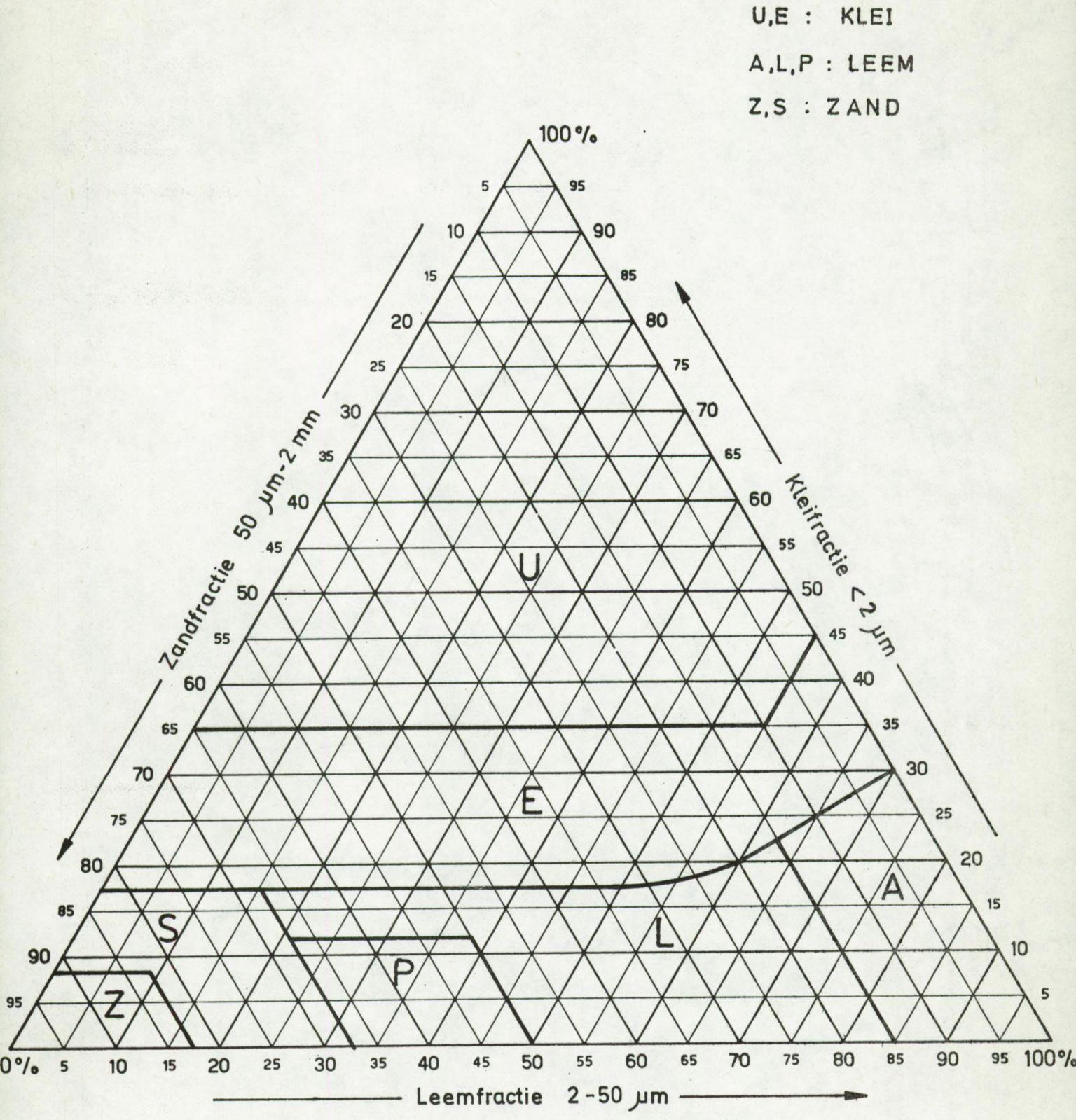


Fig. 2.1 - Klassifikatie en benaming van de grondsoorten

KORRELVERDELING

RIJKSUNIVERSITEIT GENT

GEOLOGISCH INSTITUUT

Monsternummer _ _ _ _ _ _ _ _ _ _ _ _ _ _ _

Gemeente _ _ _ _ _ _ _ _ _ _ _ _ _ _ _ _ _

Opdracht _ _ _ _ _ _ _ _ _ _ _ _ _ _ _ _ _

Labonummer _ _ _ _ _ _ _ _

Analyse door _ _ _ _ _ _ _ _

Analysedatum _ _ _ _ _ _ _

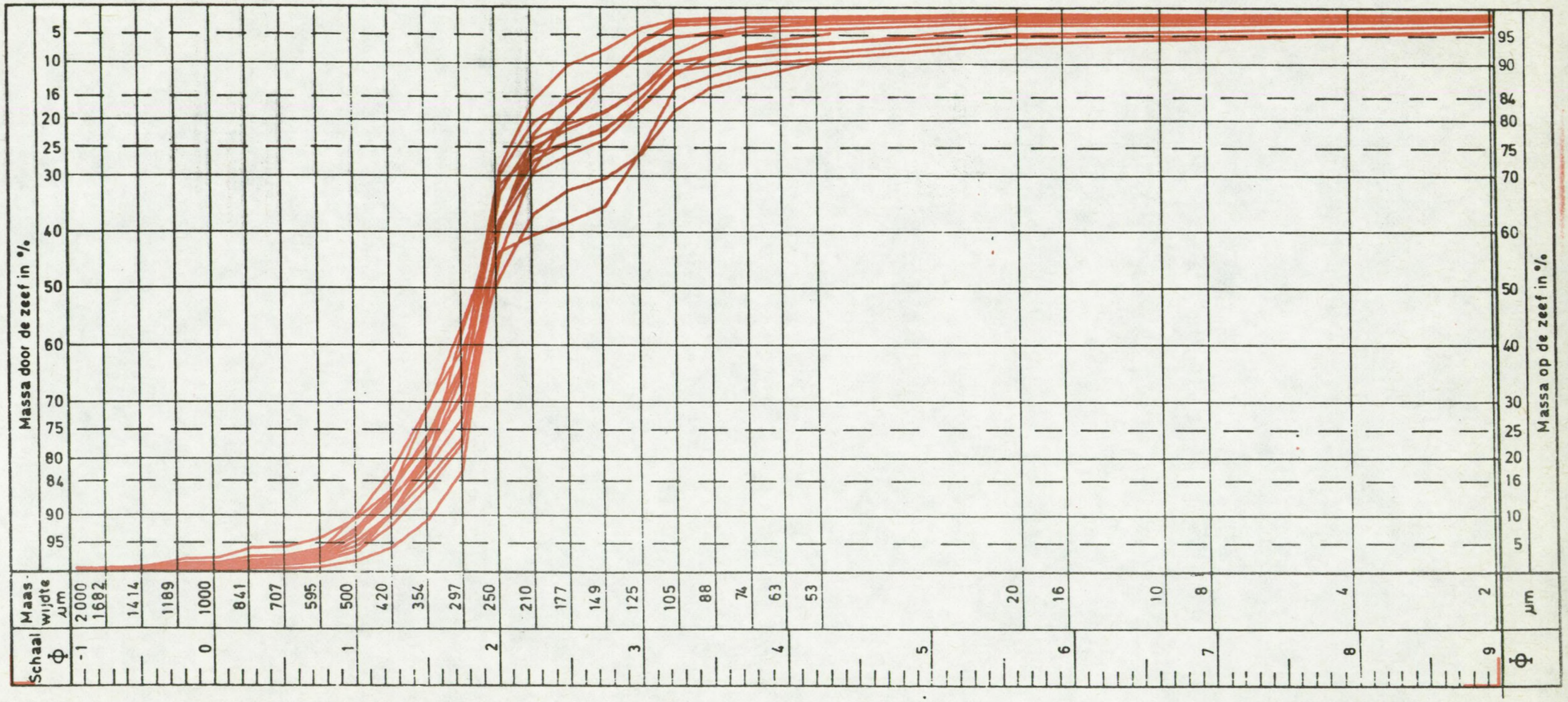


Fig. 2.2 - Laag K1 : middelmatig zand - bundel van kumulatieve kurven (12 stalen uit 9 boringen)

KORRELVERDELING

RIJKSUNIVERSITEIT GENT

GEOLOGISCH INSTITUUT

Monsternummer _ _ _ _ _ _ _ _ _ _ _ _ _ _ _

Gemeente _ _ _ _ _ _ _ _ _ _ _ _ _ _ _ _ _

Opdracht _ _ _ _ _ _ _ _ _ _ _ _ _ _ _ _ _

Labonummer _ _ _ _ _ _ _ _

Analyse door _ _ _ _ _ _ _ _

Analysedatum _ _ _ _ _ _ _

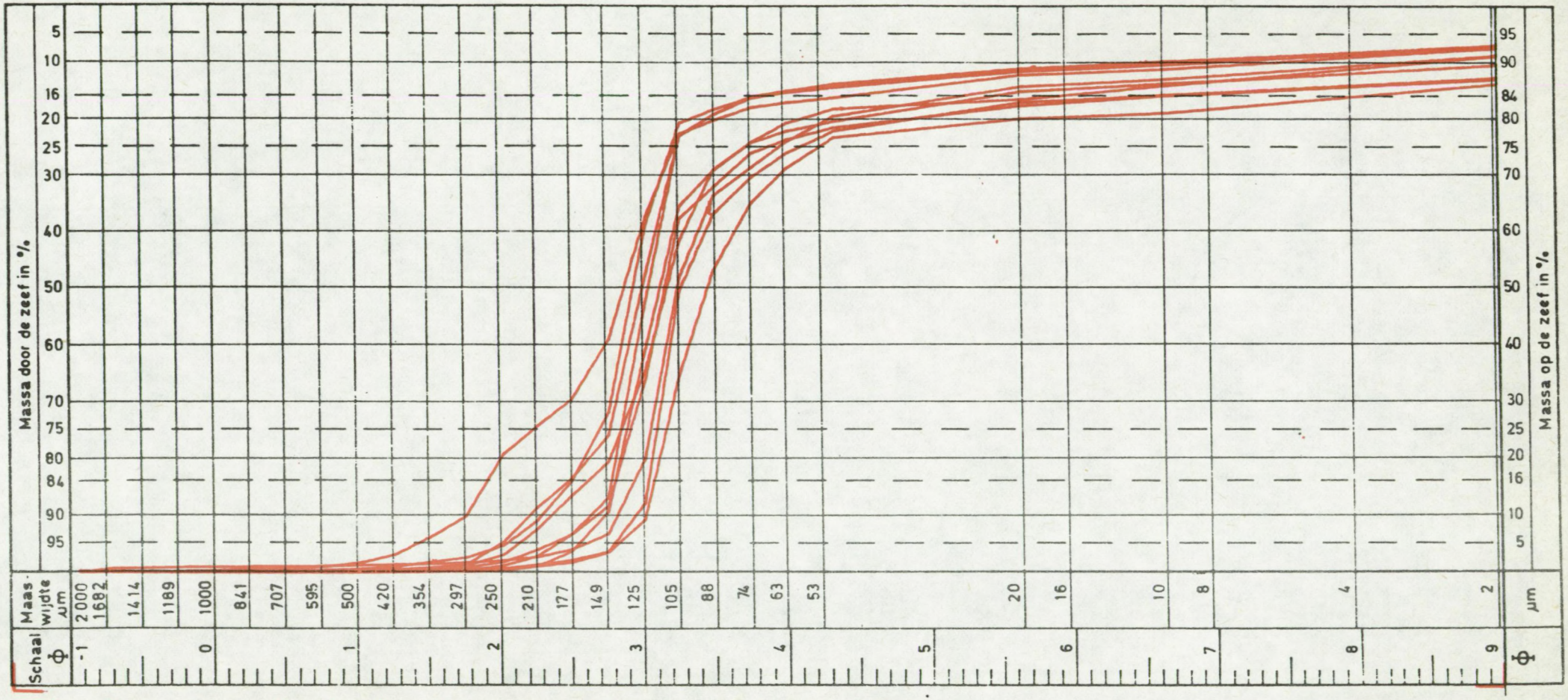


Fig. 2.3 - Laag K2, faciës K2.1 : sterk leemhoudend zeer fijn zand - bundel van kumulatieve kurven (10 stalen uit 5 boringen)

KORRELVERDELING

RIJKSUNIVERSITEIT GENT

GEOLOGISCH INSTITUUT

Monsternummer _ _ _ _ _ _ _ _ _ _ _ _ _ _ _

Gemeente _ _ _ _ _ _ _ _ _ _ _ _ _ _ _ _ _

Opdracht _ _ _ _ _ _ _ _ _ _ _ _ _ _ _ _ _

Labonummer _ _ _ _ _ _ _

Analyse door _ _ _ _ _ _ _

Analysedatum _ _ _ _ _ _

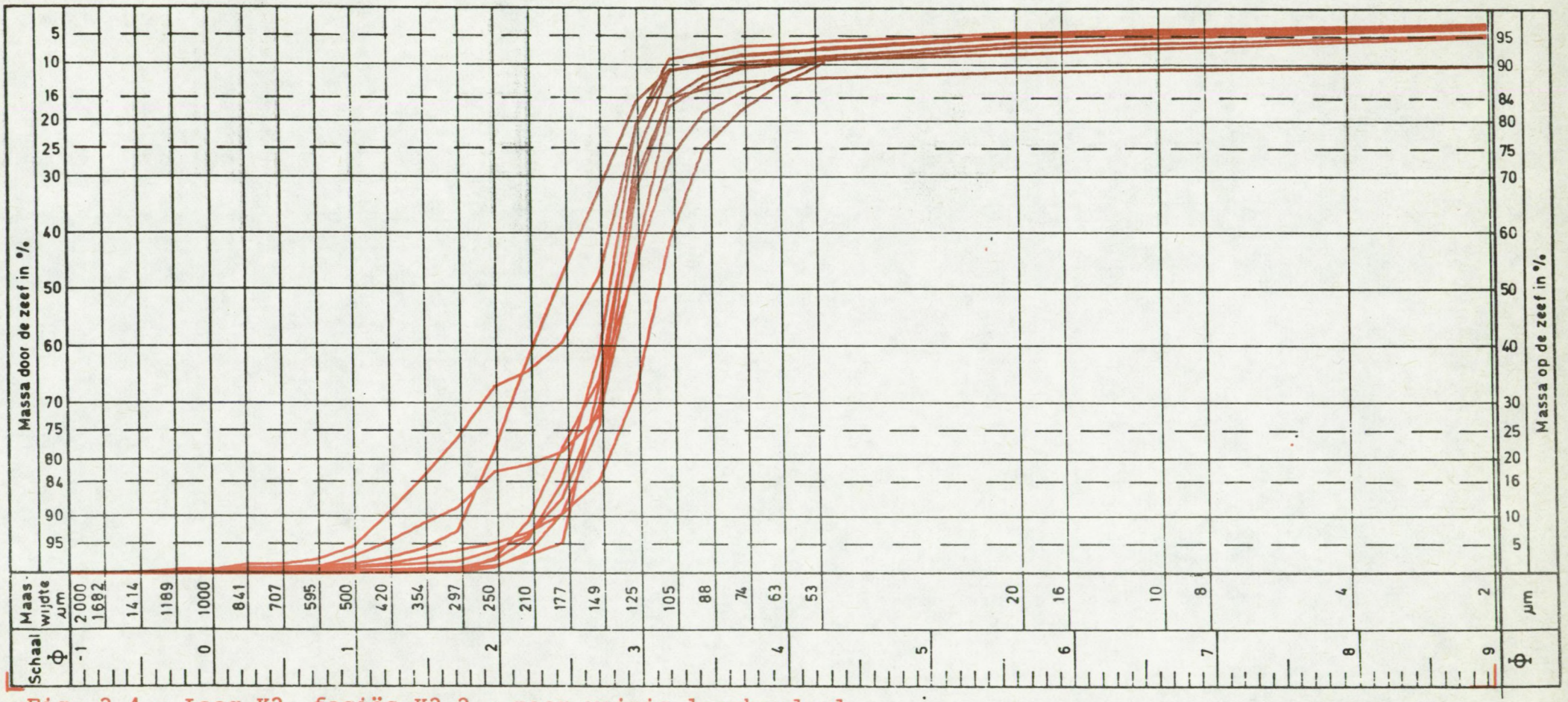


Fig. 2.4 - Laag K2, faciës K2.2 : zeer weinig leemhoudend fijn zand - bundel van kumulatieve kruven (9 stalen uit 7 boringen)

KORRELVERDELING

RIJKSUNIVERSITEIT GENT

GEOLOGISCH INSTITUUT

Monsternummer _ _ _ _ _ _ _ _ _ _ _ _ _ _ _

Gemeente _ _ _ _ _ _ _ _ _ _ _ _ _ _ _ _ _

Opdracht _ _ _ _ _ _ _ _ _ _ _ _ _ _ _ _ _

Labonummer _ _ _ _ _ _ _ _

Analyse door _ _ _ _ _ _ _ _

Analysedatum _ _ _ _ _ _ _

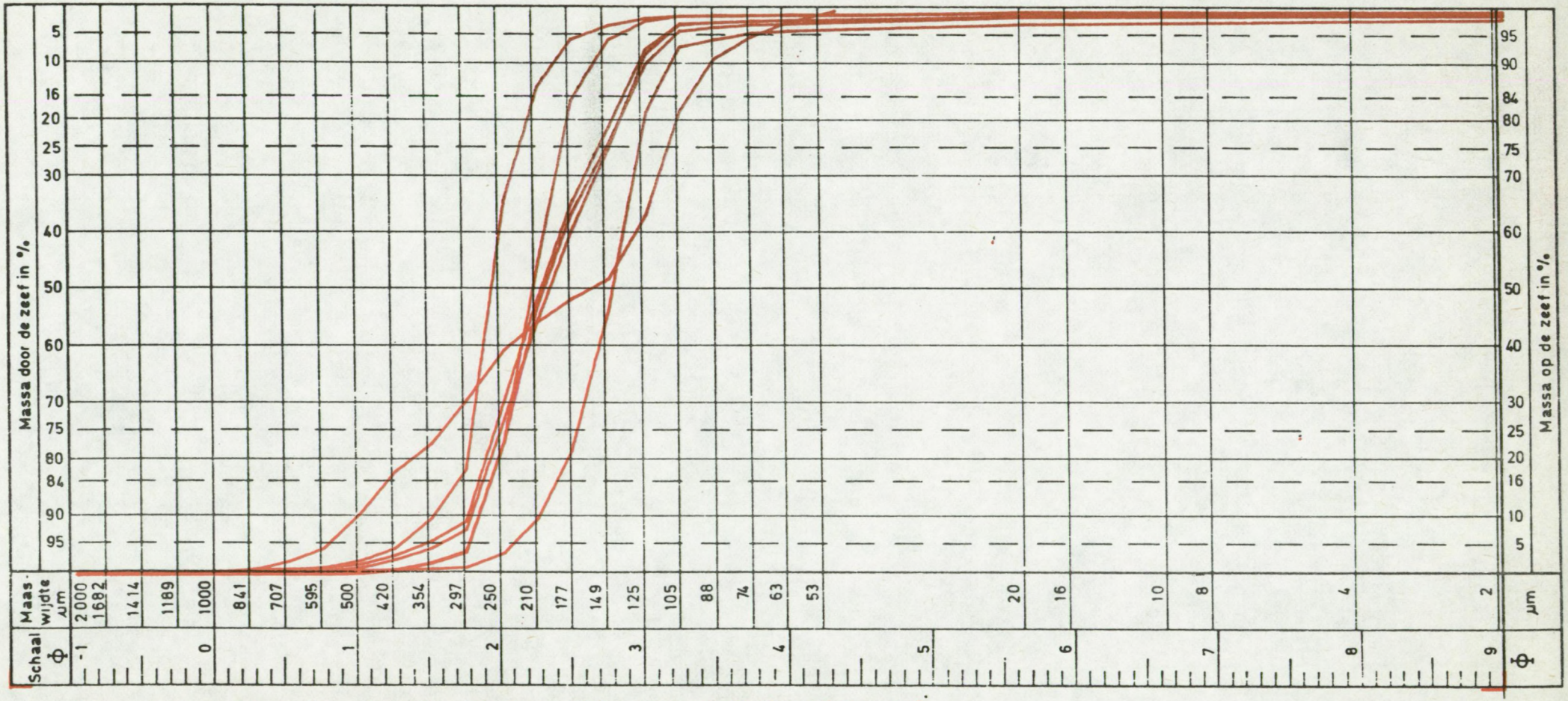


Fig. 2.5 - Laag K2, faciës K2.3 : fijn tot middelmatig zand met schelpen - bundel van kumulatieve kurven (7 stalen uit 4 boringen)

KORRELVERDELING

RIJKSUNIVERSITEIT GENT

GEOLOGISCH INSTITUUT

Monsternummer _ _ _ _ _ _ _ _ _ _ _ _ _ _ _

Gemeente _ _ _ _ _ _ _ _ _ _ _ _ _ _ _ _ _

Opdracht _ _ _ _ _ _ _ _ _ _ _ _ _ _ _ _ _

Labonummer _ _ _ _ _ _ _ _

Analyse door _ _ _ _ _ _ _ _

Analysedatum _ _ _ _ _ _ _

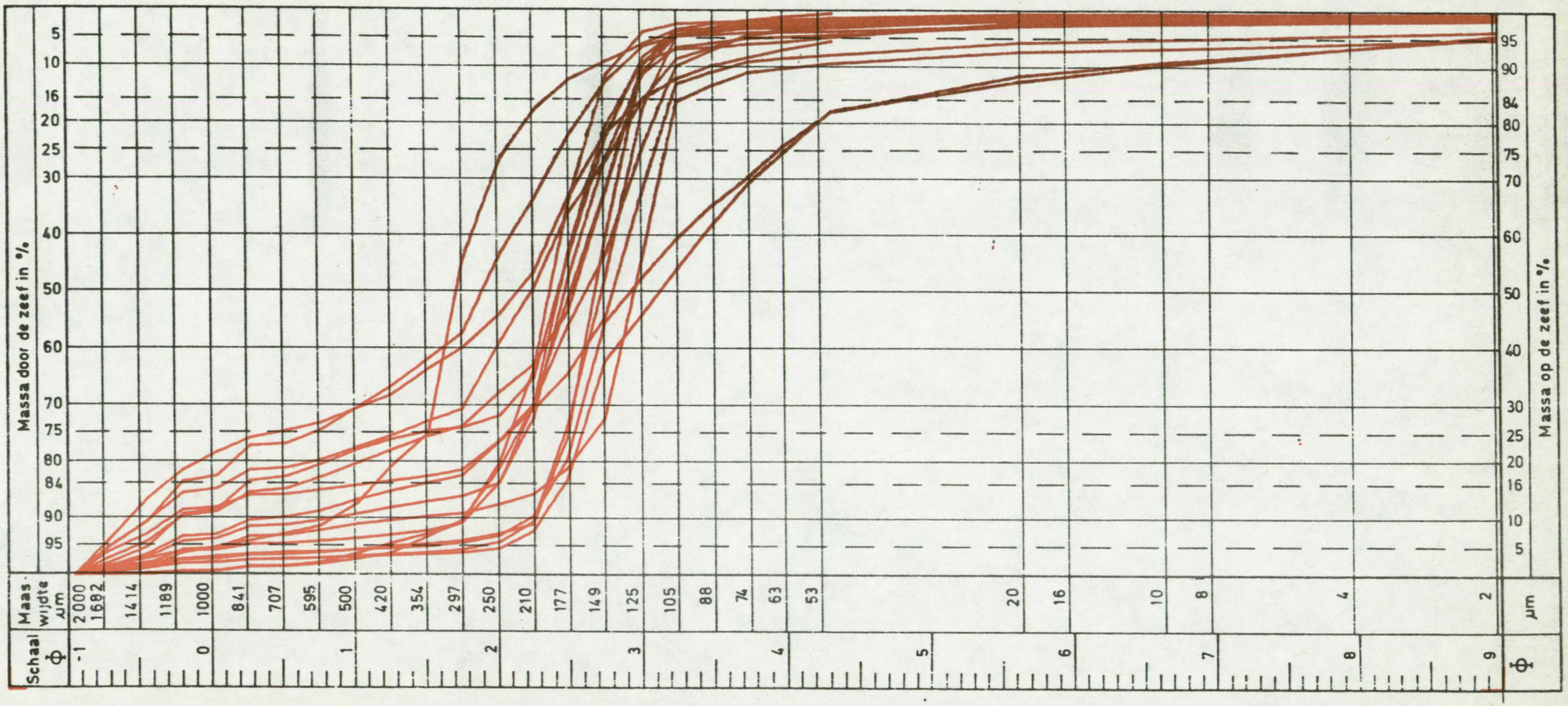


Fig. 2.6 - Laag K3, faciës K3.1 : grinthoudend zand tot zand-houdend grint - bundel van kumulatieve kurven (17 stalen uit 9 boringen)

KORRELVERDELING

RIJKSUNIVERSITEIT GENT

GEOLOGISCH INSTITUUT

Monsternummer _ _ _ _ _ _ _ _ _ _ _ _ _ _ _

Gemeente _ _ _ _ _ _ _ _ _ _ _ _ _ _ _ _ _

Opdracht _ _ _ _ _ _ _ _ _ _ _ _ _ _ _ _ _

Labonummer _ _ _ _ _ _ _

Analyse door _ _ _ _ _ _ _

Analysedatum _ _ _ _ _ _

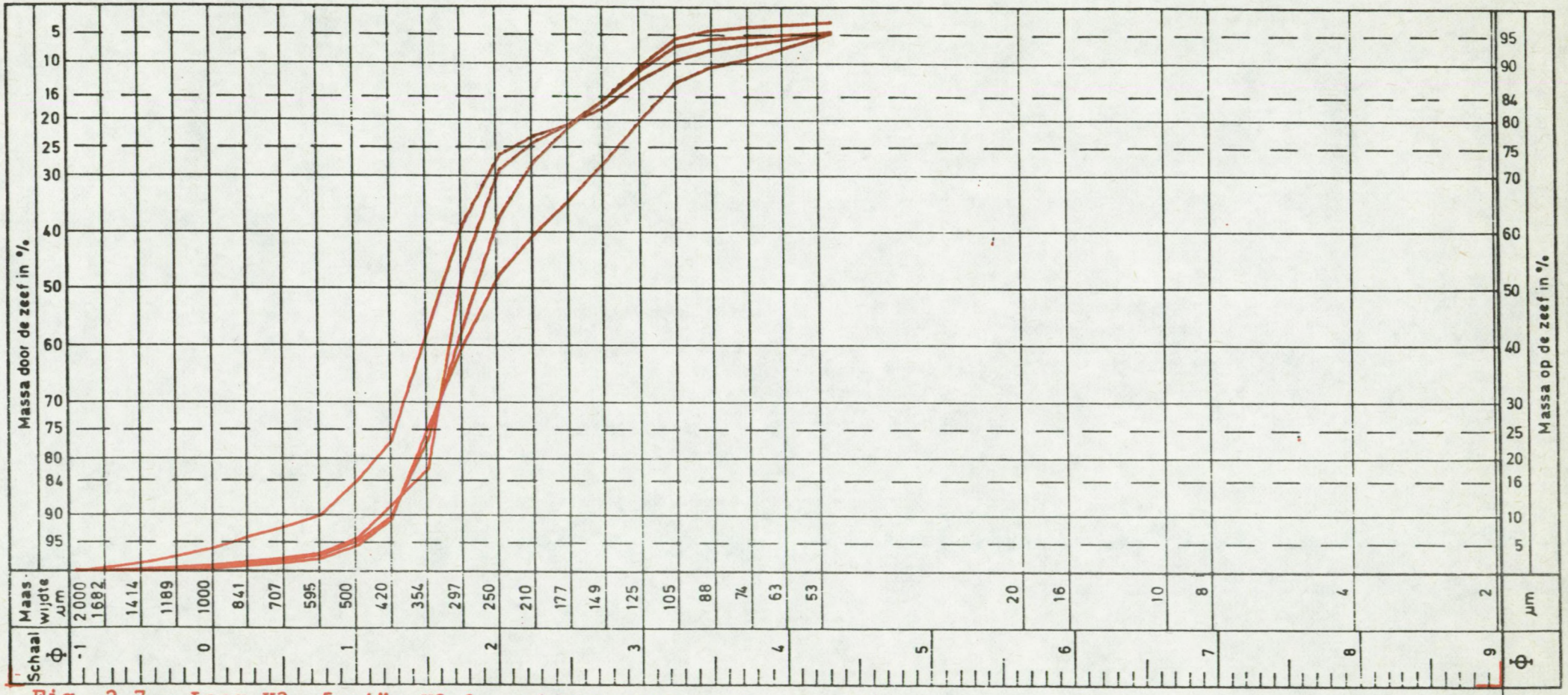


Fig. 2.7 - Laag K3, faciës K3.2 : middelmatig zand - bundel van kumulatieve kurven (4 stalen uit 2 boringen)

KORRELVERDELING

RIJKSUNIVERSITEIT GENT

GEOLOGISCH INSTITUUT

Monsternummer _ _ _ _ _ _ _ _ _ _ _ _ _ _ _

Gemeente _ _ _ _ _ _ _ _ _ _ _ _ _ _ _ _ _

Opdracht _ _ _ _ _ _ _ _ _ _ _ _ _ _ _ _ _

Labonummer _ _ _ _ _ _ _ _

Analyse door _ _ _ _ _ _ _ _

Analysedatum _ _ _ _ _ _ _ _

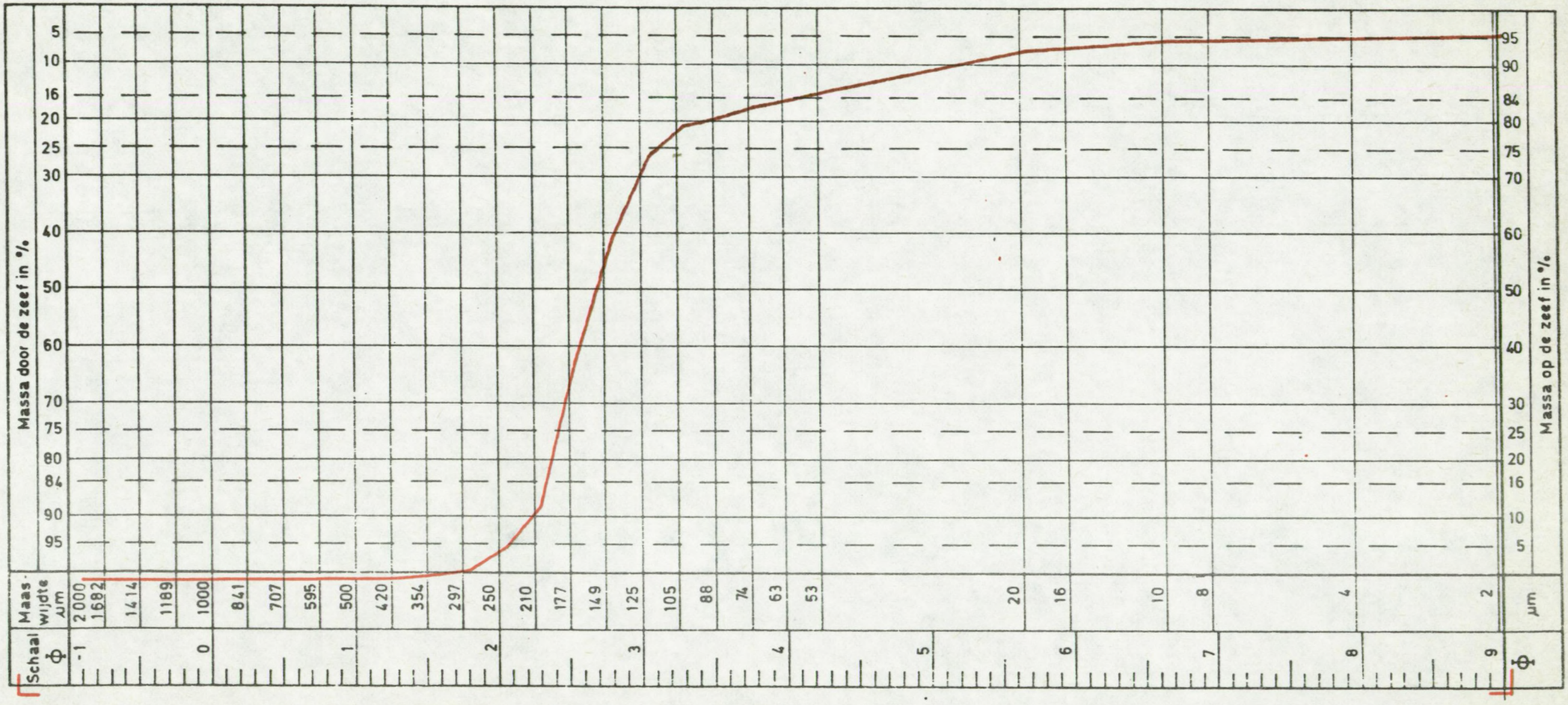


Fig. 2.8 - Laag K4 : leemhoudend zand - kumulatieve kurve van het staal, afkomstig uit de boring 8.69 (diepte : 17,5-18 m)

KORRELVERDELING

RIJKSUNIVERSITEIT GENT

GEOLOGISCH INSTITUUT

Monsternummer _ _ _ _ _ _ _ _ _ _ _ _ _ _ _

Gemeente _ _ _ _ _ _ _ _ _ _ _ _ _ _ _ _ _

Opdracht _ _ _ _ _ _ _ _ _ _ _ _ _ _ _ _ _

Labonummer _ _ _ _ _ _ _ _

Analyse door _ _ _ _ _ _ _ _

Analysedatum _ _ _ _ _ _ _

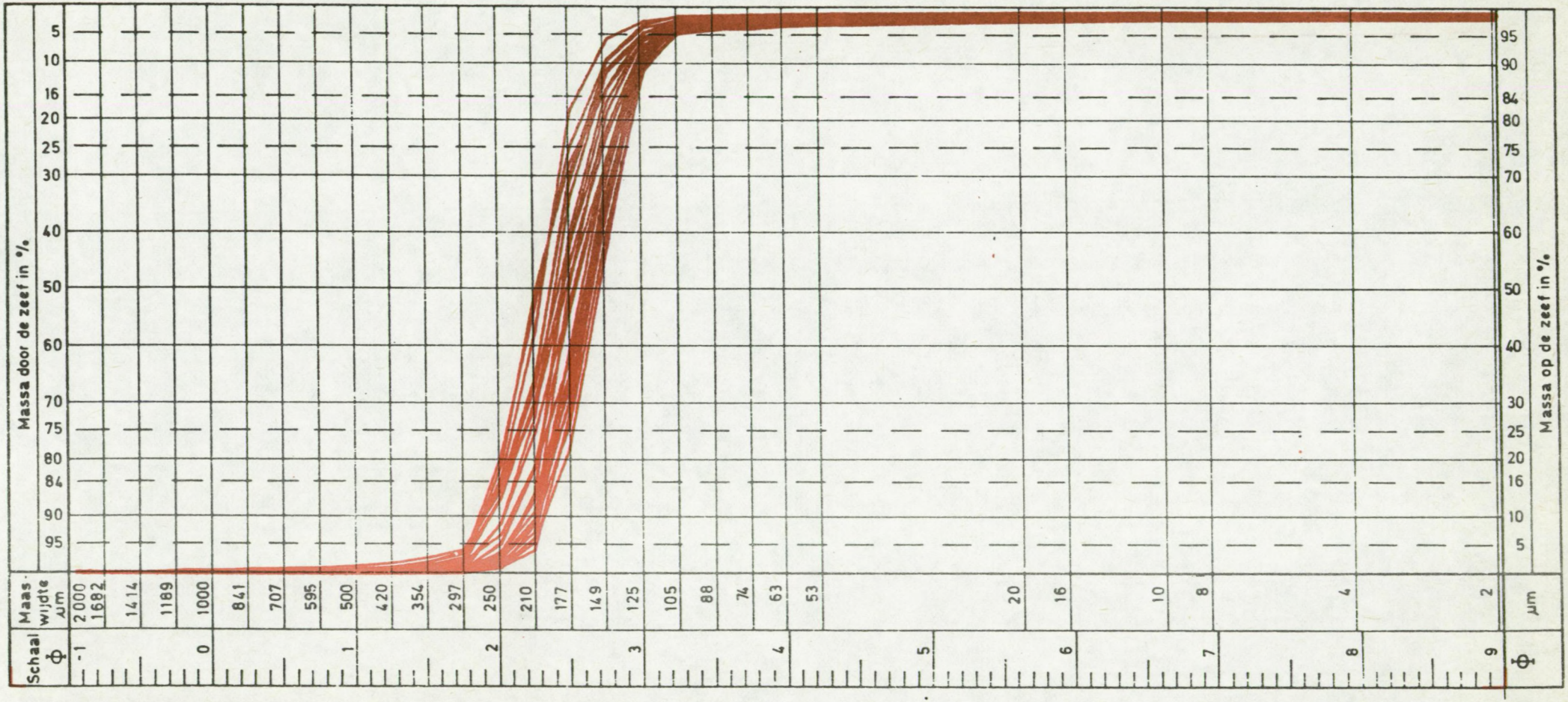


Fig. 2.9 - Laag K6 : fijn zand met schelpen - bundel van kumulatieve kurven (27 stalen uit 3 boringen)

KORRELVERDELING

RIJKSUNIVERSITEIT GENT

GEOLOGISCH INSTITUUT

Monsternummer _ _ _ _ _ _ _ _ _ _ _ _ _ _ _

Gemeente _ _ _ _ _ _ _ _ _ _ _ _ _ _ _ _ _

Opdracht _ _ _ _ _ _ _ _ _ _ _ _ _ _ _ _ _

Labonummer _ _ _ _ _ _ _ _

Analyse door _ _ _ _ _ _ _ _

Analysedatum _ _ _ _ _ _ _

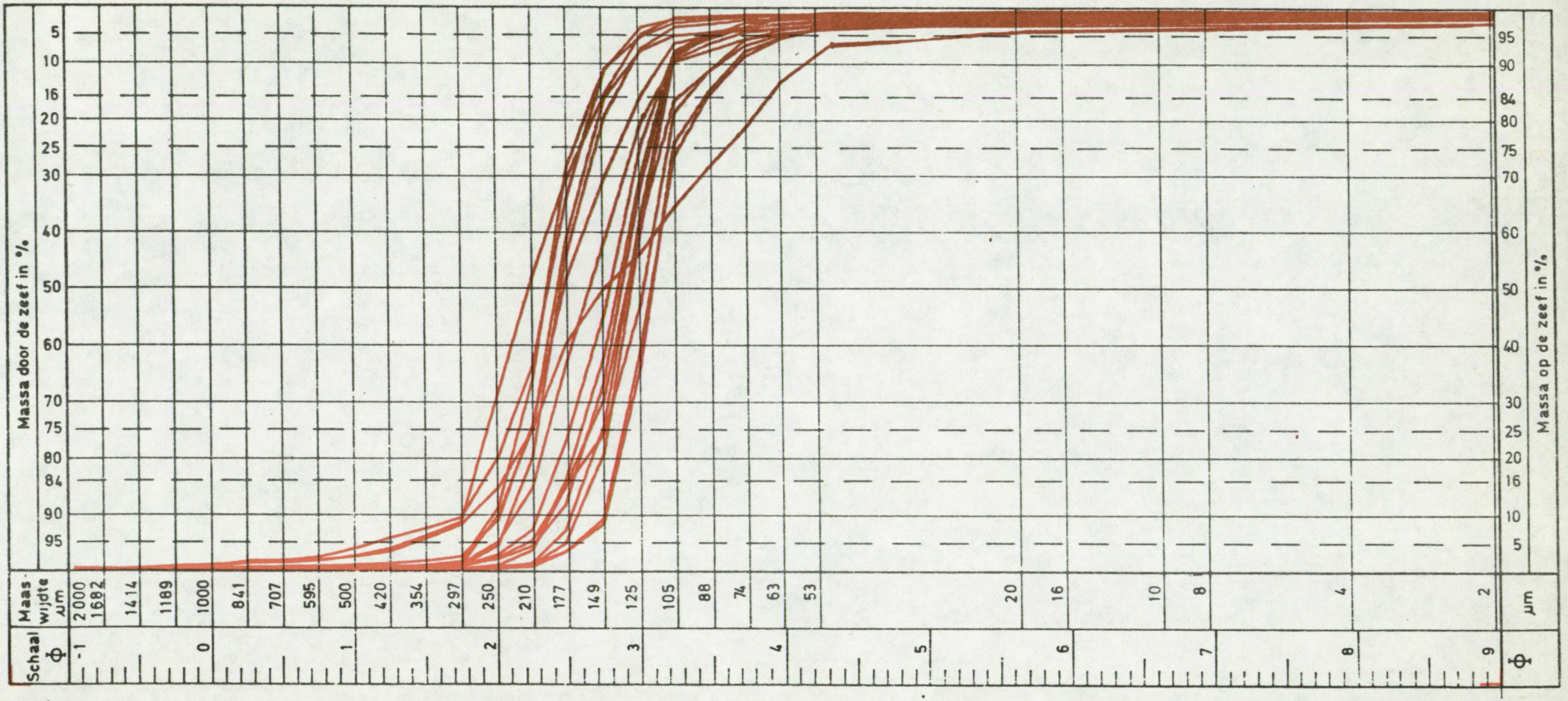


Fig. 2.10 - Laag K7, faciës K7.1 : fijn tot zeer fijn zand - bundel van kumulatieve kurven (17 stalen uit 7 boringen)

KORRELVERDELING

RIJKSUNIVERSITEIT GENT

GEOLOGISCH INSTITUUT

Monsternummer _ _ _ _ _ _ _ _ _ _ _ _ _ _ _

Gemeente _ _ _ _ _ _ _ _ _ _ _ _ _ _ _ _ _

Opdracht _ _ _ _ _ _ _ _ _ _ _ _ _ _ _ _ _

Labonummer _ _ _ _ _ _ _

Analyse door _ _ _ _ _ _ _

Analysedatum _ _ _ _ _ _

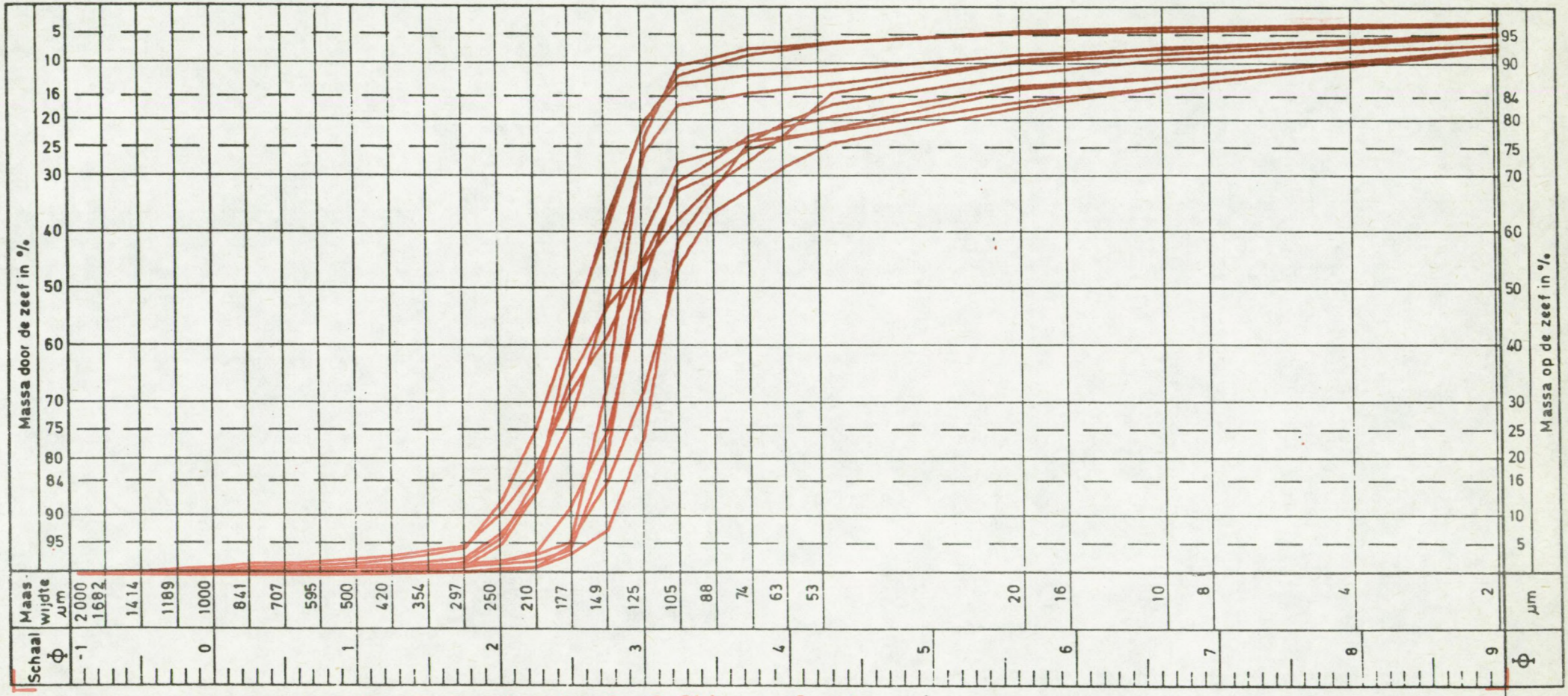


Fig. 2.11 - Laag K7, faciës K7.2 : leemhoudend fijn zand met klei- en veenlaagjes - bundel van kumulatieve kurven (11 stalen uit 6 boringen)

KORRELVERDELING

RIJKSUNIVERSITEIT GENT

GEOLOGISCH INSTITUUT

Monsternummer _ _ _ _ _ _ _ _ _ _ _ _ _ _ _

Gemeente _ _ _ _ _ _ _ _ _ _ _ _ _ _ _ _ _

Opdracht _ _ _ _ _ _ _ _ _ _ _ _ _ _ _ _ _

Labonummer _ _ _ _ _ _ _

Analyse door _ _ _ _ _ _ _

Analysedatum _ _ _ _ _ _

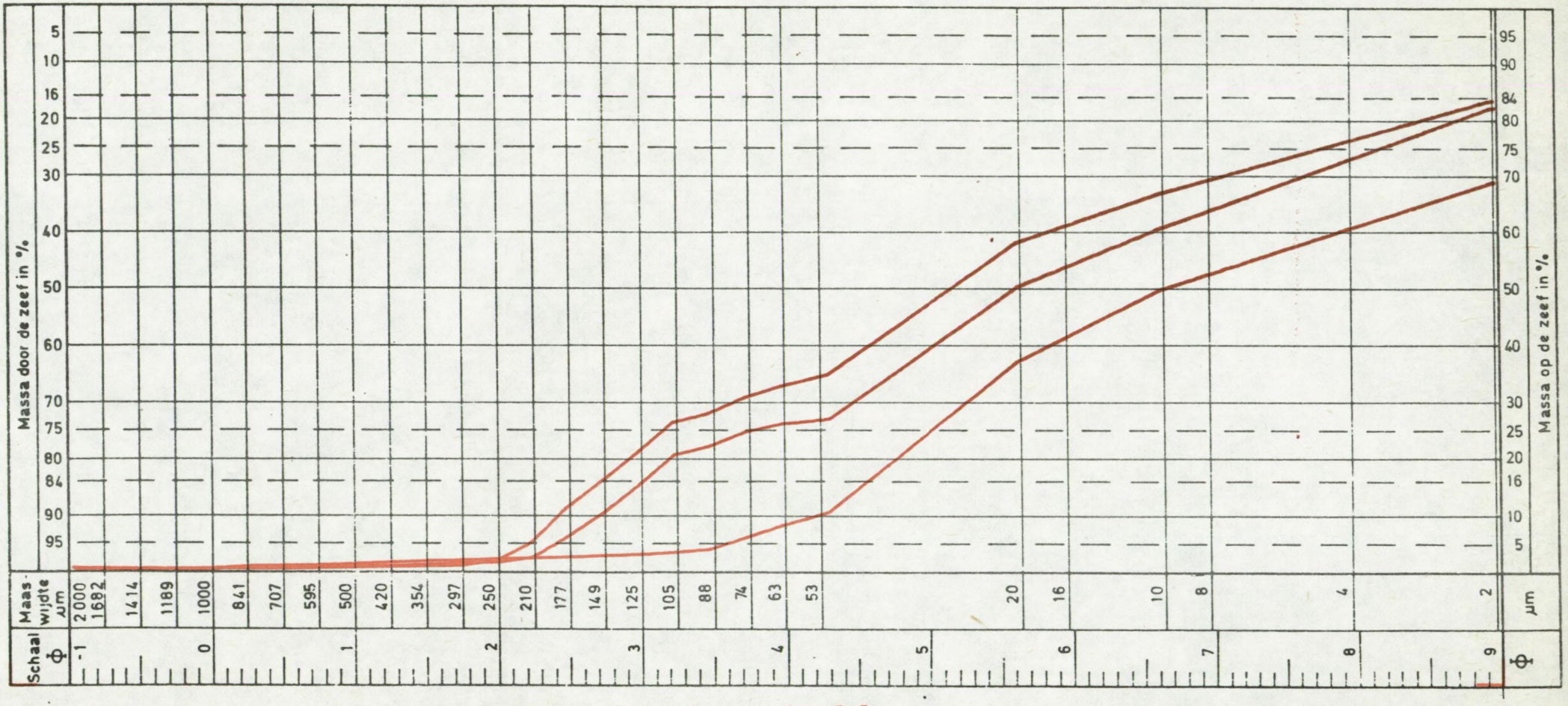


Fig. 2.12 - Laag K7, faciës K7.3 : blauwgrijze klei - bundel van kumulatieve kurven (3 stalen uit 2 boringen)

KORRELVERDELING

RIJKSUNIVERSITEIT GENT

GEOLOGISCH INSTITUUT

Monsternummer _ _ _ _ _ _ _ _ _ _ _ _ _ _ _

Gemeente _ _ _ _ _ _ _ _ _ _ _ _ _ _ _ _ _

Opdracht _ _ _ _ _ _ _ _ _ _ _ _ _ _ _ _ _

Labonummer _ _ _ _ _ _ _ _

Analyse door _ _ _ _ _ _ _ _

Analysedatum _ _ _ _ _ _ _

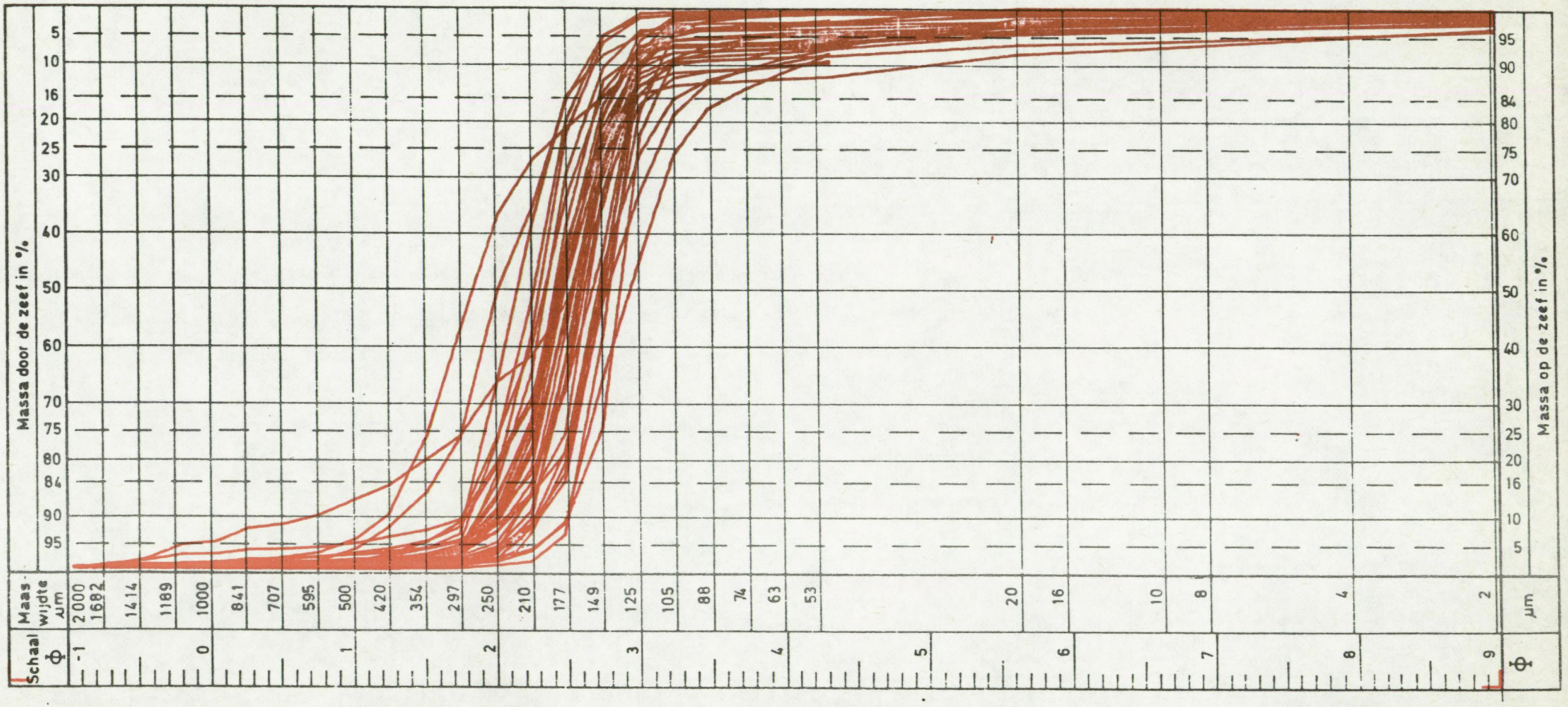


Fig. 2.13 - Laag K9, faciës K9.1 : grijs fijn zand met schelpen - bundel van kumulatieve kurven (46 stalen uit 17 boringen)

KORRELVERDELING

RIJKSUNIVERSITEIT GENT

GEOLOGISCH INSTITUUT

Monsternummer _ _ _ _ _ _ _ _ _ _ _ _ _ _ _

Gemeente _ _ _ _ _ _ _ _ _ _ _ _ _ _ _ _ _

Opdracht _ _ _ _ _ _ _ _ _ _ _ _ _ _ _ _ _

Labonummer _ _ _ _ _ _ _ _

Analyse door _ _ _ _ _ _ _ _

Analysedatum _ _ _ _ _ _ _

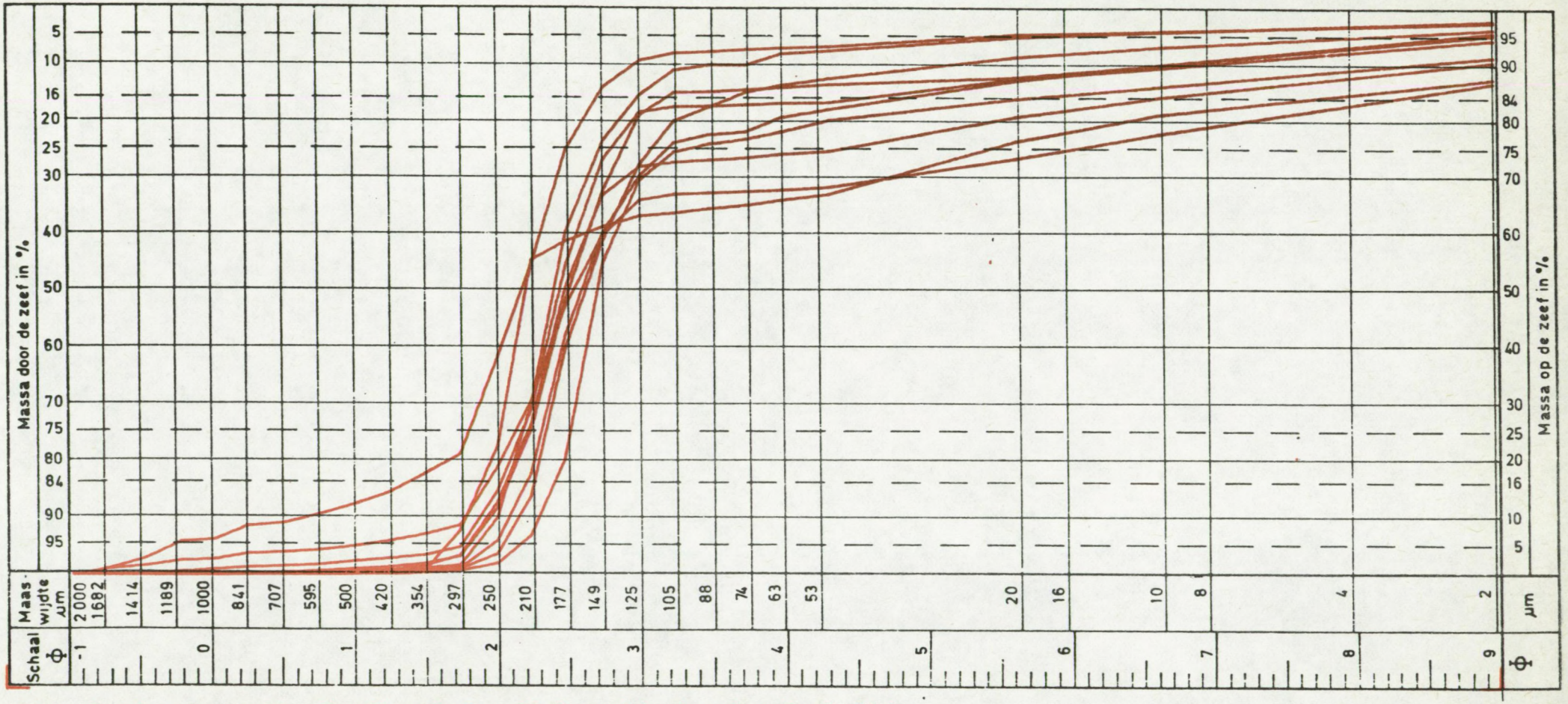


Fig. 2.14 - Laag K9, faciës K9.2 : lichtgrijs leemhoudend fijn zand met kleilaagjes - bundel van kumulatieve kurven (11 stalen uit 7 boringen)

KORRELVERDELING

RIJKSUNIVERSITEIT GENT

GEOLOGISCH INSTITUUT

Monsternummer _ _ _ _ _ _ _ _ _ _ _ _ _ _ _

Gemeente _ _ _ _ _ _ _ _ _ _ _ _ _ _ _ _ _

Opdracht _ _ _ _ _ _ _ _ _ _ _ _ _ _ _ _ _

Labonummer _ _ _ _ _ _ _ _

Analyse door _ _ _ _ _ _ _ _

Analysedatum _ _ _ _ _ _ _

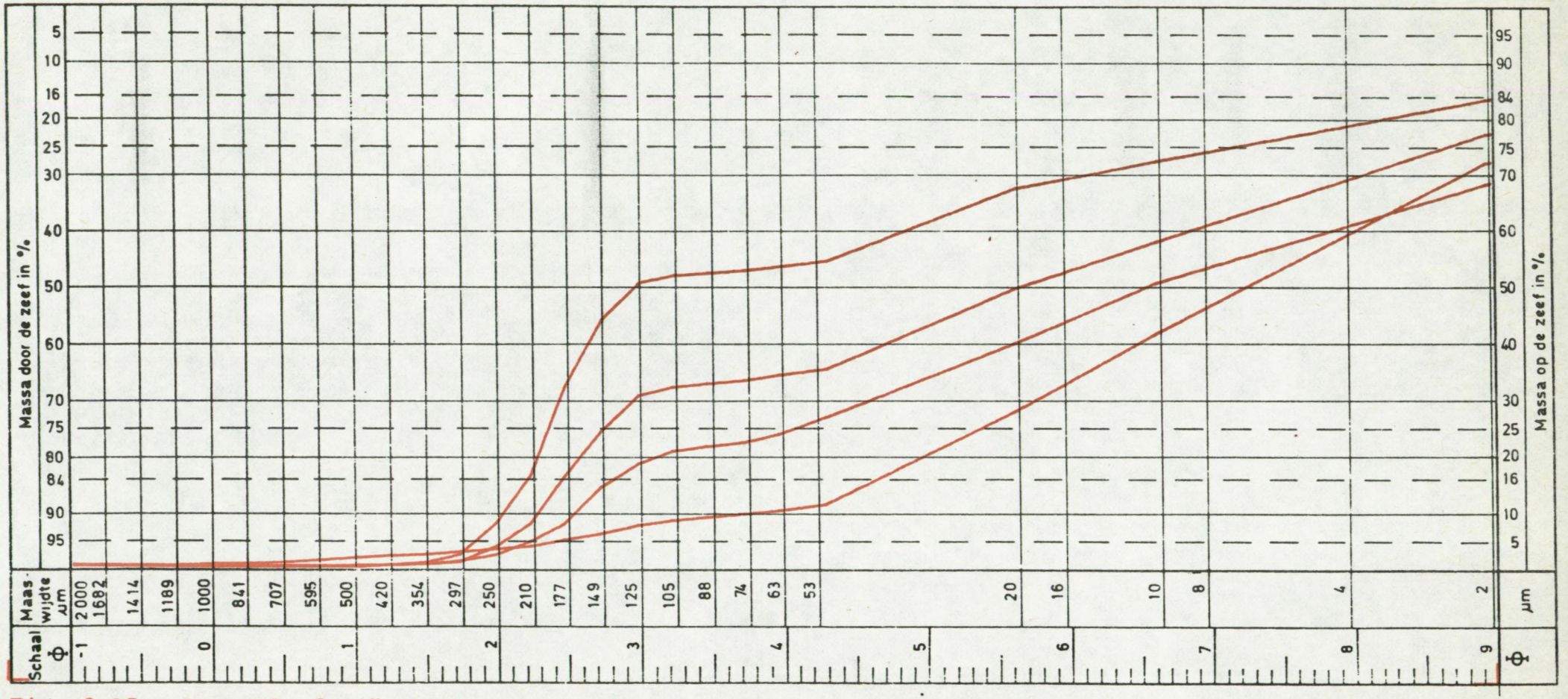


Fig. 2.15 - Laag K9, faciës K9.3 : grijze klei - bundel van kumulatieve kurven (4 stalen uit 4 boringen)

KORRELVERDELING

RIJKSUNIVERSITEIT GENT

GEOLOGISCH INSTITUUT

Monsternummer _ _ _ _ _ _ _ _ _ _ _ _ _ _ _

Gemeente _ _ _ _ _ _ _ _ _ _ _ _ _ _ _ _ _

Opdracht _ _ _ _ _ _ _ _ _ _ _ _ _ _ _ _ _

Labonummer _ _ _ _ _ _ _ _

Analyse door _ _ _ _ _ _ _ _

Analysedatum _ _ _ _ _ _ _

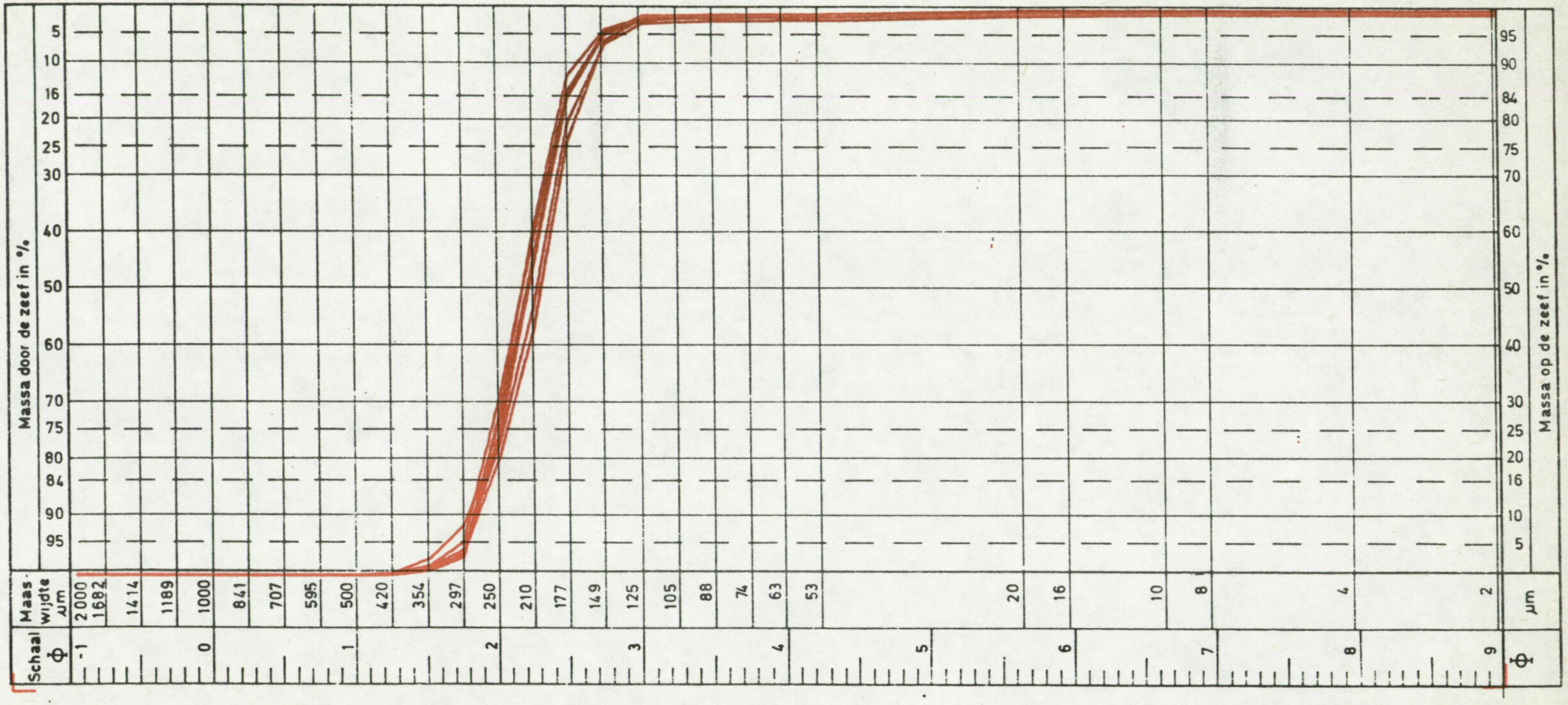


Fig. 2.16 - Laag K10, faciës K10.1 : duinzand - bundel van kumulatieve kurven (7 stalen uit 4 boringen)

KORRELVERDELING

RIJKSUNIVERSITEIT GENT

GEOLOGISCH INSTITUUT

Monsternummer _ _ _ _ _ _ _ _ _ _ _ _ _ _ _

Gemeente _ _ _ _ _ _ _ _ _ _ _ _ _ _ _ _ _

Opdracht _ _ _ _ _ _ _ _ _ _ _ _ _ _ _ _ _

Labonummer _ _ _ _ _ _ _ _

Analyse door _ _ _ _ _ _ _ _

Analysedatum _ _ _ _ _ _ _

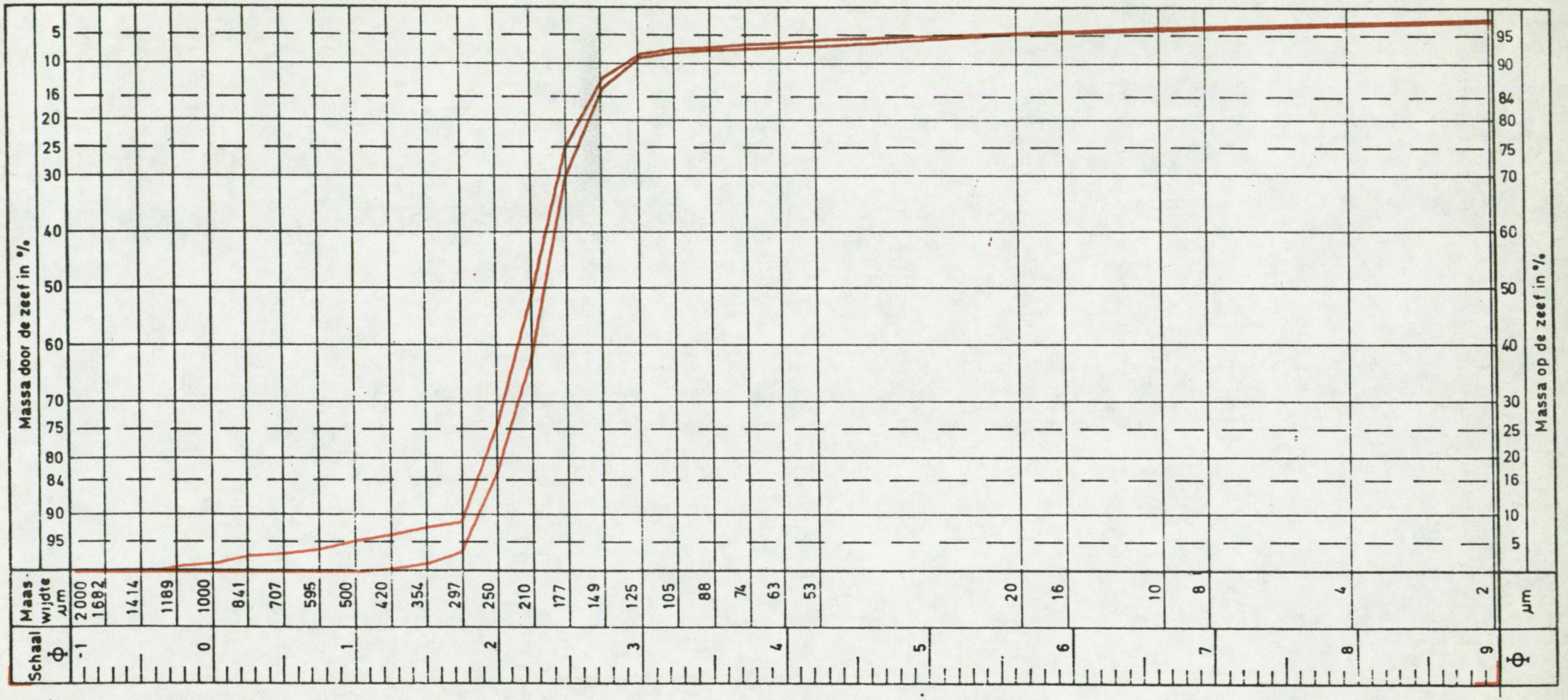


Fig. 2.17 - Laag K10, faciës K10.2 : zeer weinig leemhoudend fijn zand - bundel van kumulatieve kurven (28 stalen uit 2 boringen)

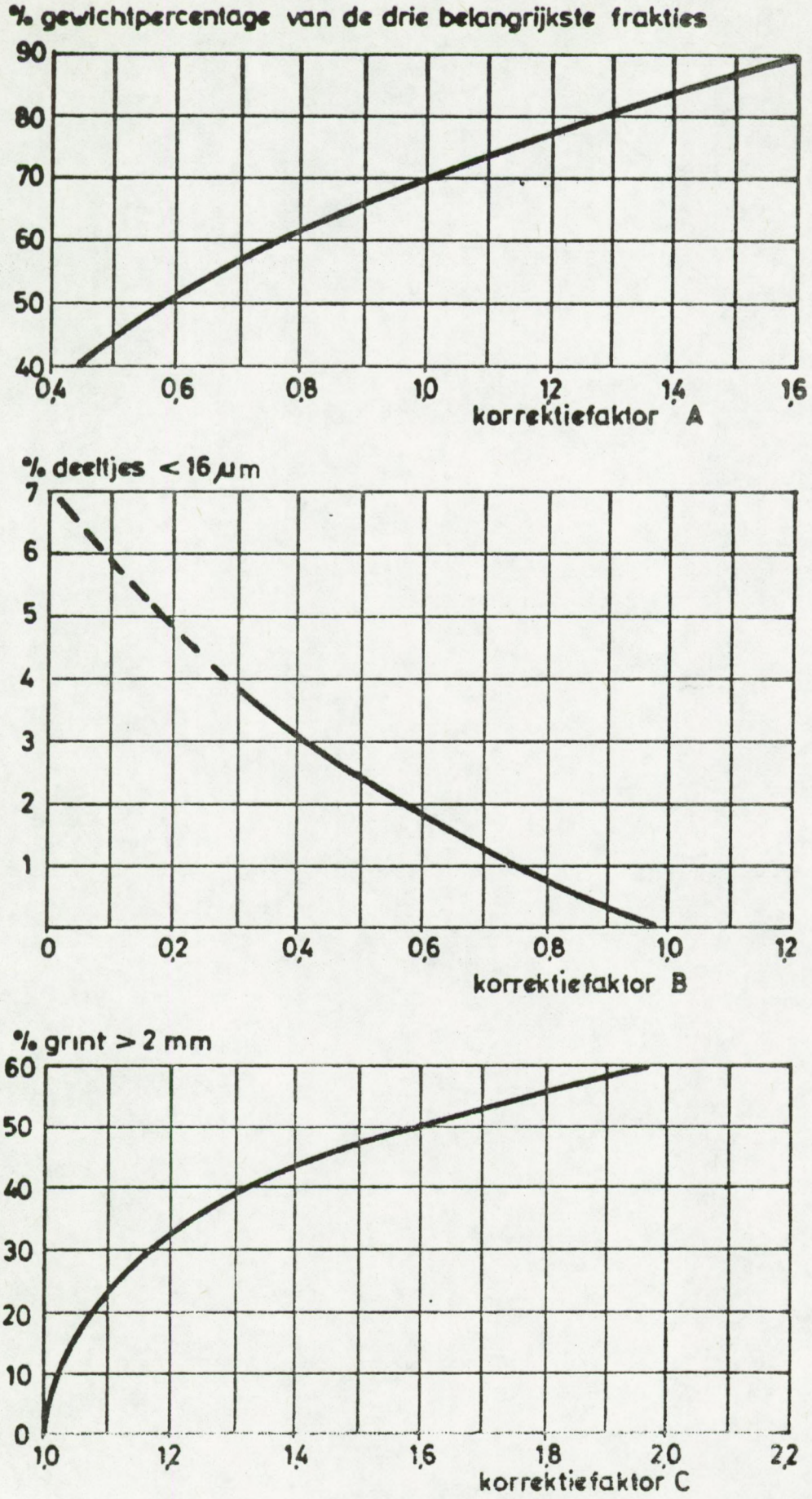


Fig. 2.18 - Koëfficiënten A, B en C in de formule van ERNST

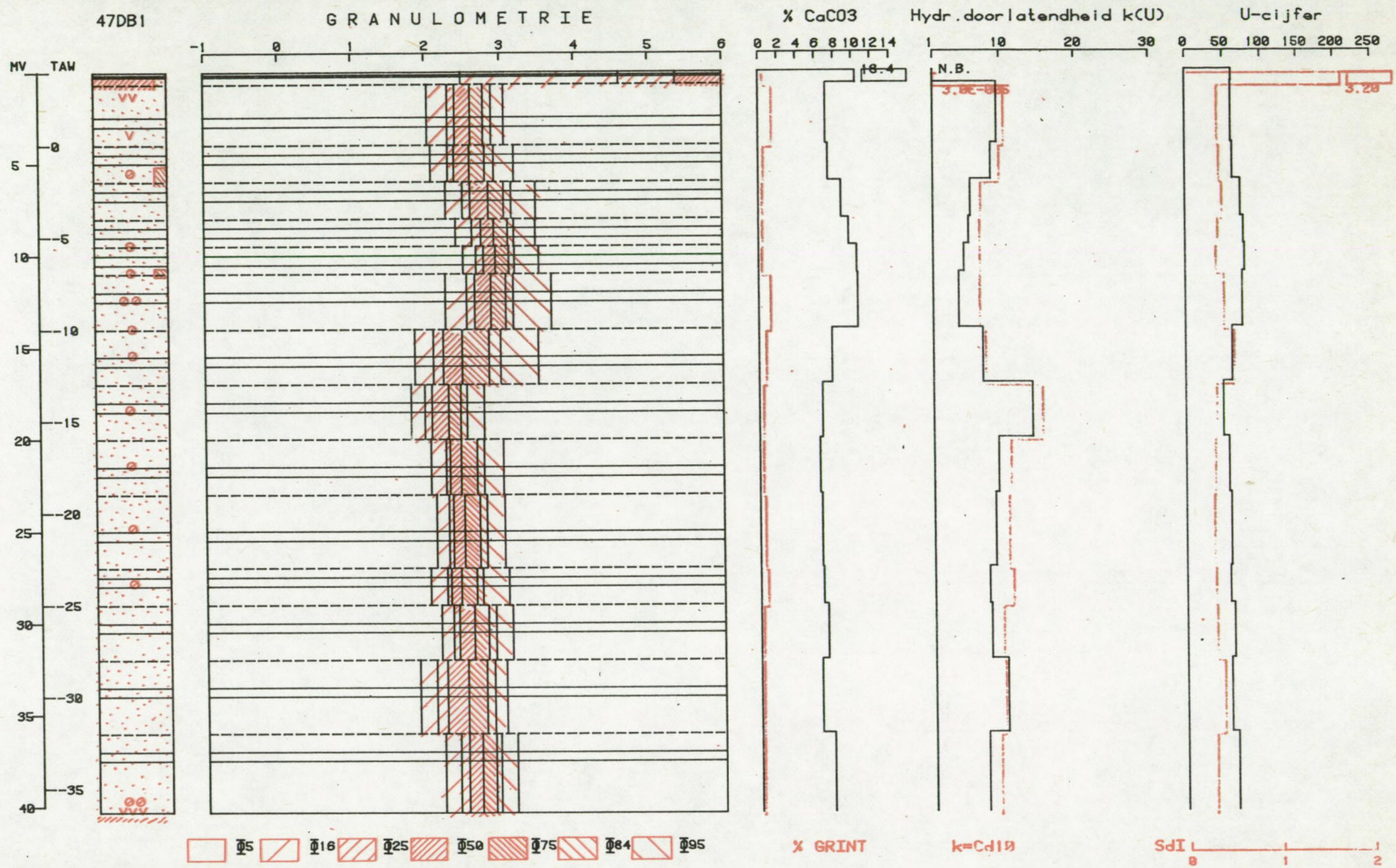


Fig. 2.19 - Hydrolitologisch profiel van de boring 7.13 (47DB1)

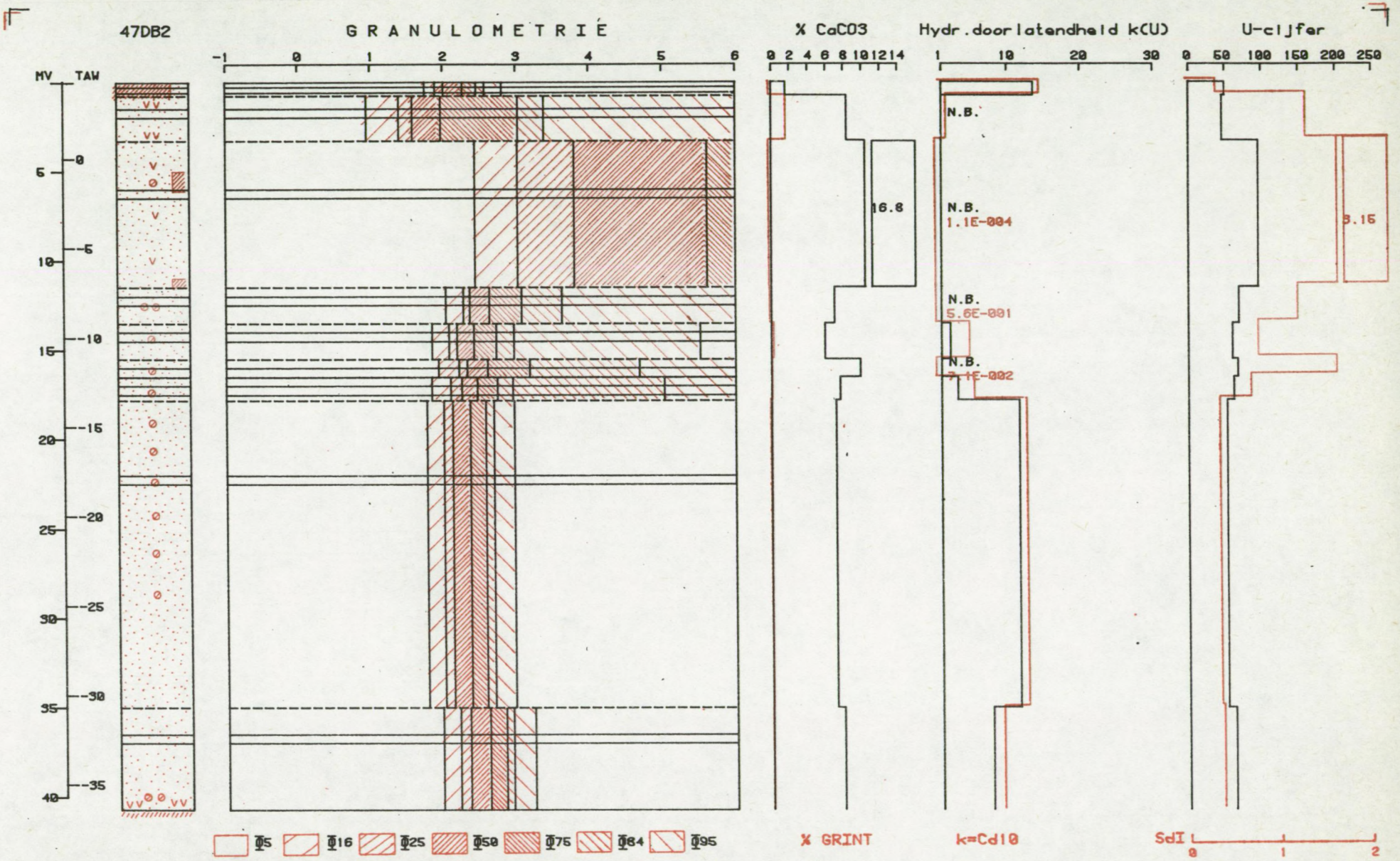


Fig. 2.20 - Hydrolitologisch profiel van de boring 7.14 (47DB2)

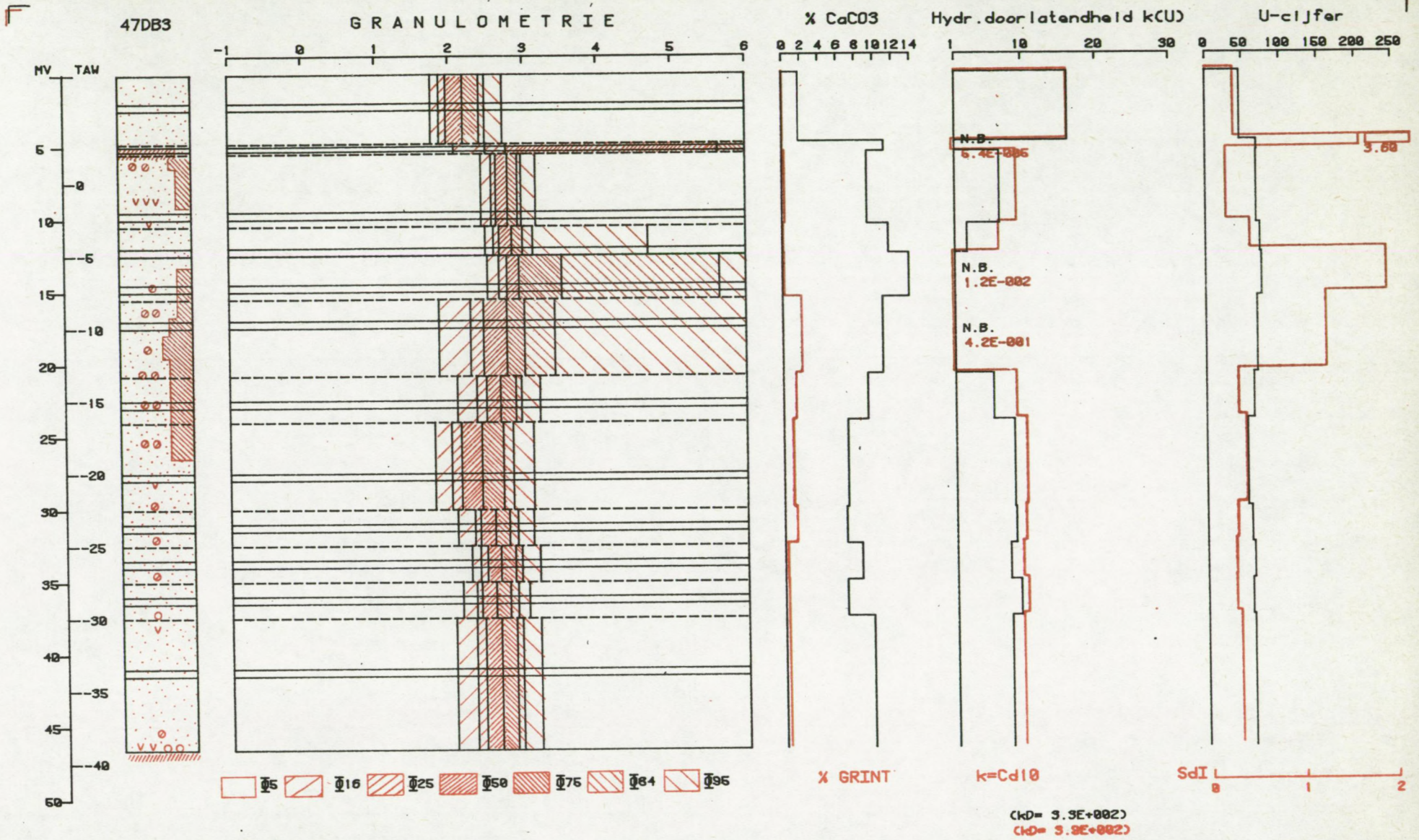


Fig. 2.21 - Hydrolitologisch profiel van de boring 7.15 (47DB3)

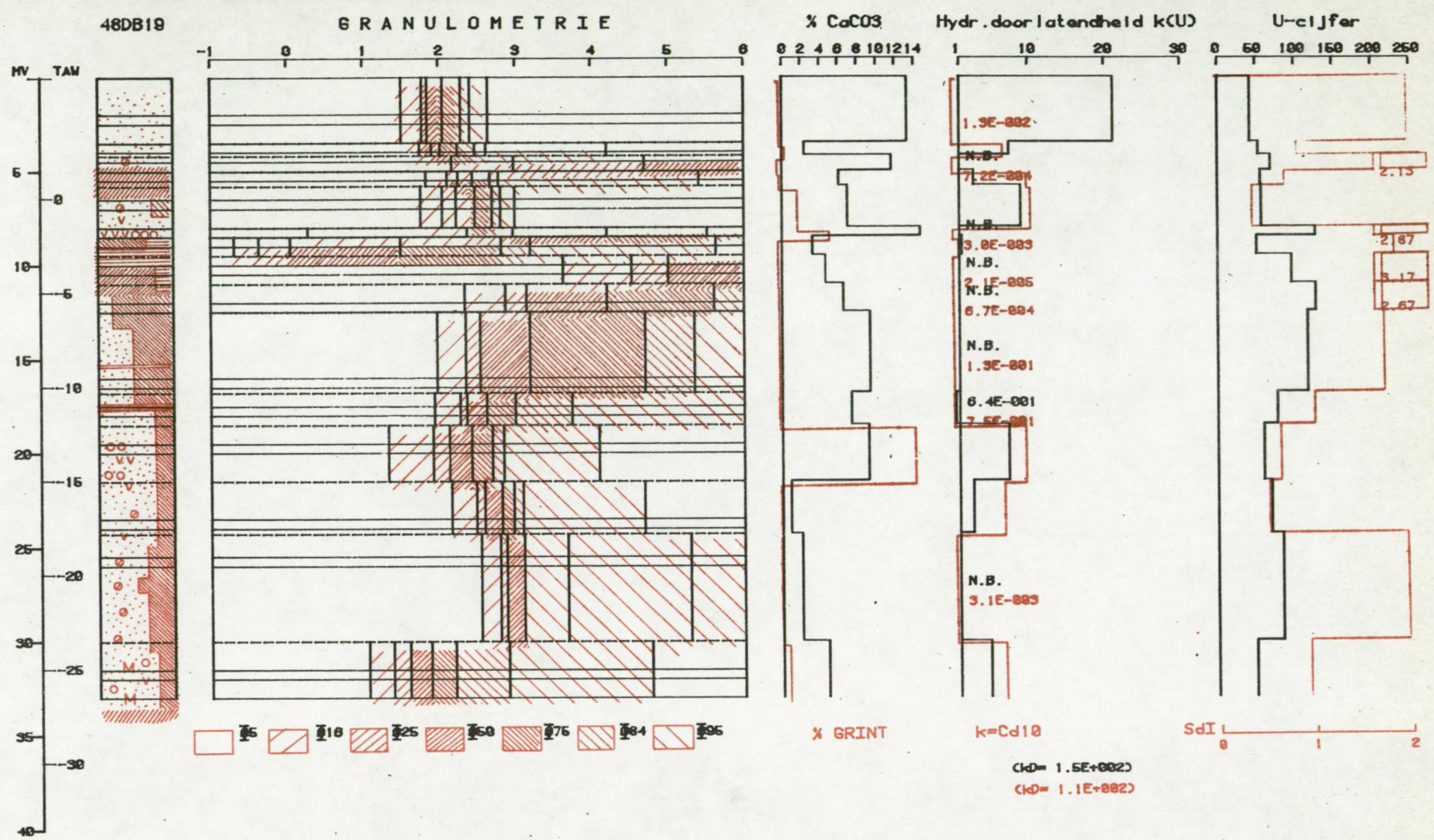


Fig. 2.22 - Hydrolitologisch profiel van de boring 8.69 (48DB19)

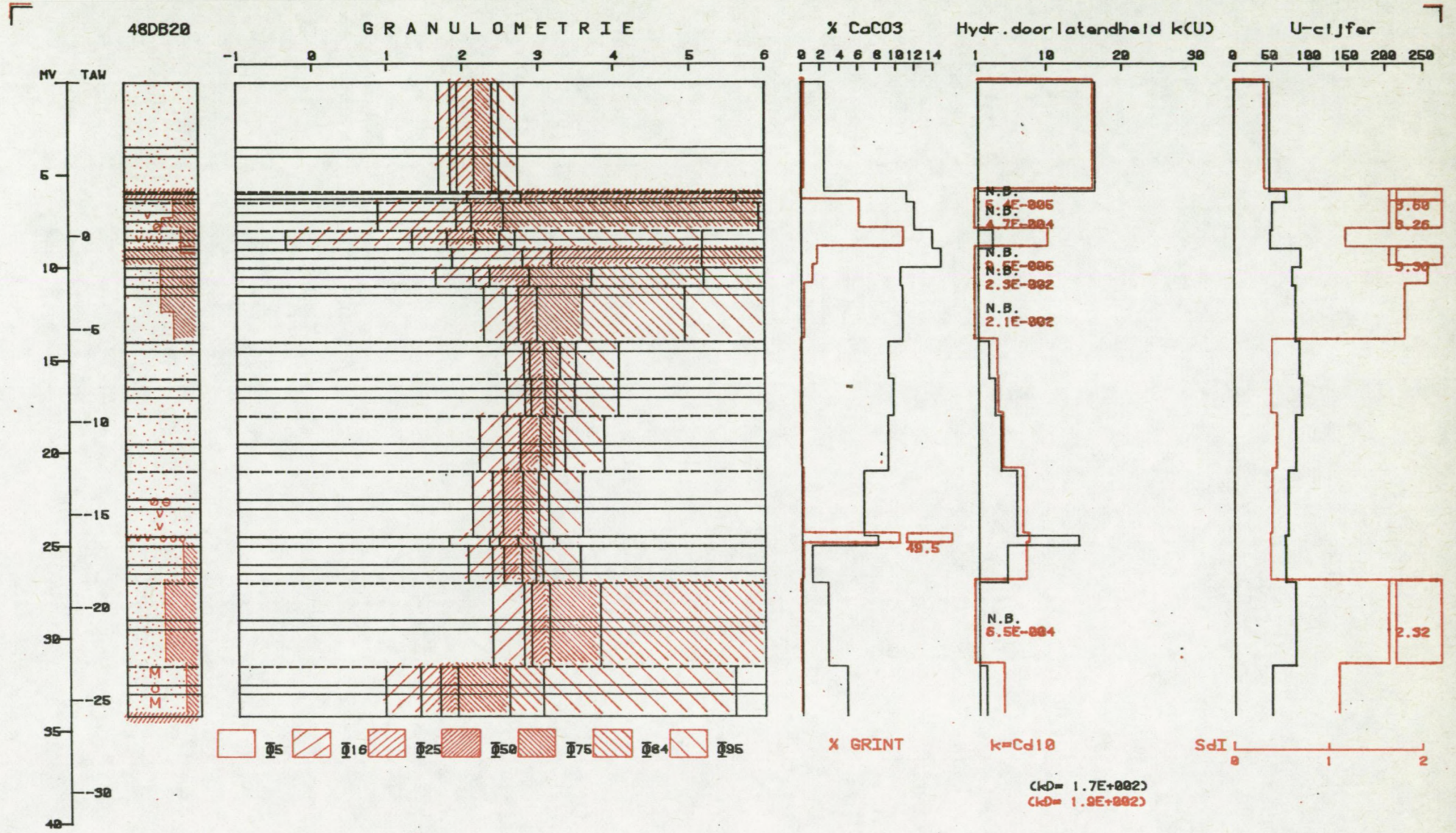


Fig. 2.23 - Hydrolitologisch profiel van de boring 8.70 (48DB20)

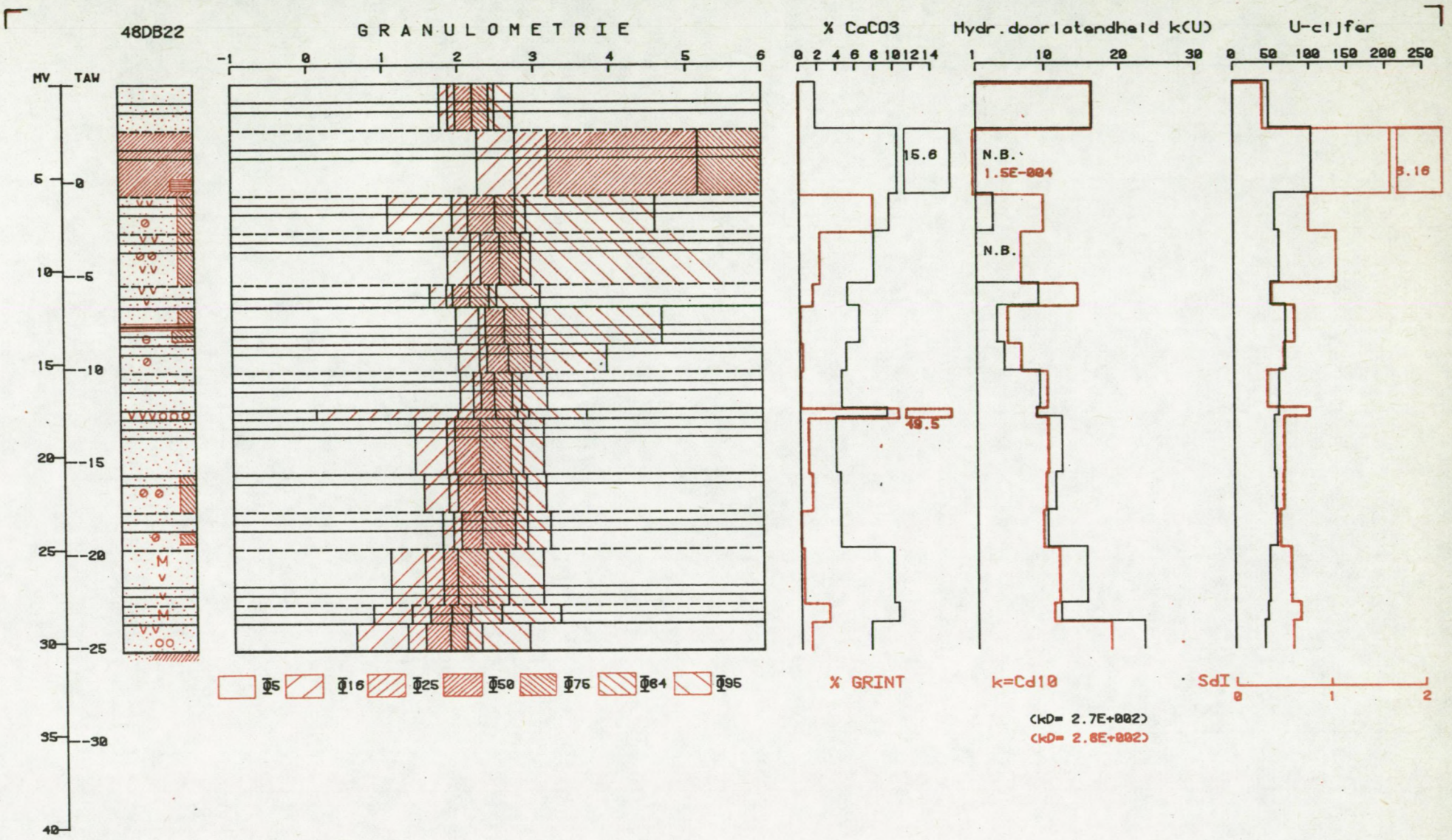


Fig. 2.24 - Hydrolitologisch profiel van de boring 8.72 (48DB22)

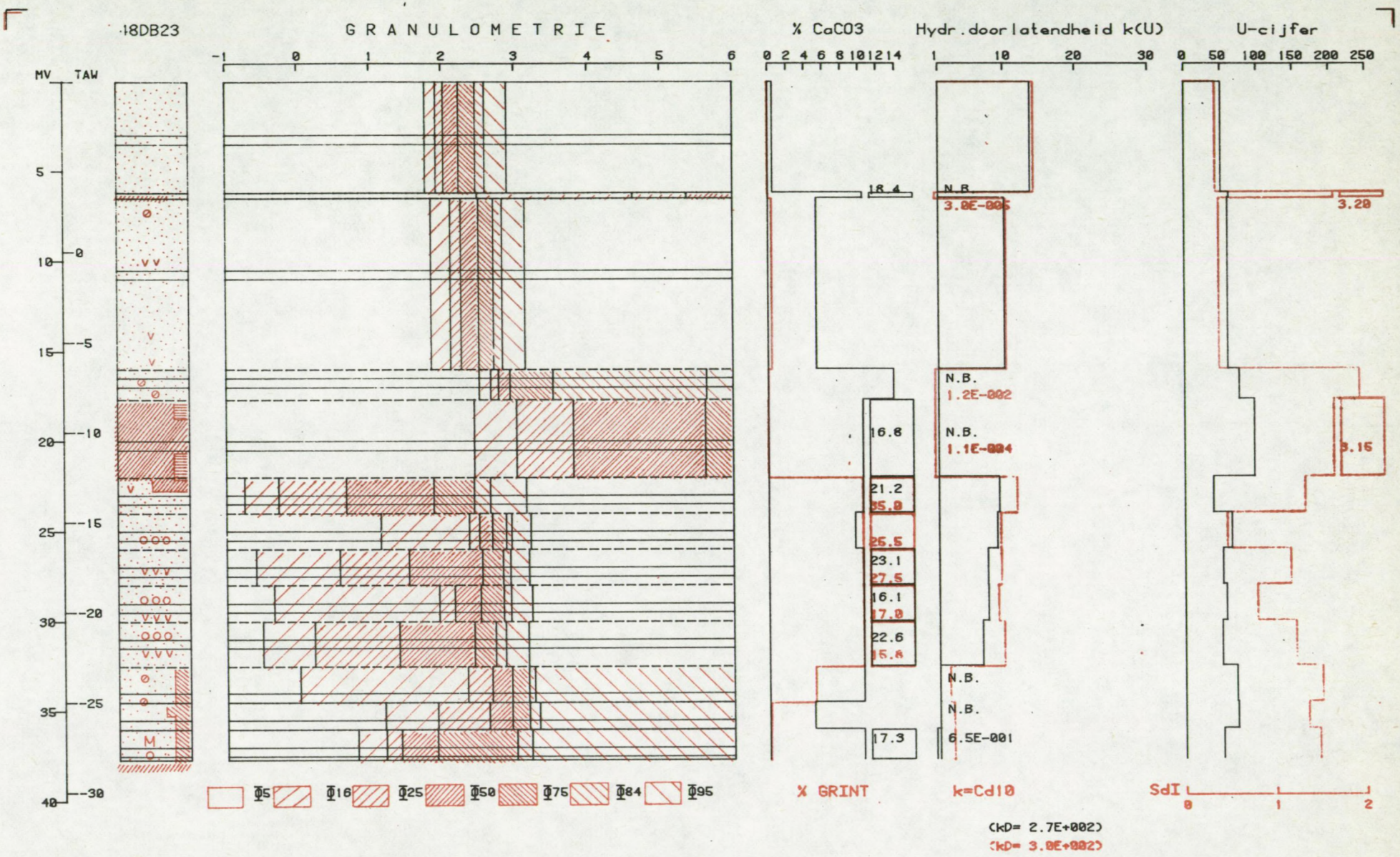


Fig. 2.25 - Hydrolitologisch profiel van de boring 8.73 (48DB23)

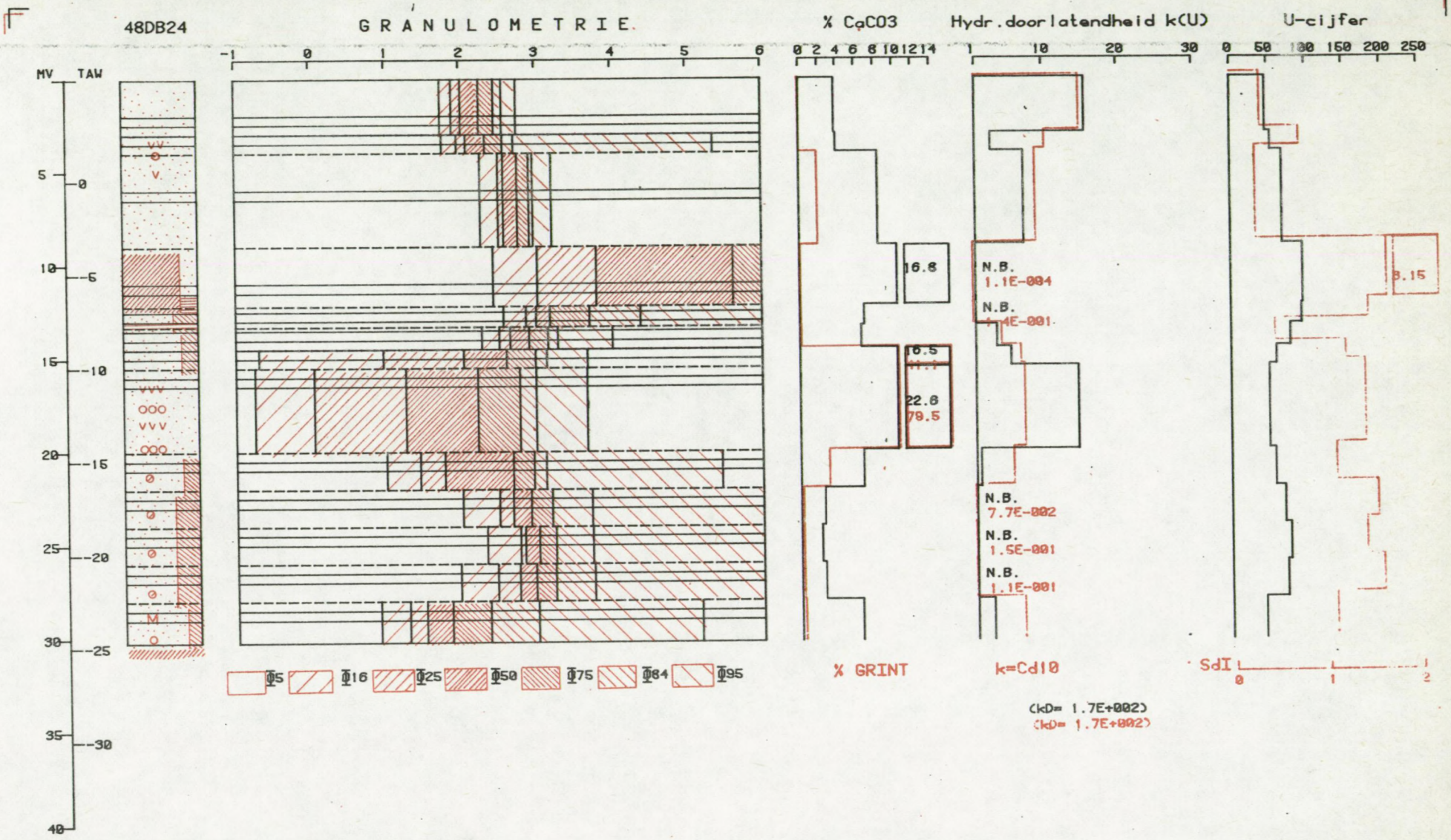


Fig. 2.26 - Hydrolitologisch profiel van de boring 8.74 (48DB24)



fijn tot zeer fijn zand

middelmatig zand

middelmatig grof tot grof zand



leem

leem met weinig (zeer) fijn zand

leem met veel (zeer) fijn zand tot leemhoudend (zeer) fijn zand

leemhoudend (zeer) fijn zand

weinig leemhoudend (zeer) fijn zand



klei

klei met weinig (zeer) fijn zand

zandhoudende klei

zandhoudende klei tot kleihoudend (zeer) fijn zand

kleihoudend (zeer) fijn zand

weinig kleihoudend (zeer) fijn zand

leemhoudende klei



veen

veen met weinig bijmenging (klei, leem of zand)

veen met veel bijmenging (klei, leem of zand)

veenhoudend, humushoudend

weinig veenhoudend, weinig humushoudend

Fig. 2.27 - Verklaring van de symbolen in de litostratigrafische doorsneden

(1) (2)

(1)	(2)	
vvvv	oooo	sterk grinthoudend tot grint : uiterst veel schelpen(1) (rolkeien(2)) tot schelpengrint(1) (rolkeiengrint(2))
vvv	ooo	grinthoudend : veel tot zeer veel schelpen(1), rolkeien(2)
vv	oo	weinig grinthoudend : met schelpen(fragmenten)(1) (rolkeien(2))
v	o	: weinig schelpen(fragmenten)(1) (rolkeien(2))

▽	baksteenfragmenten of ander puin
⊕	glauconietzandsteenfragmenten
	glauconietzandsteenbank
	verharde laag niet gedefiniëerd

(1) (2) (3)

(1)	(2)	(3)	
⊖⊖⊖	⌀⌀⌀	⊖⊖⊖	veel tot zeer veel leem-(1), klei-(2), veenbrokken(3)
⊖⊖	⌀⌀	⊖⊖	met zeer veel leem-(1), klei-(2), veenbrokken(3)
⊖	⌀	⊖	weinig leem-(1), klei-(2), veenbrokken(3)

⊗	zandlensjes

G	glauconiethoudend tot sterk glauconiethoudend
	gelaagd
	geen monster

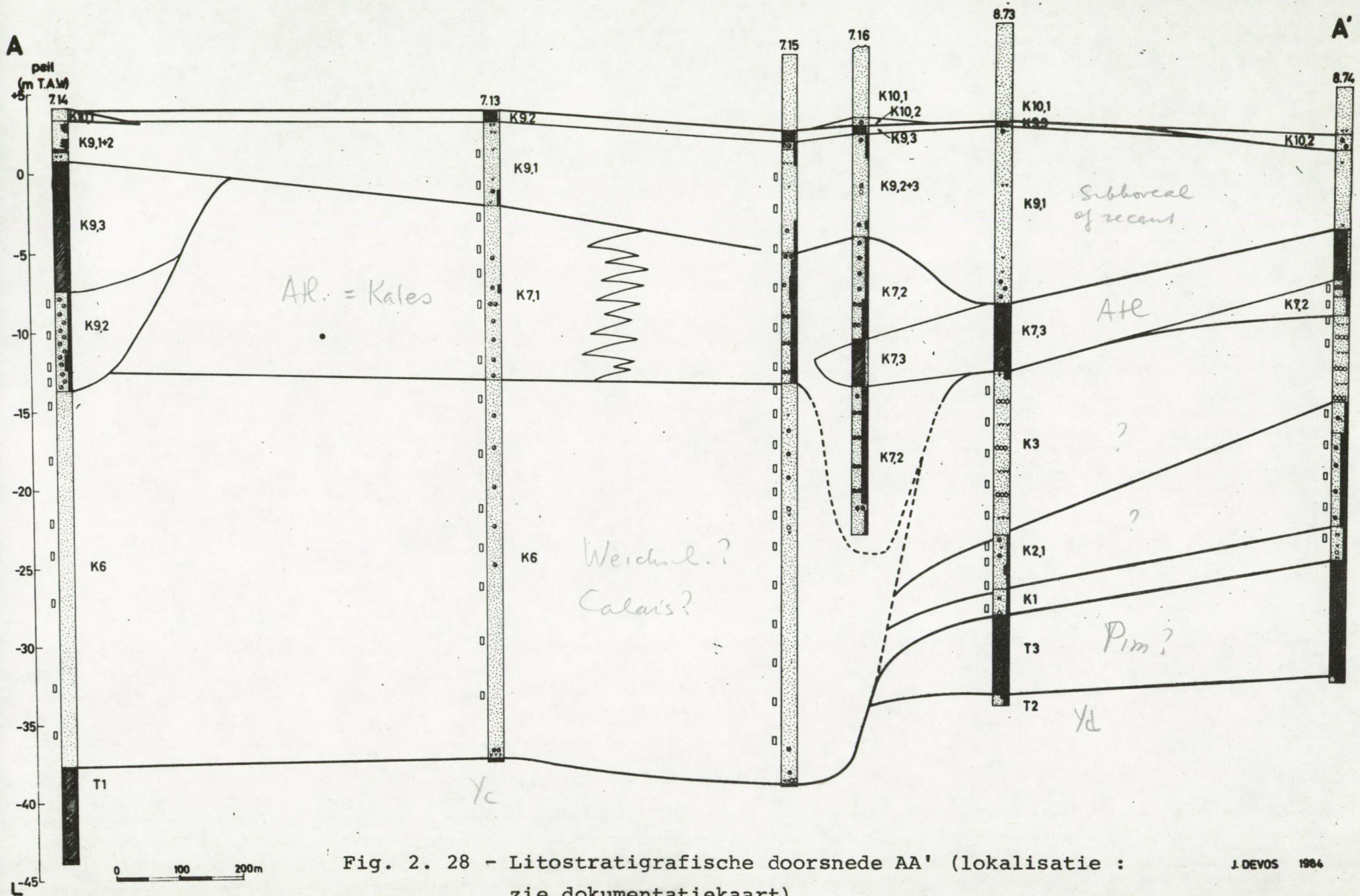


Fig. 2. 28 - Litostratigrafische doorsnede AA' (lokalisatie : zie dokumentatiekaart)

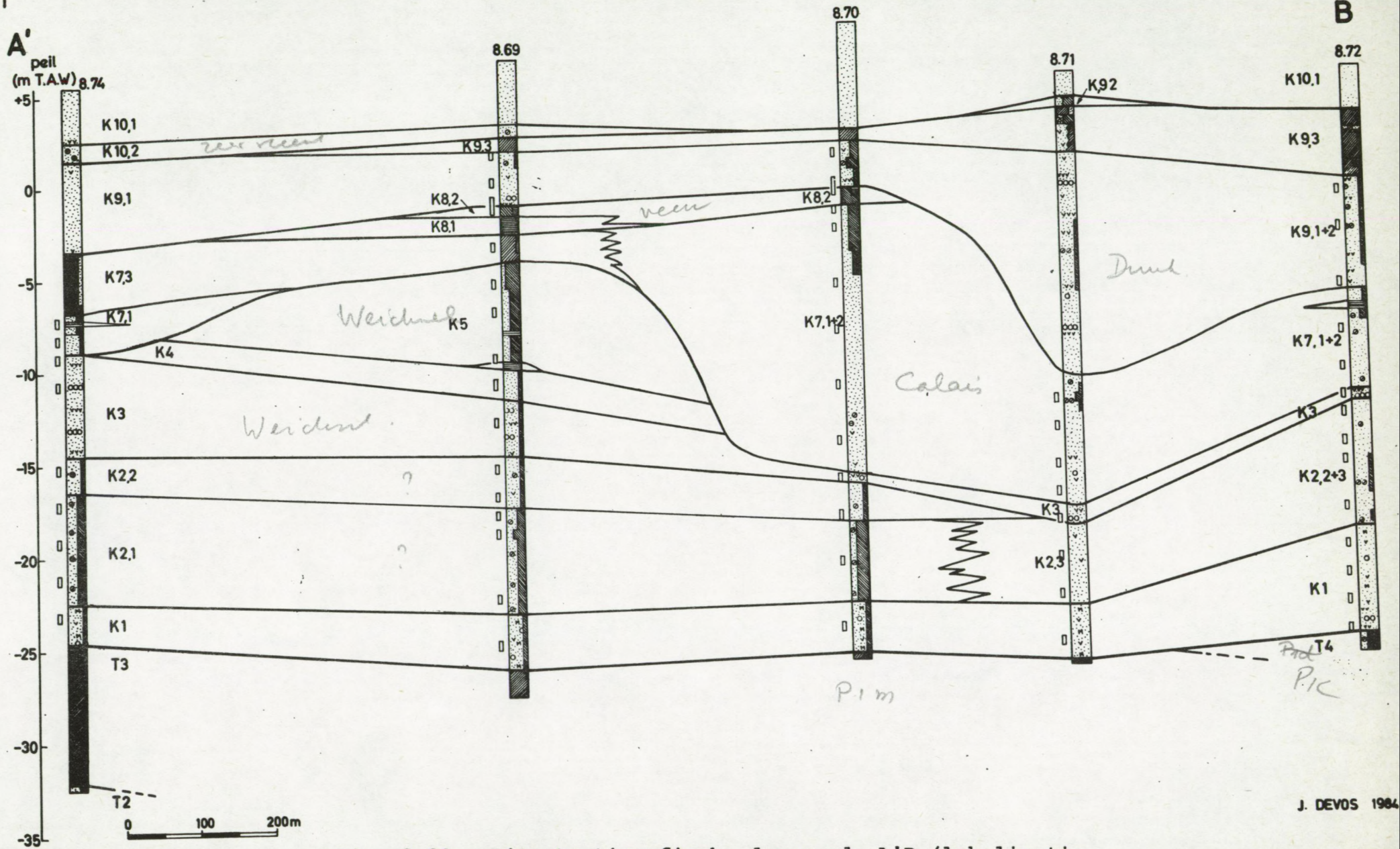


Fig. 2.29 - Litostratigrafische doorsnede A'B (lokalisatie : zie dokumentatiekaart)

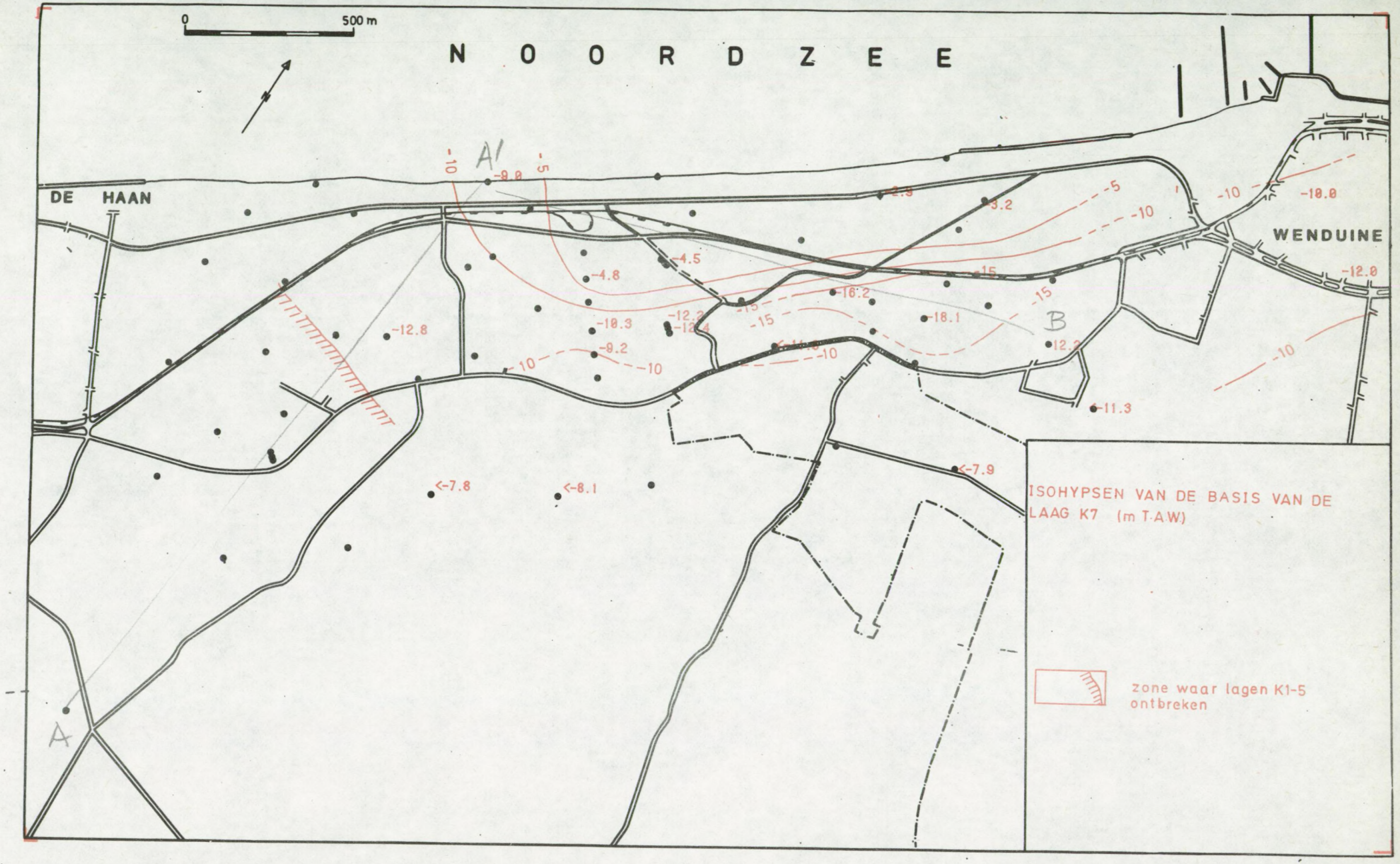


Fig. 2.30 - Isohypsen van de basis van de afzetting van Calais

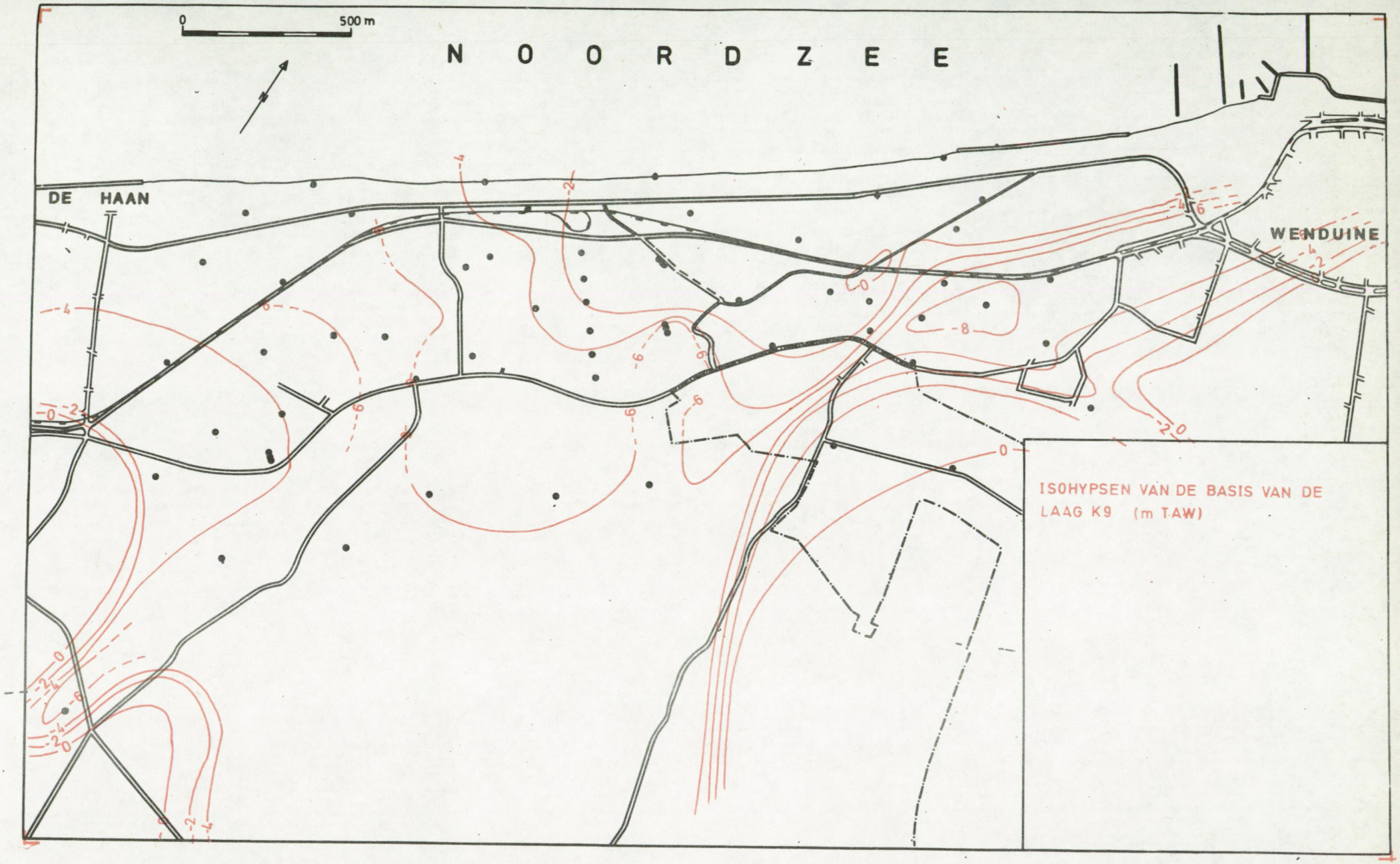


Fig. 2.31 - Isohypsen van de basis van de afzetting van Duinkerke

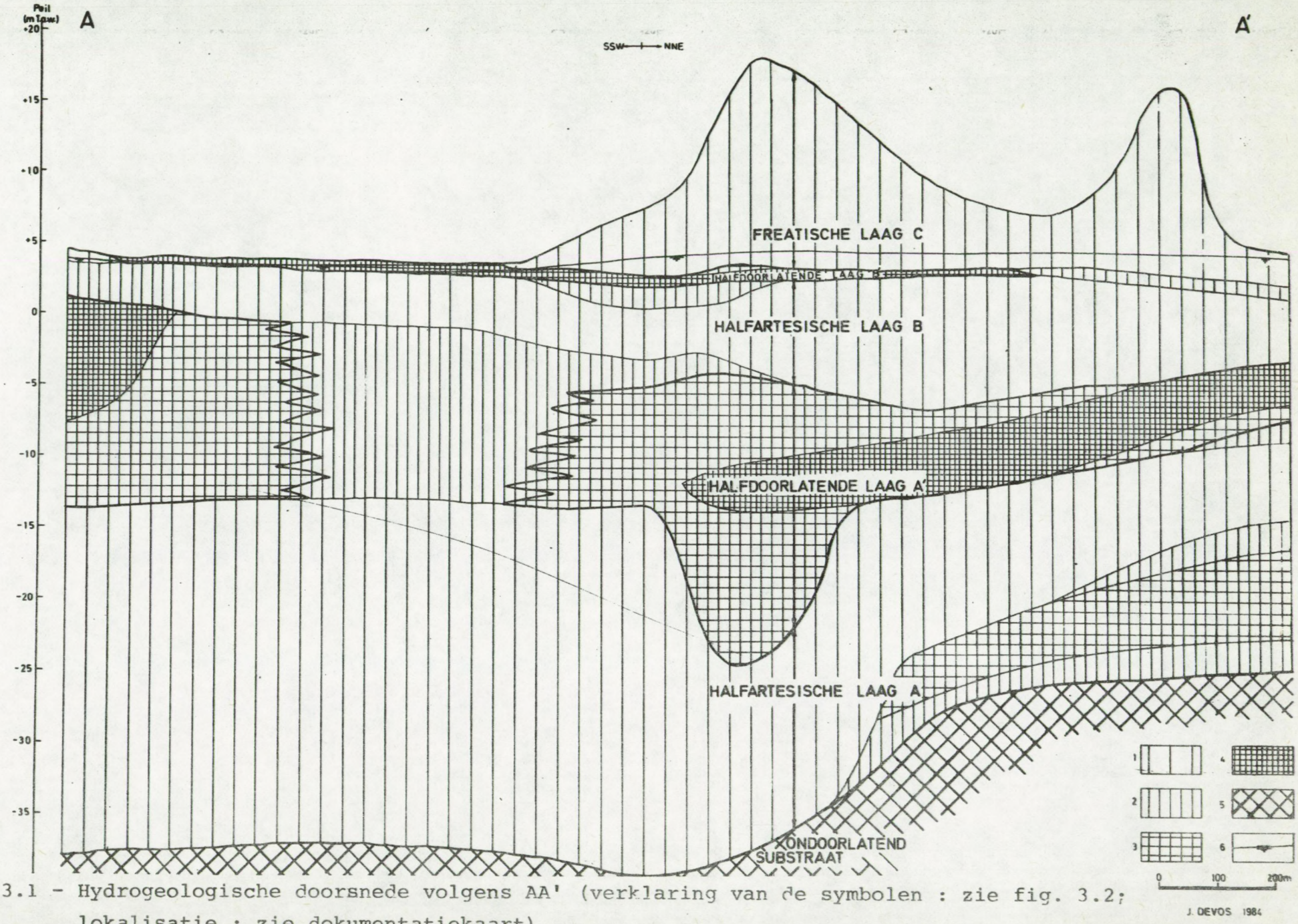


Fig. 3.1 - Hydrogeologische doorsnede volgens AA' (verklaring van de symbolen : zie fig. 3.2; lokalisatie : zie dokumentatiekaart)

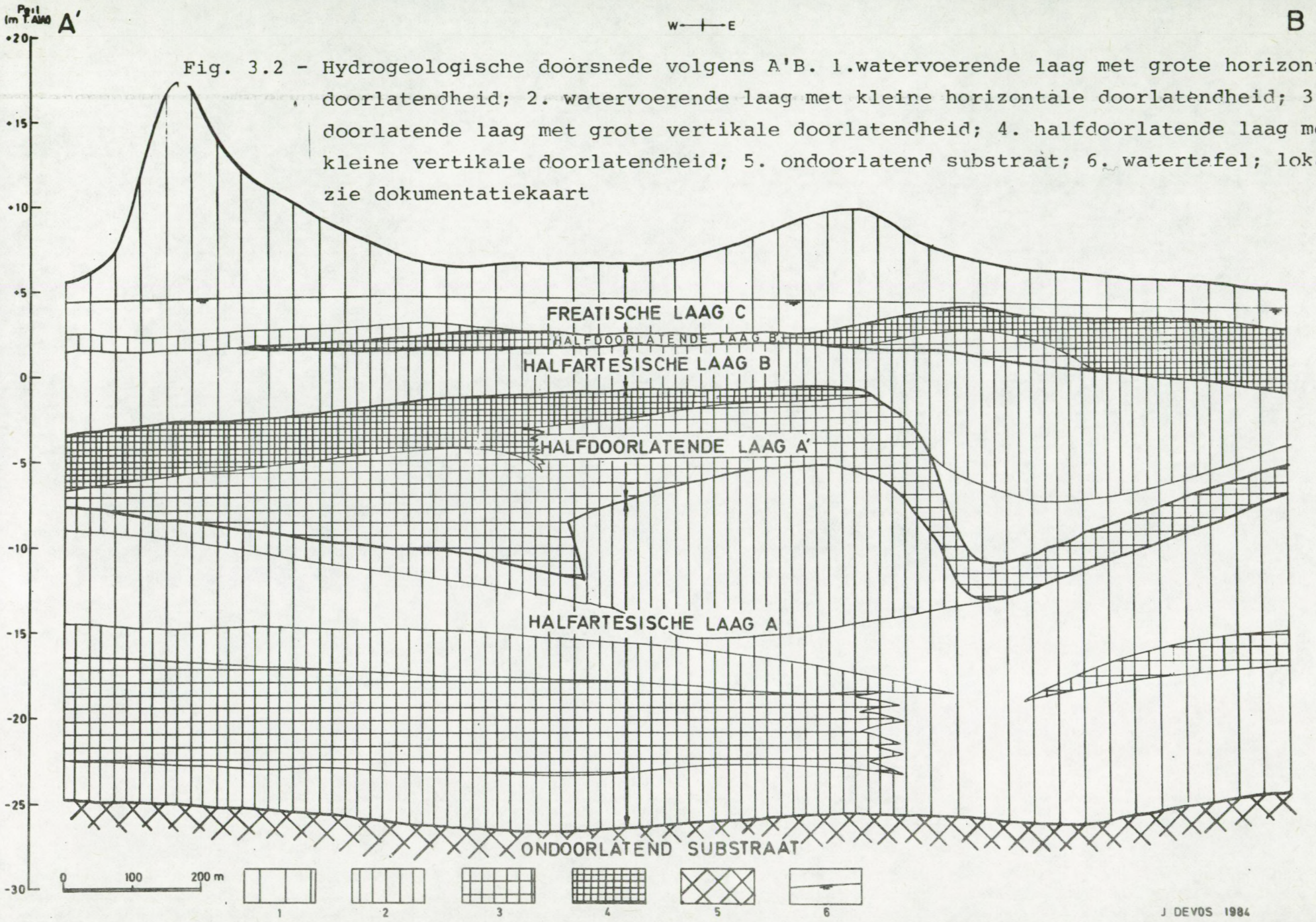


Fig. 3.2 - Hydrogeologische doorsnede volgens A'B. 1.watervoerende laag met grote horizontale doorlatendheid; 2. watervoerende laag met kleine horizontale doorlatendheid; 3. halfdoorlatende laag met grote vertikale doorlatendheid; 4. halfdoorlatende laag met kleine vertikale doorlatendheid; 5. ondoorlatend substraat; 6. watertafel; lokalisatie zie dokumentatiekaart

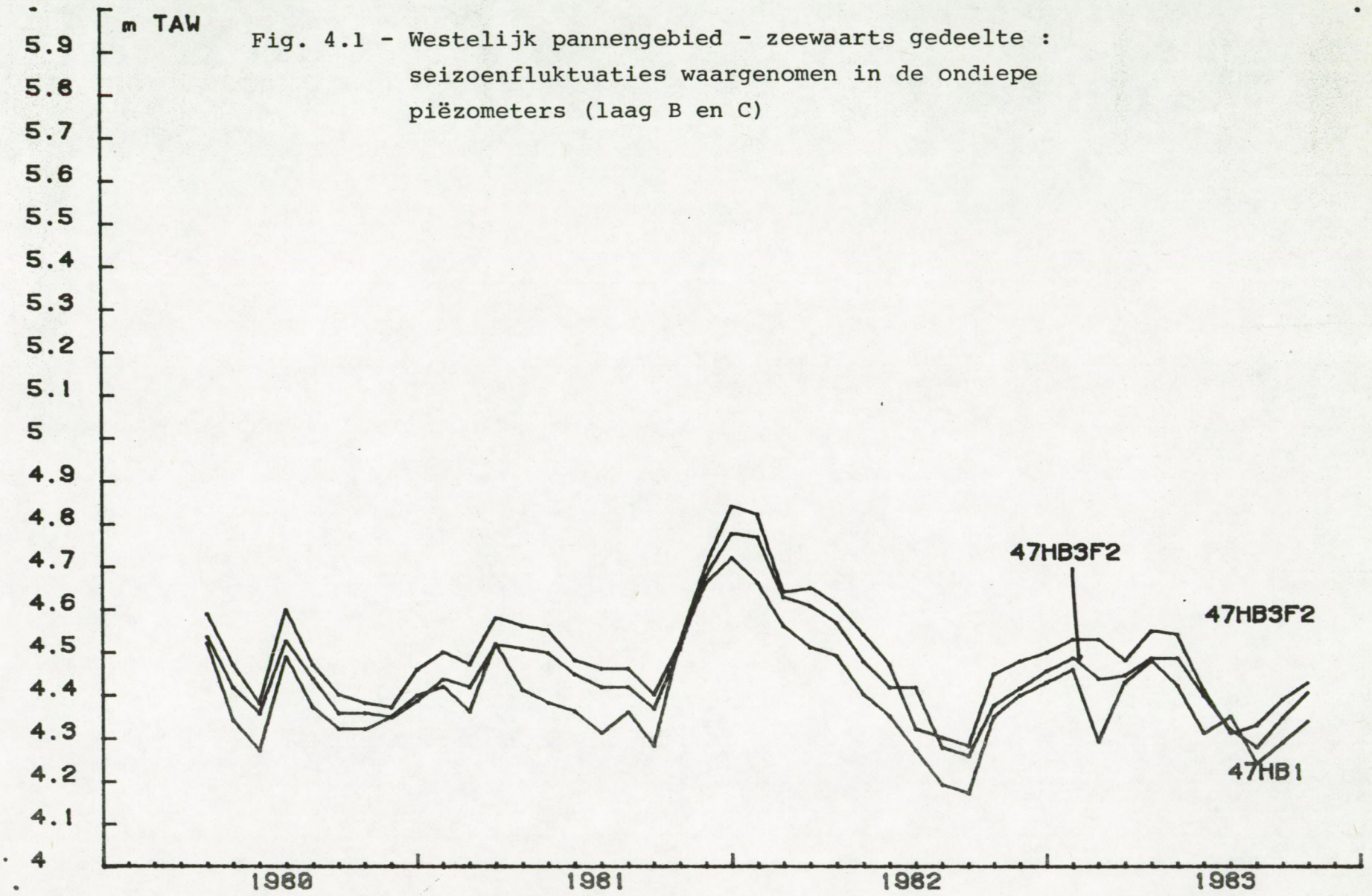


Fig. 4.1 - Westelijk pannengebied - zeewaarts gedeelte : seizoenfluktuaties waargenomen in de ondiepe piëzometers (laag B en C)

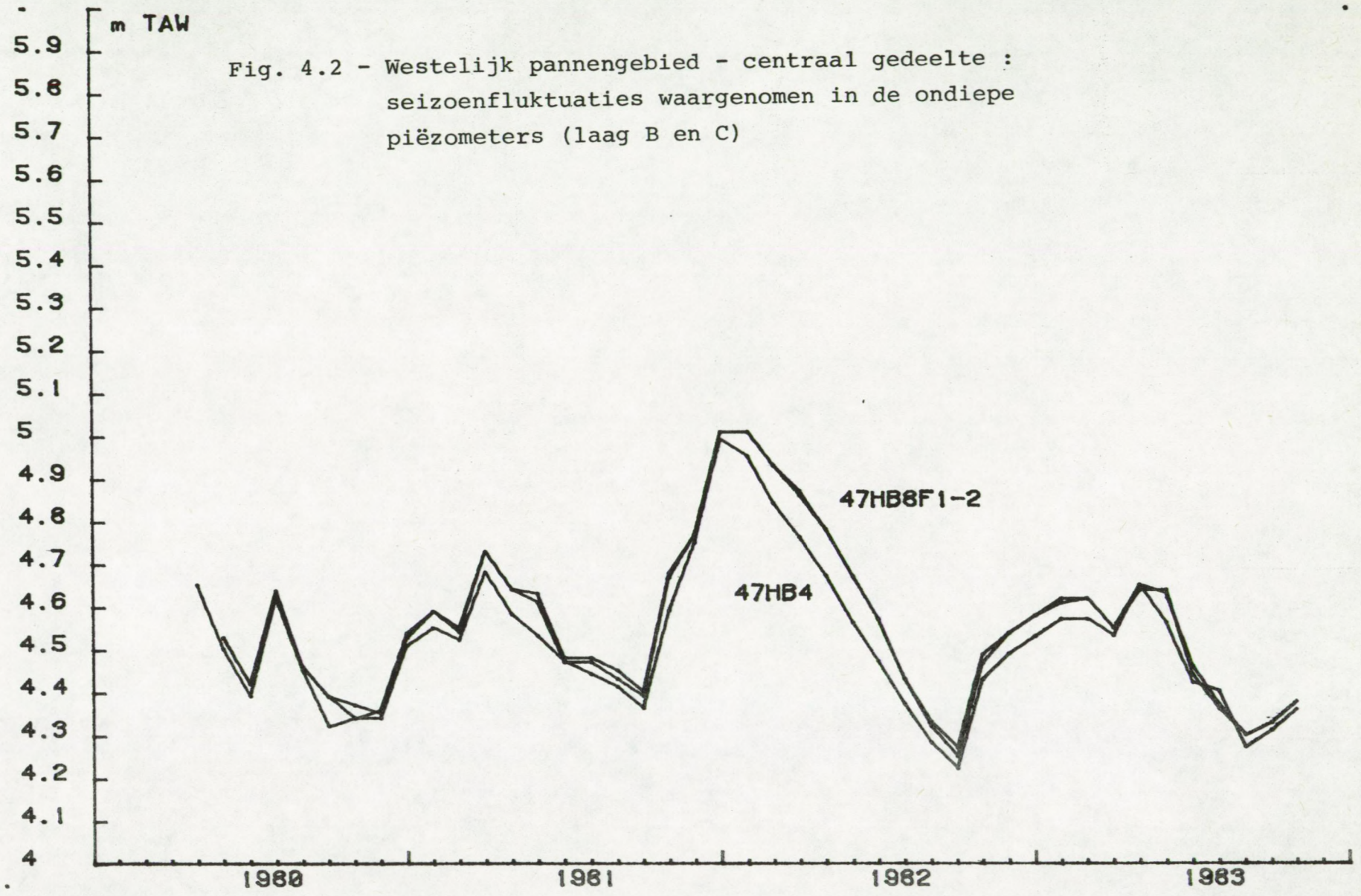


Fig. 4.2 - Westelijk pannengebied - centraal gedeelte : seizoenfluktuaties waargenomen in de ondiepe piëzometers (laag B en C)

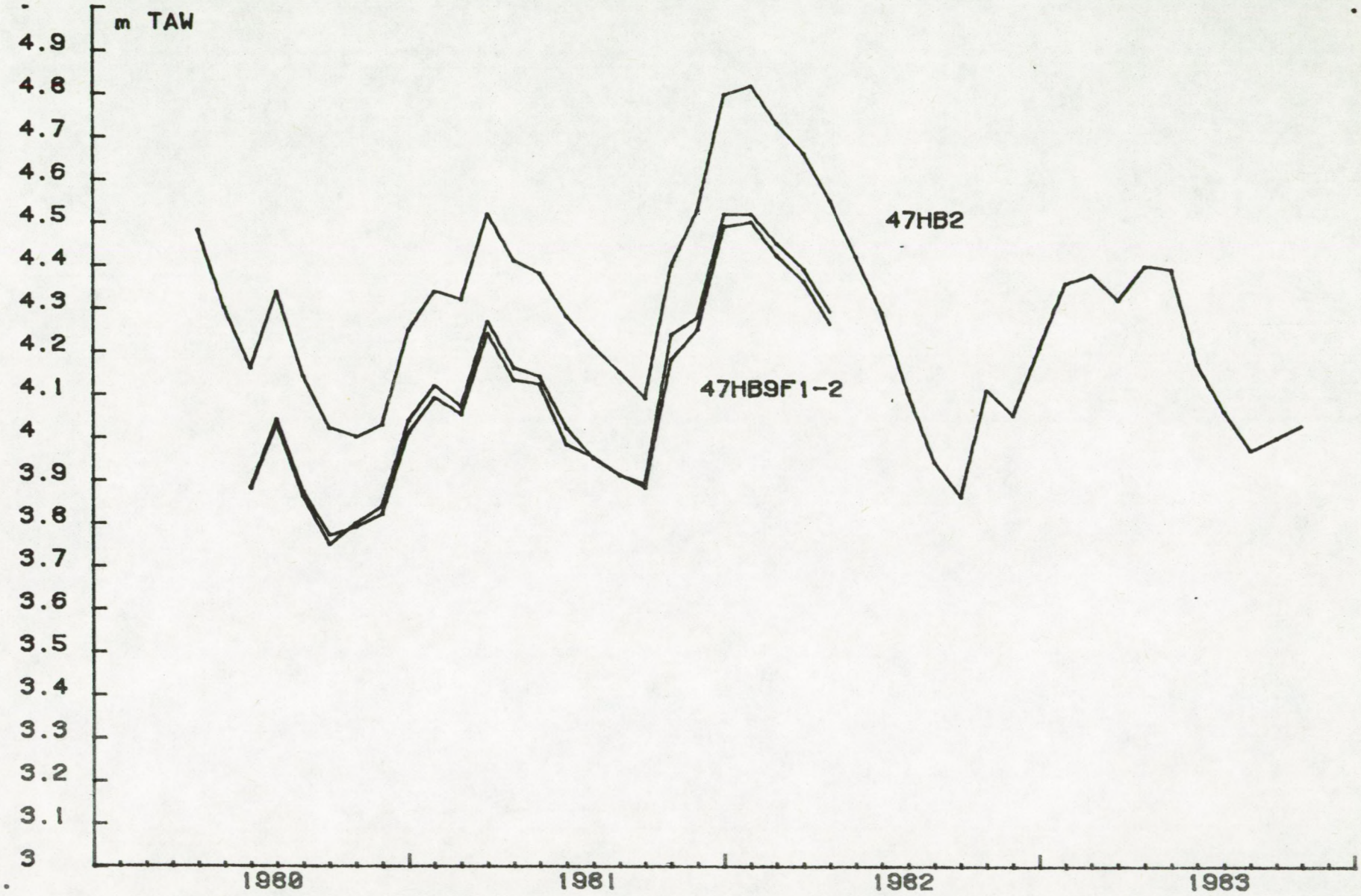


Fig. 4.3 - Westelijk pannengebied - landwaarts gedeelte : seizoenfluktuaties waargenomen in de ondiepe piëzometers (laag B en C)

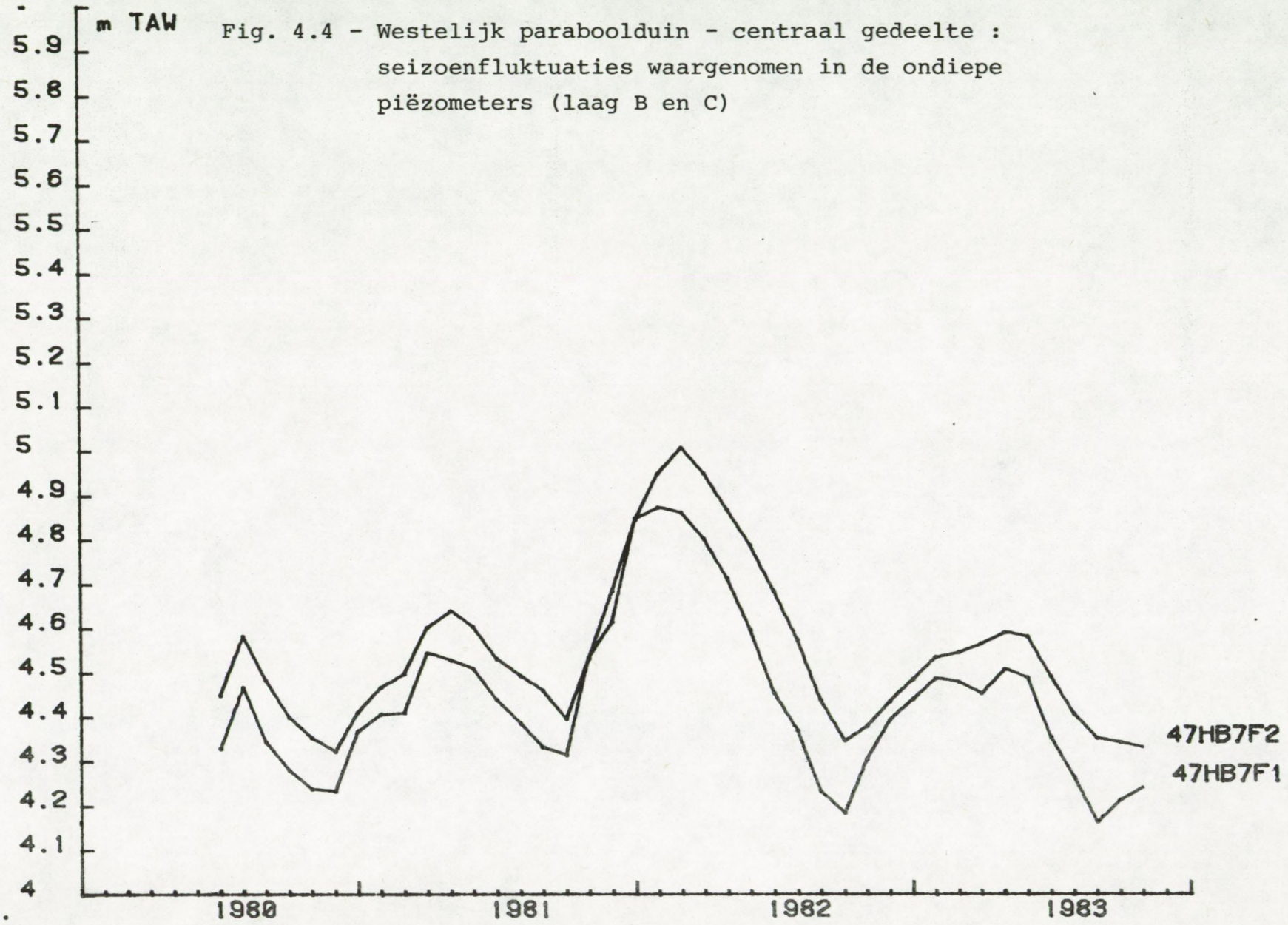


Fig. 4.4 - Westelijk paraboolduin - centraal gedeelte : seizoenfluktuaties waargenomen in de ondiepe piëzometers (laag B en C)

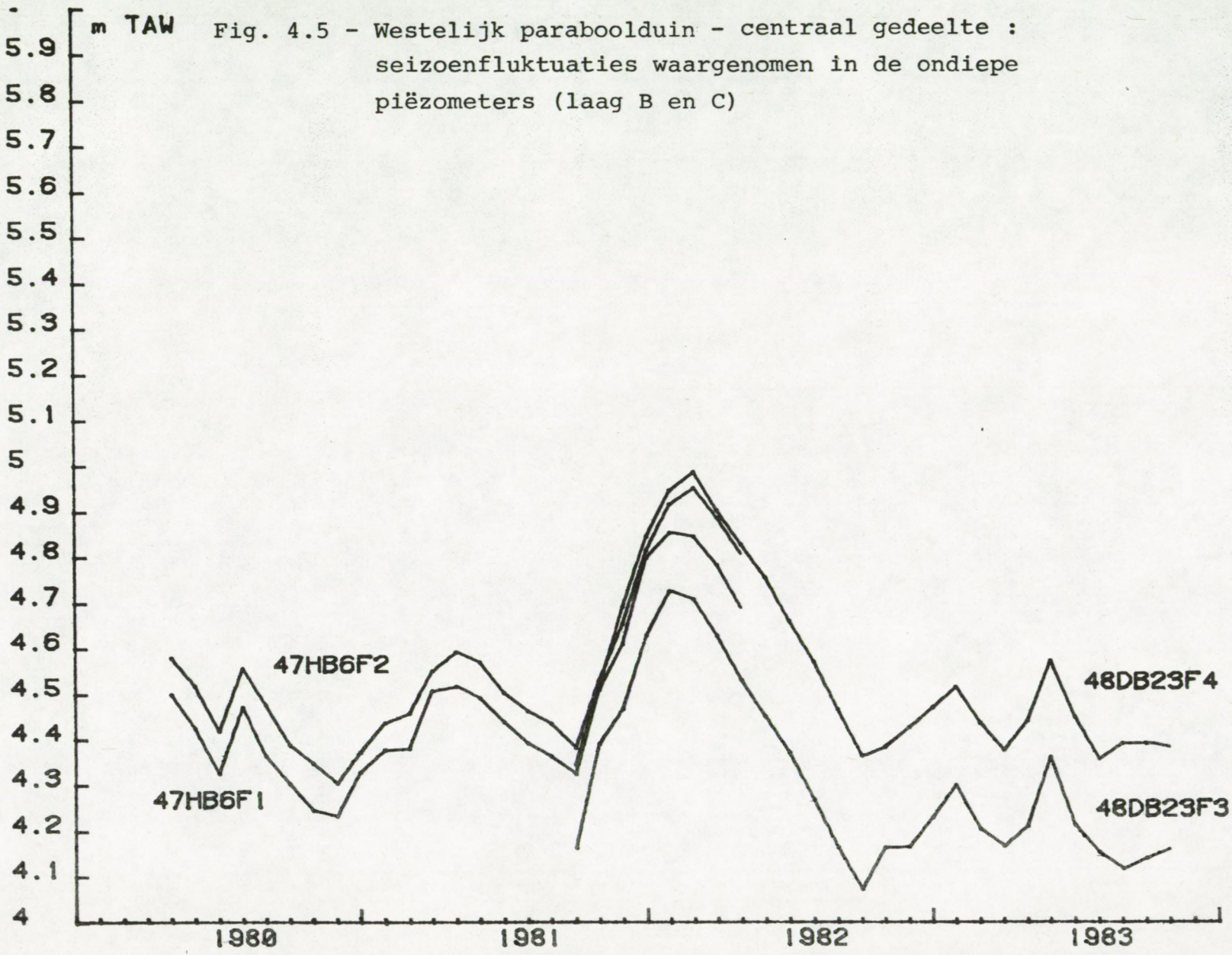
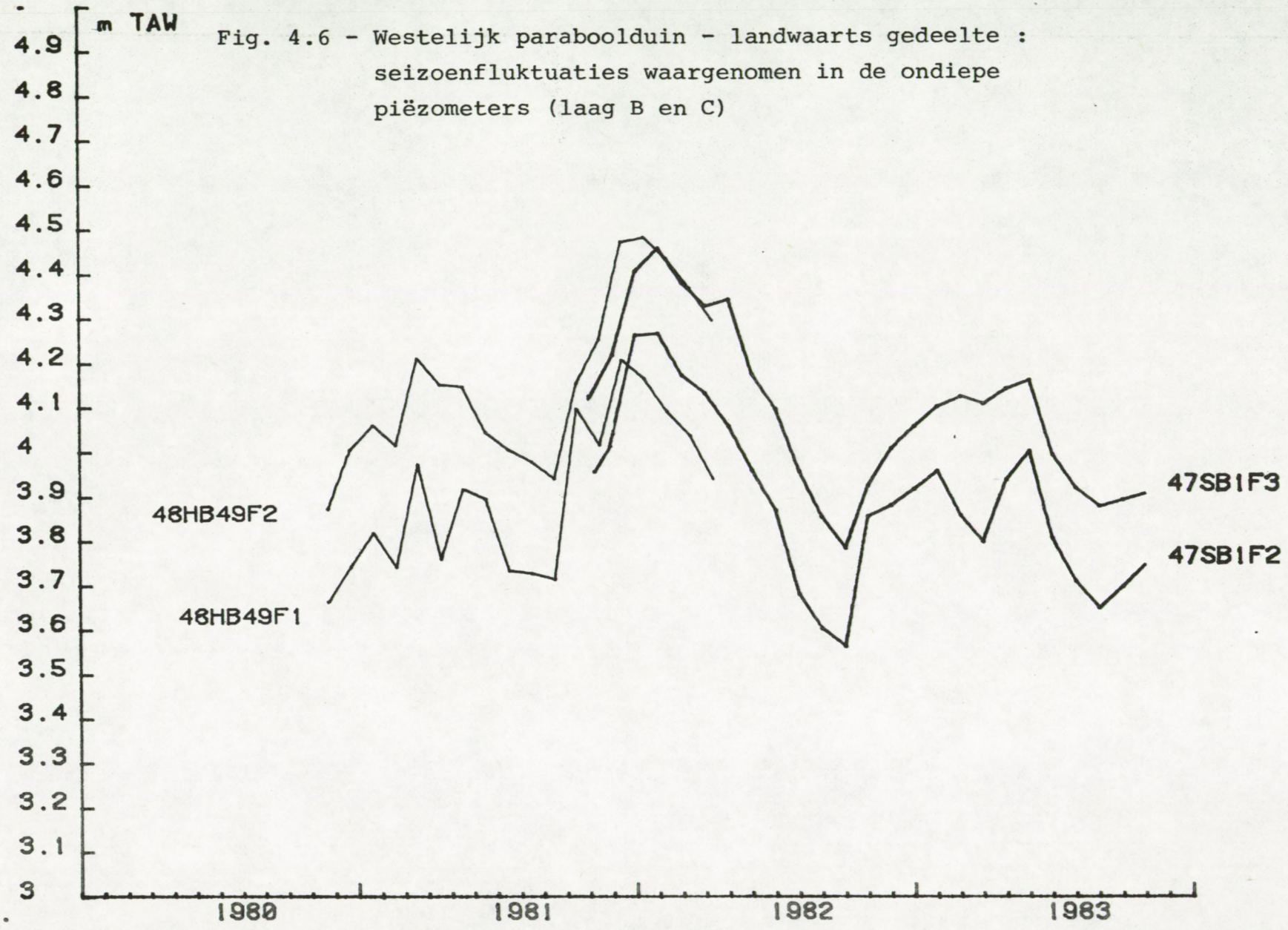


Fig. 4.5 - Westelijk paraboolduin - centraal gedeelte : seizoenfluktuaties waargenomen in de ondiepe piëzometers (laag B en C)

Fig. 4.6 - Westelijk paraboolduin - landwaarts gedeelte : seizoenfluktuaties waargenomen in de ondiepe piëzometers (laag B en C)



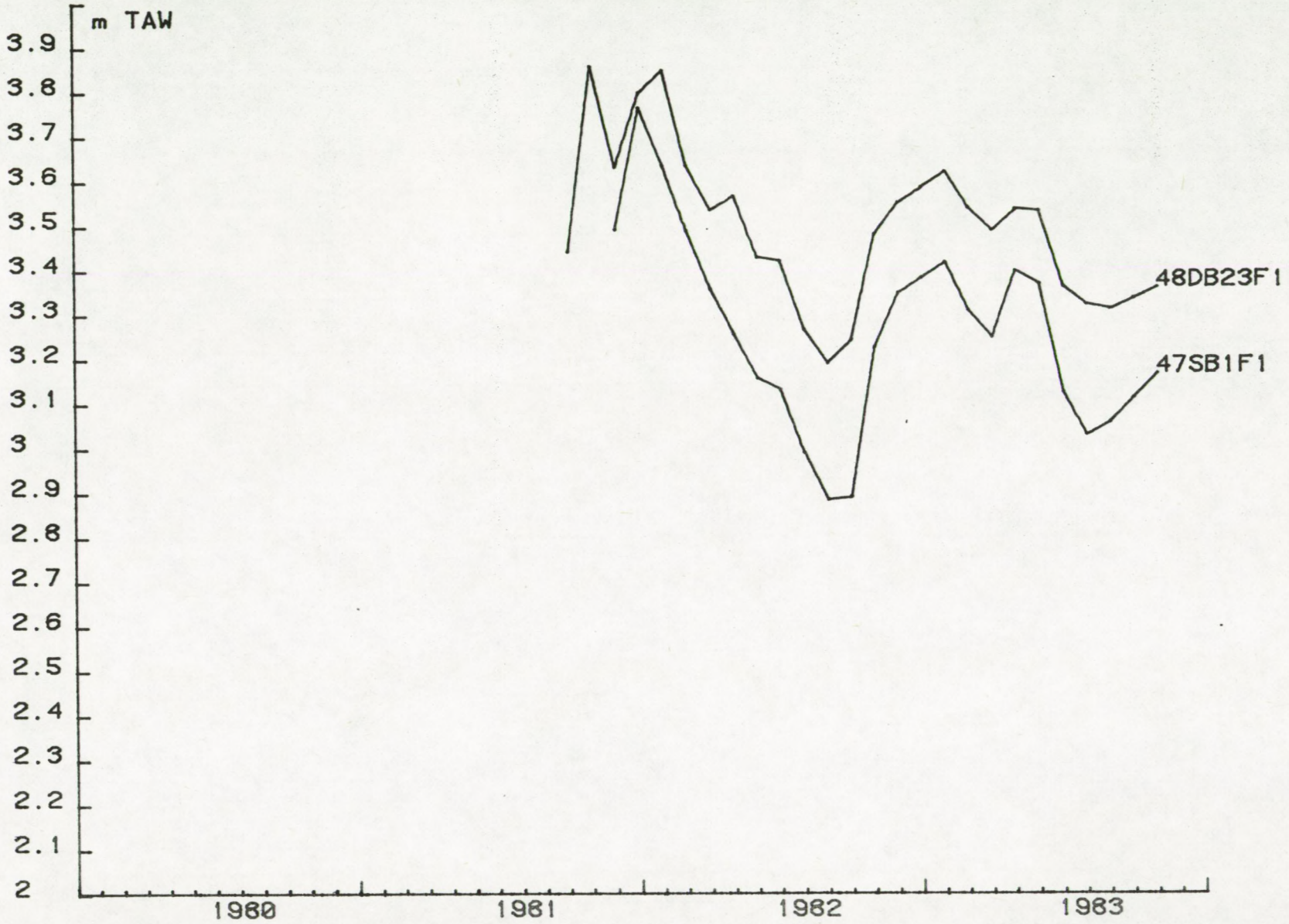


Fig. 4.7 - Westelijk paraboolduin : seizoenflukatuaties waargenomen in diepe piëzometers(laag A)

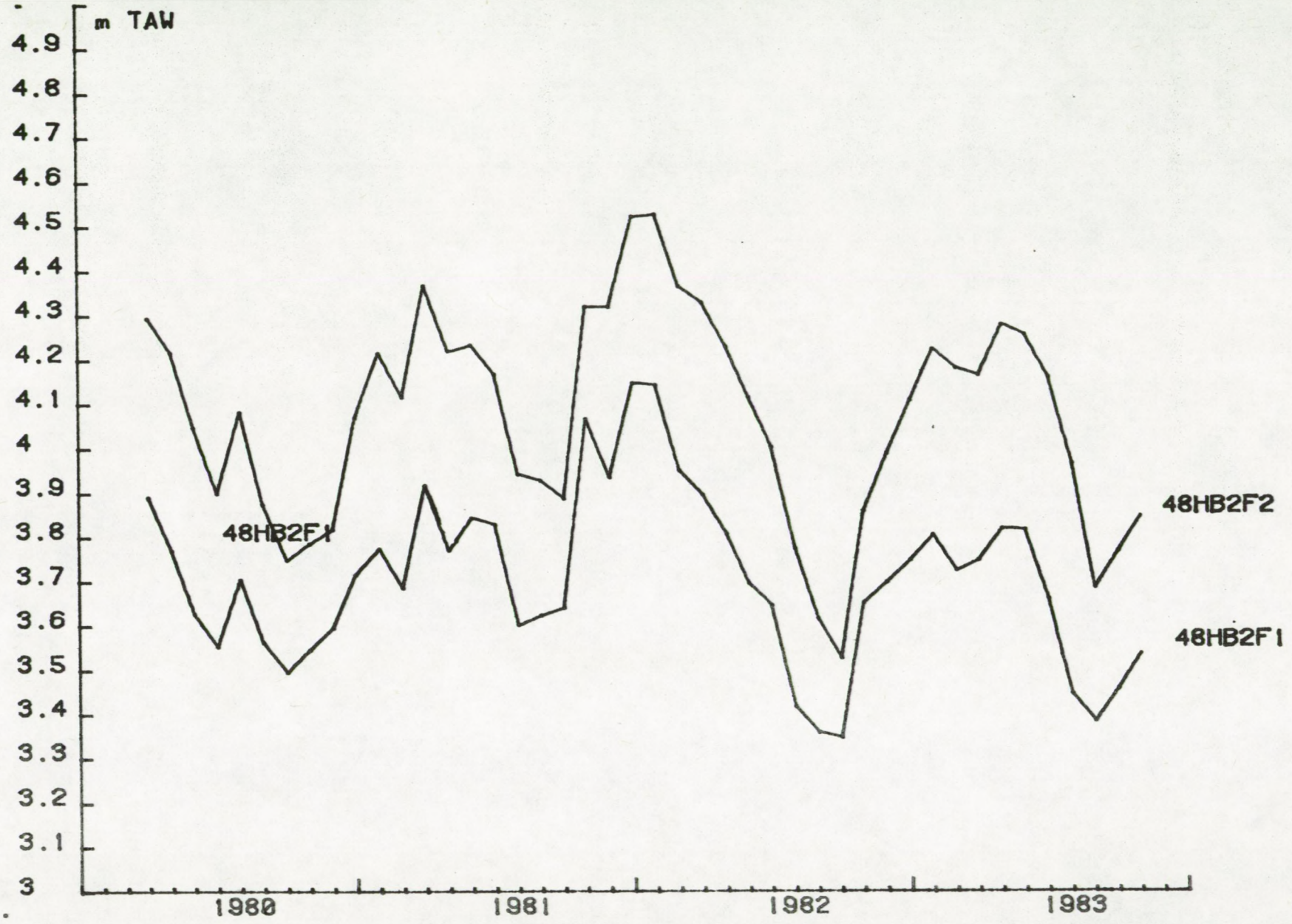


Fig. 4.8 - Zandpanne - gedraineerd gedeelte : seizoenfluktuaties waargenomen in ondiepe piëzometers (laag B en C)

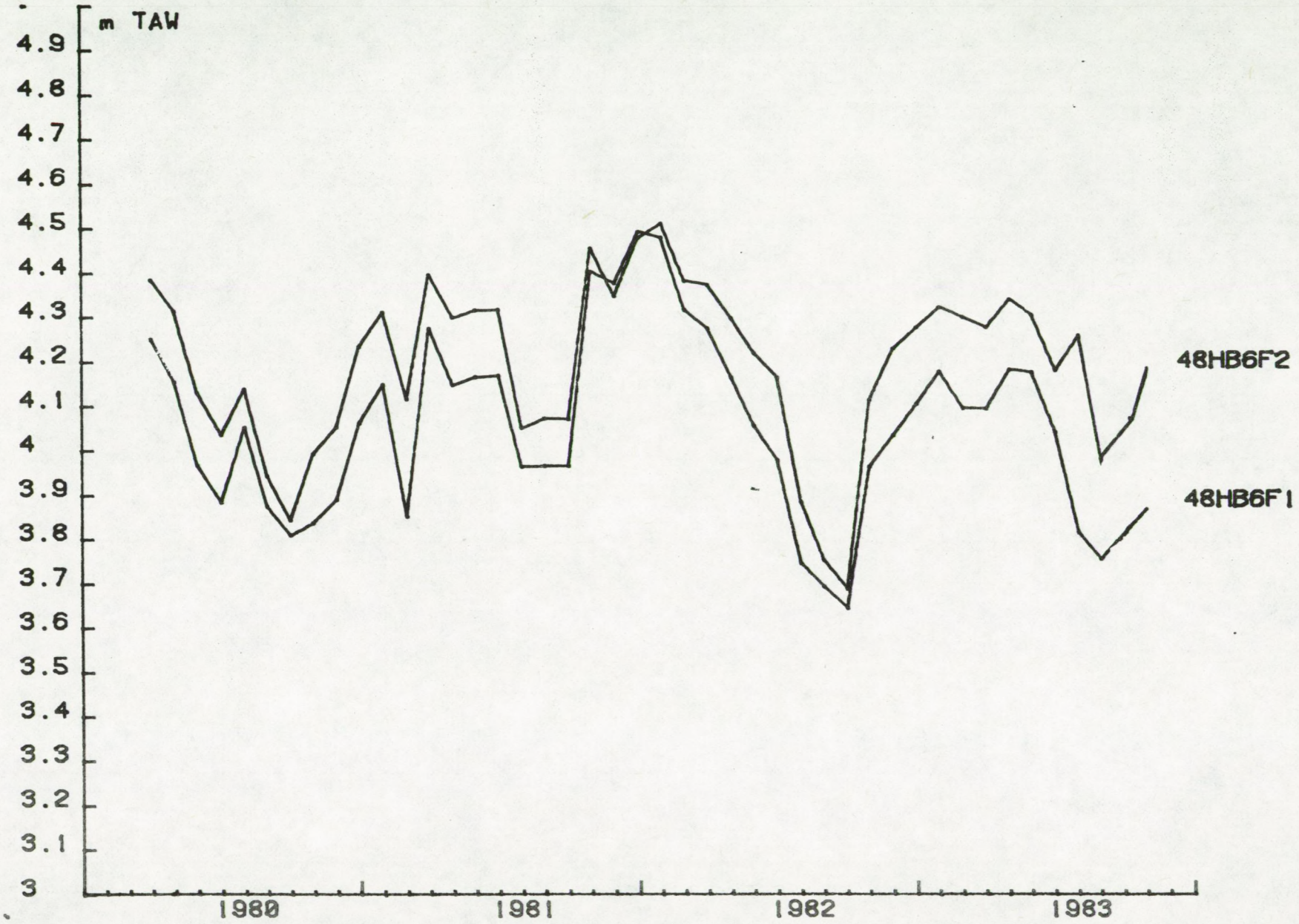


Fig. 4.9 - Zandpanne - gedraineerd gedeelte : seizoenfluktuaties waargenomen in ondiepe piëzometers (laag B en C)

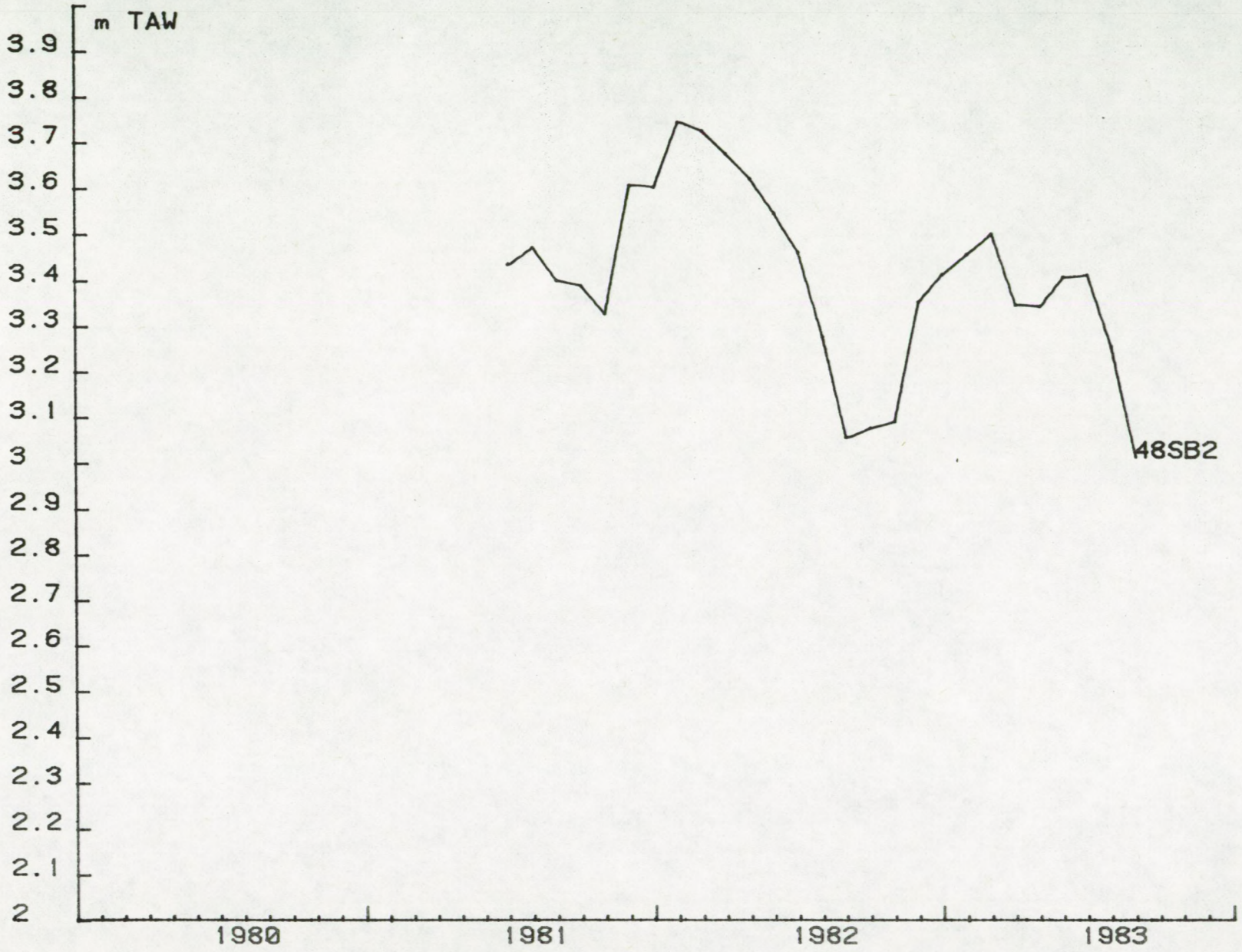


Fig. 4.10 - Zandpanne - gedraineerde gedeelte : seizoenfluktuaties waargenomen in diepe piëzometers (laag A)

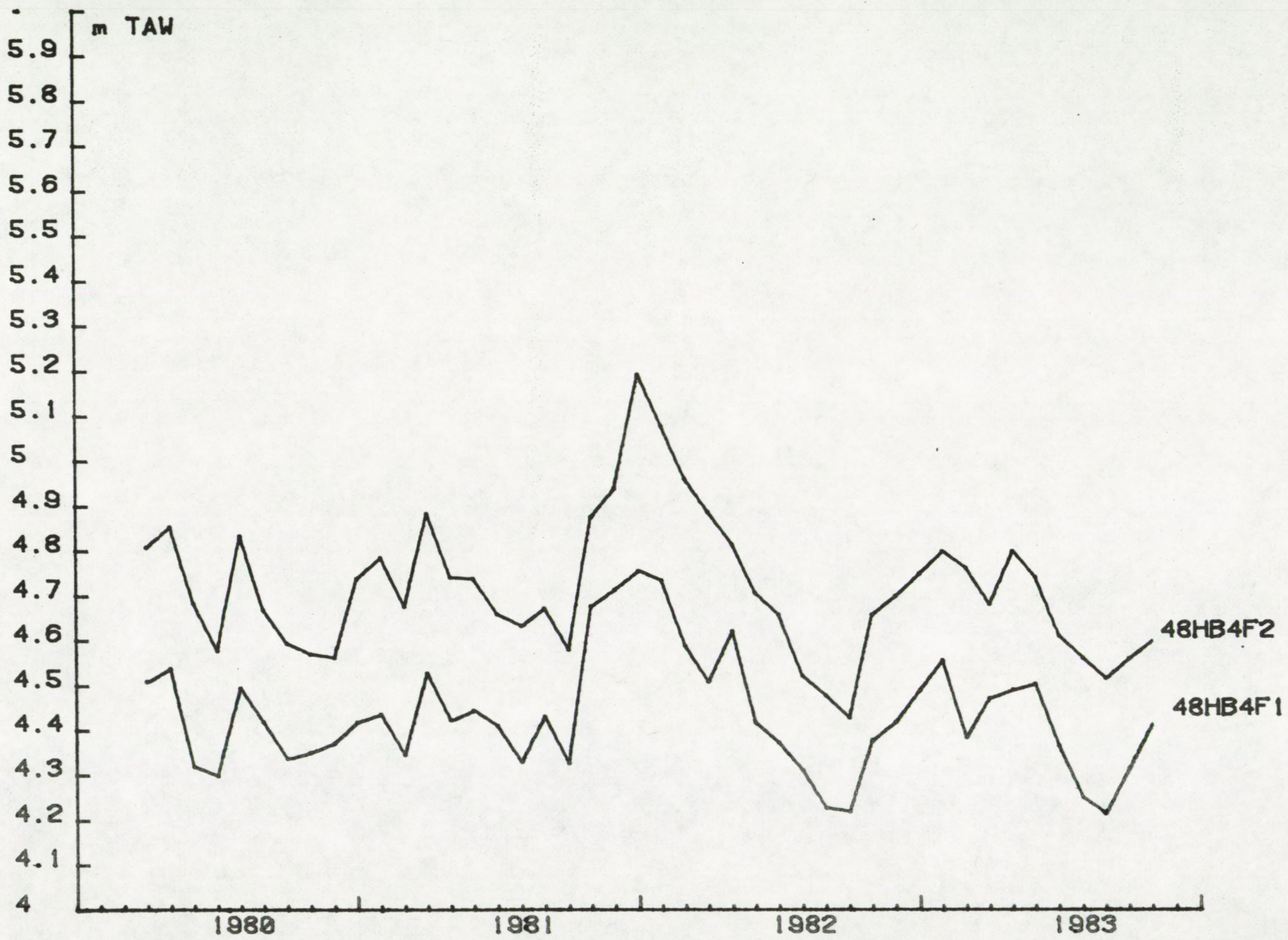


Fig. 4.11 - Zandpanne - zeewaarts gedeelte : seizoenfluktuaties waargenomen in ondiepe piëzometers (laag B en C)

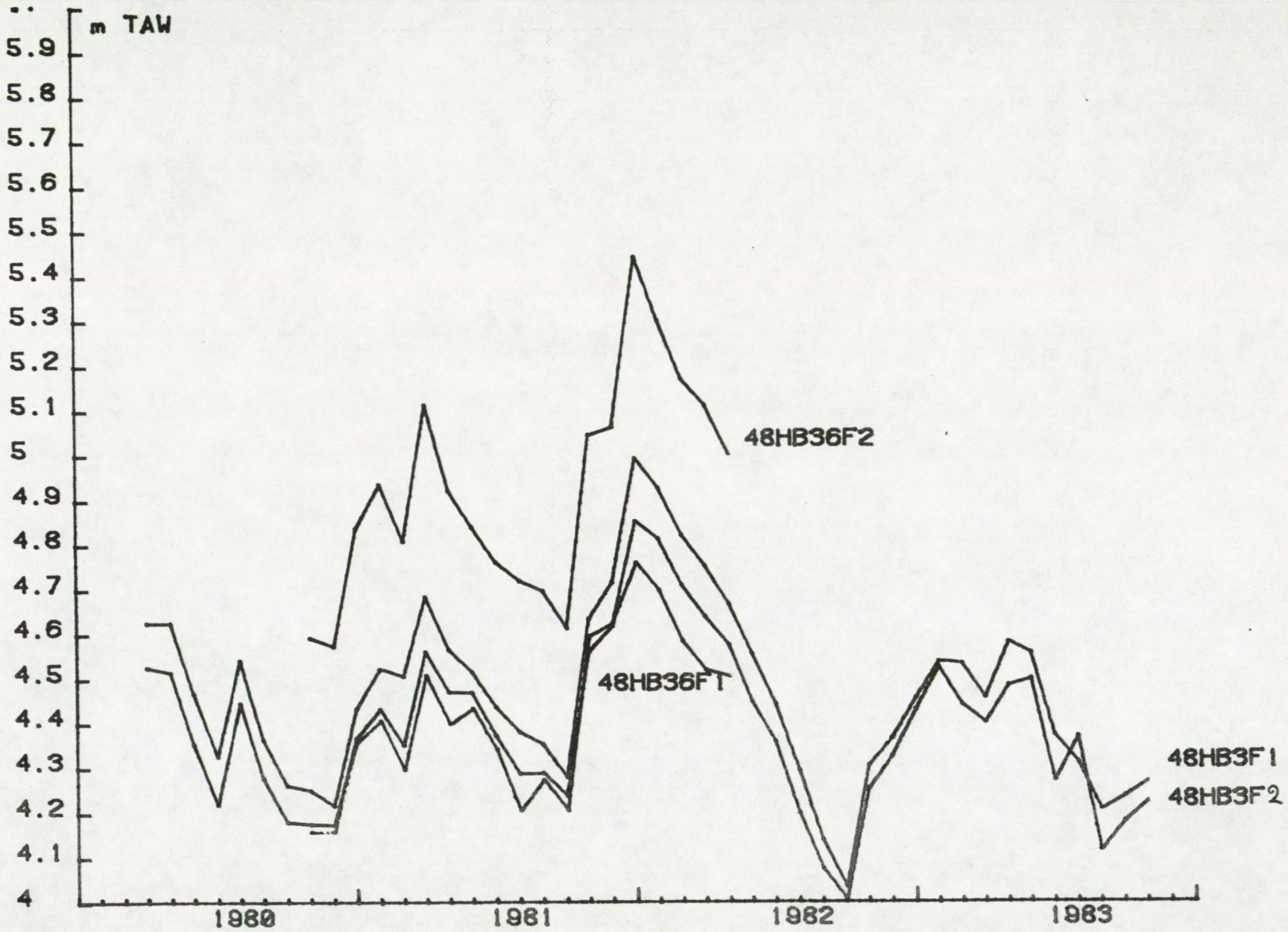


Fig. 4.12 - Zandpanne - centraal gedeelte : seizoenfluktuaties waargenomen in ondiepe piëzometers (laag B en C)

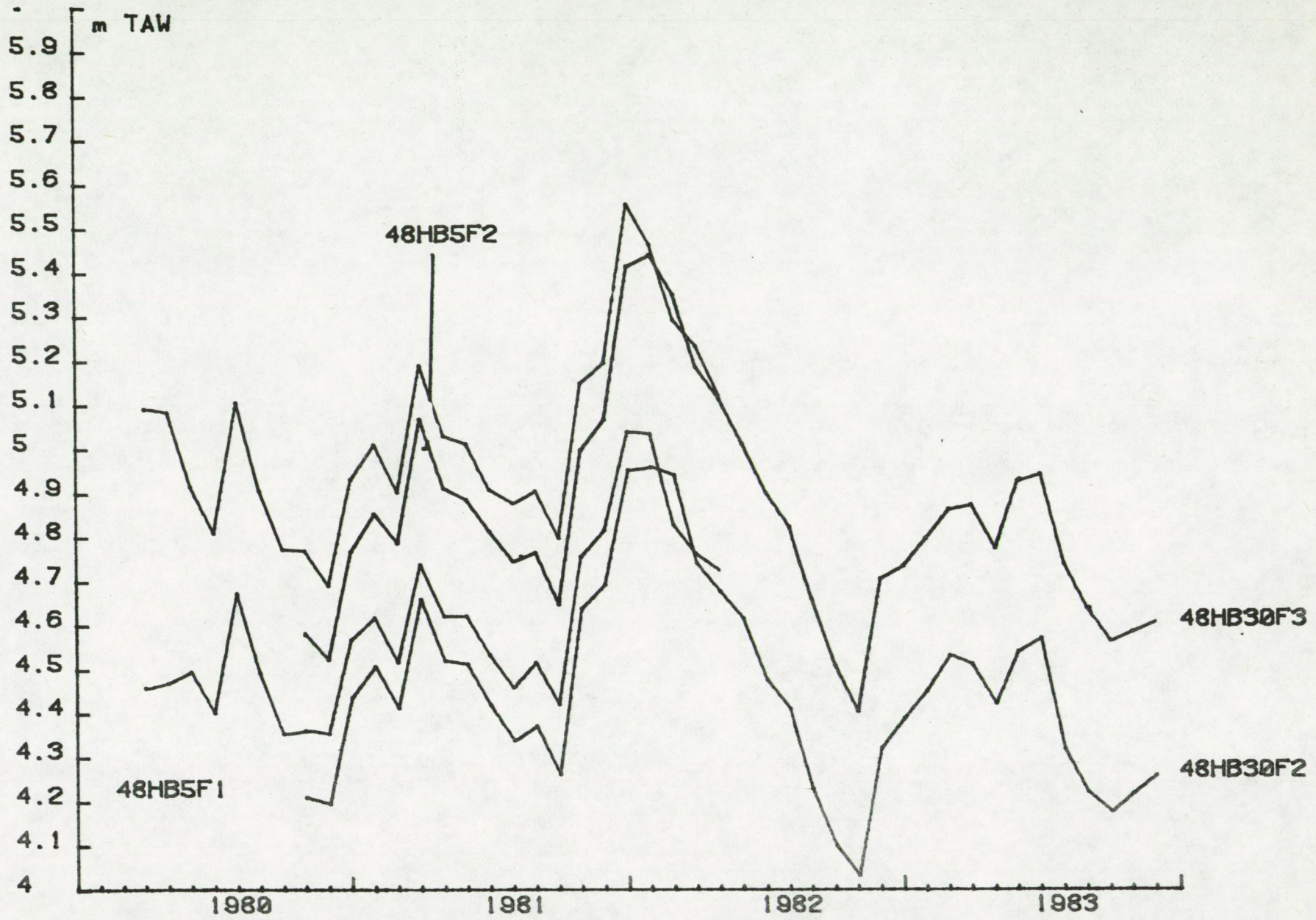


Fig. 4.13 - Zandpanne - centraal gedeelte : seizoenfluktuaties waargenomen in ondiepe piëzometers (laag B en C)

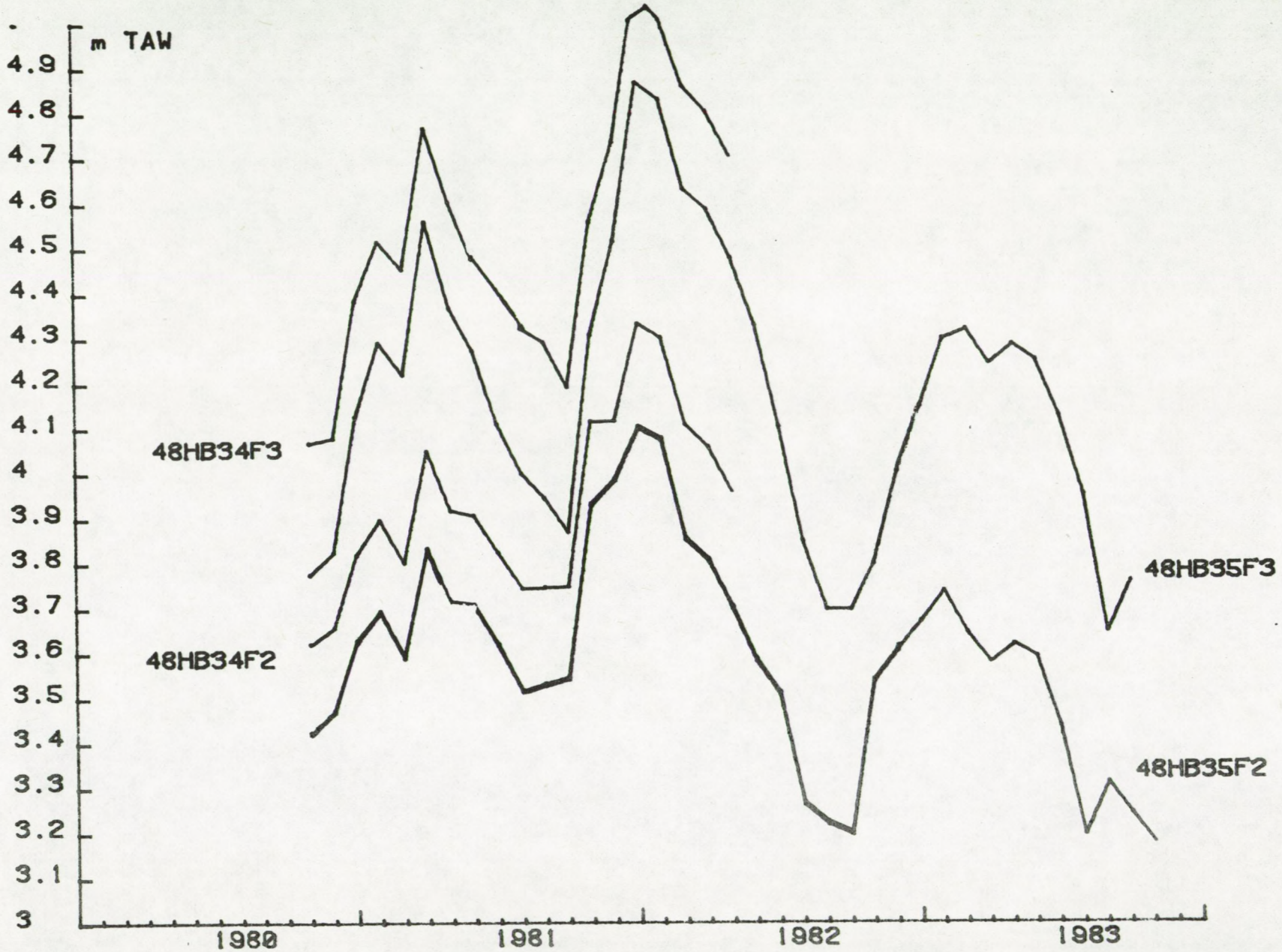


Fig. 4.14 - Zandpanne - centraal gedeelte - seizoenfluktuaties waargenomen in ondiepe piëzometers (laag B en C)

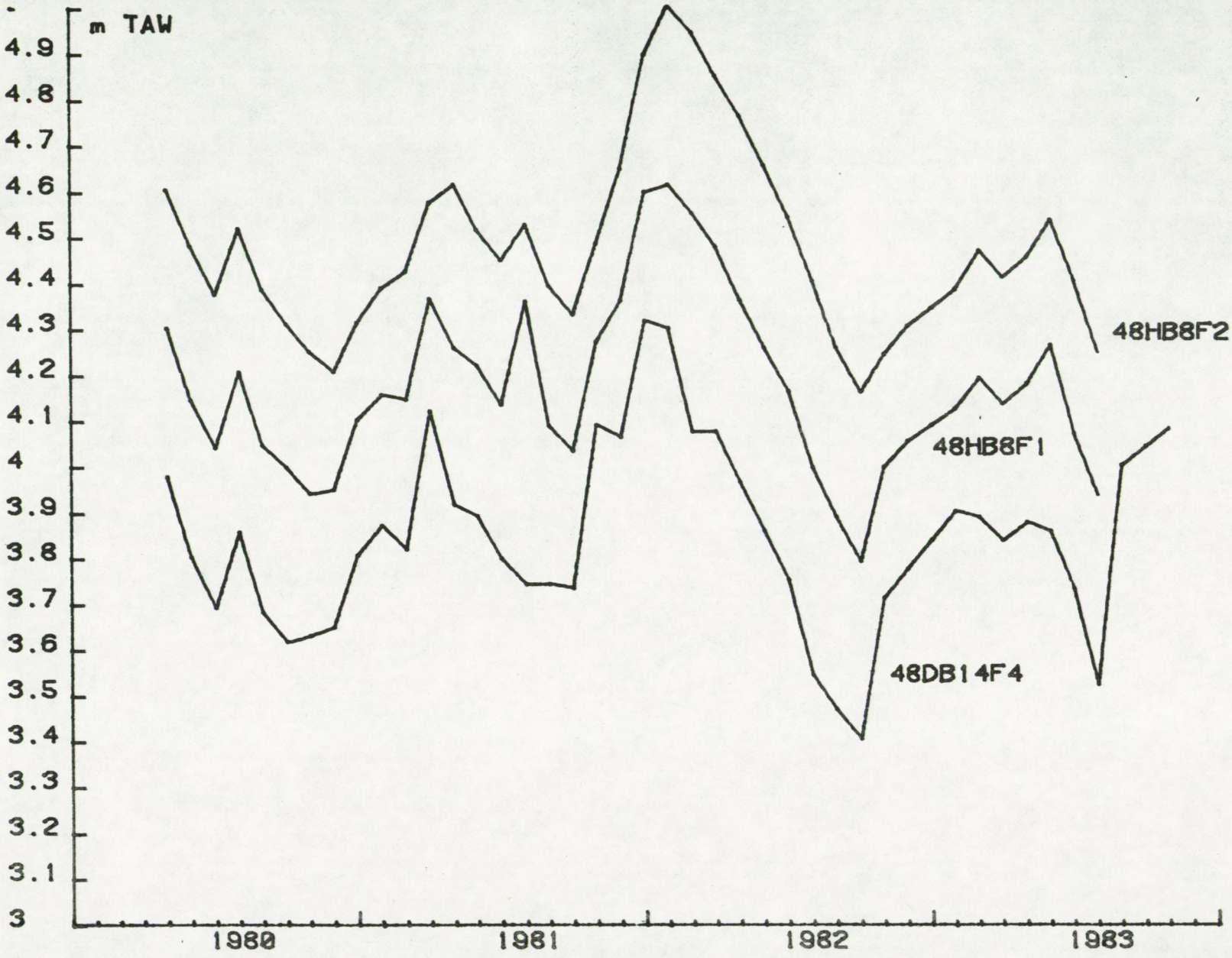


Fig. 4.15 - Zandpanne - centraal gedeelte : seizoenfluktuaties waargenomen in ondiepe piëzometers (laag B en C)

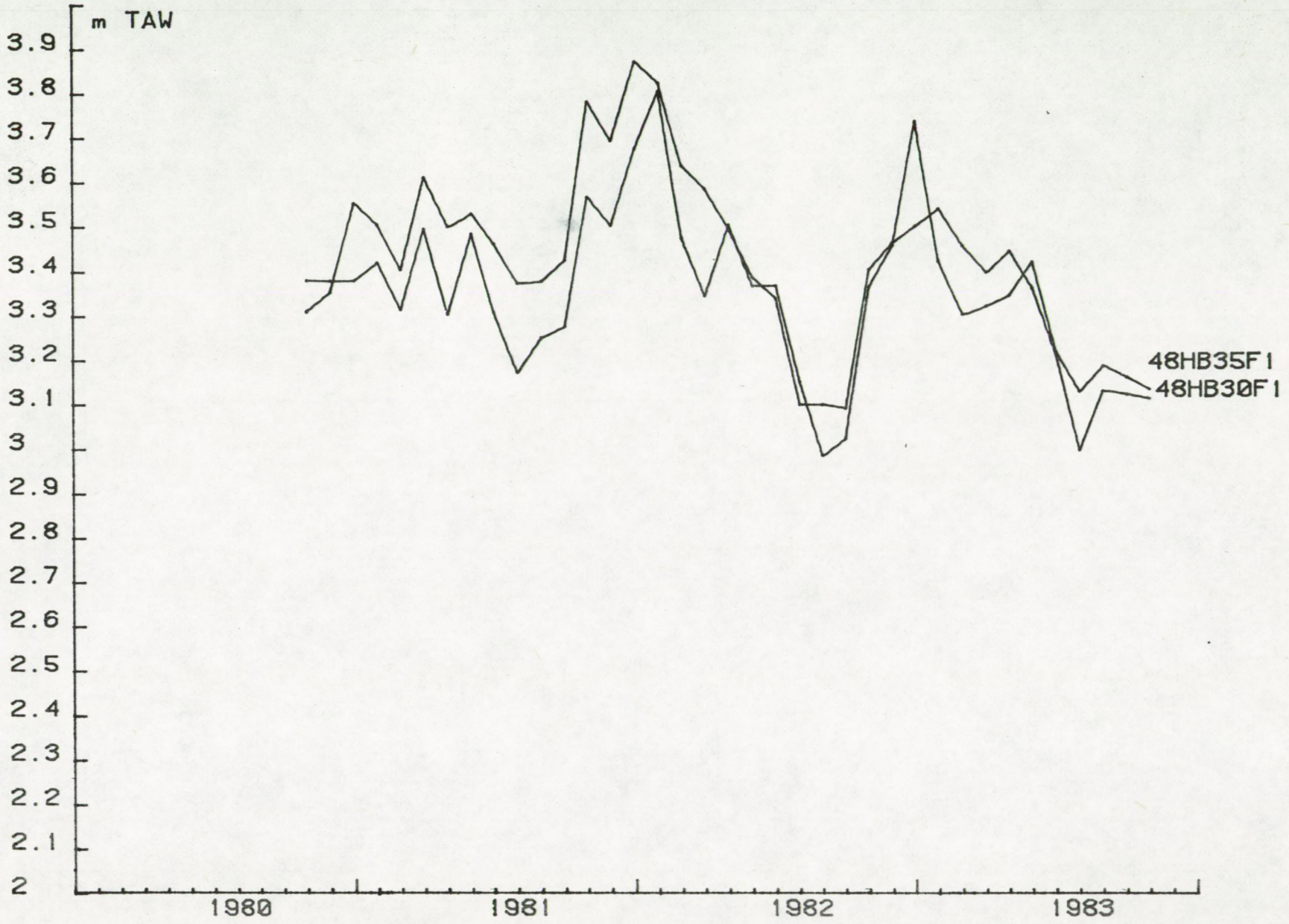


Fig. 4.16 - Zandpanne - centraal gedeelte : seizoenfluktuaties waargenomen in diepe piëzometers (laag A)

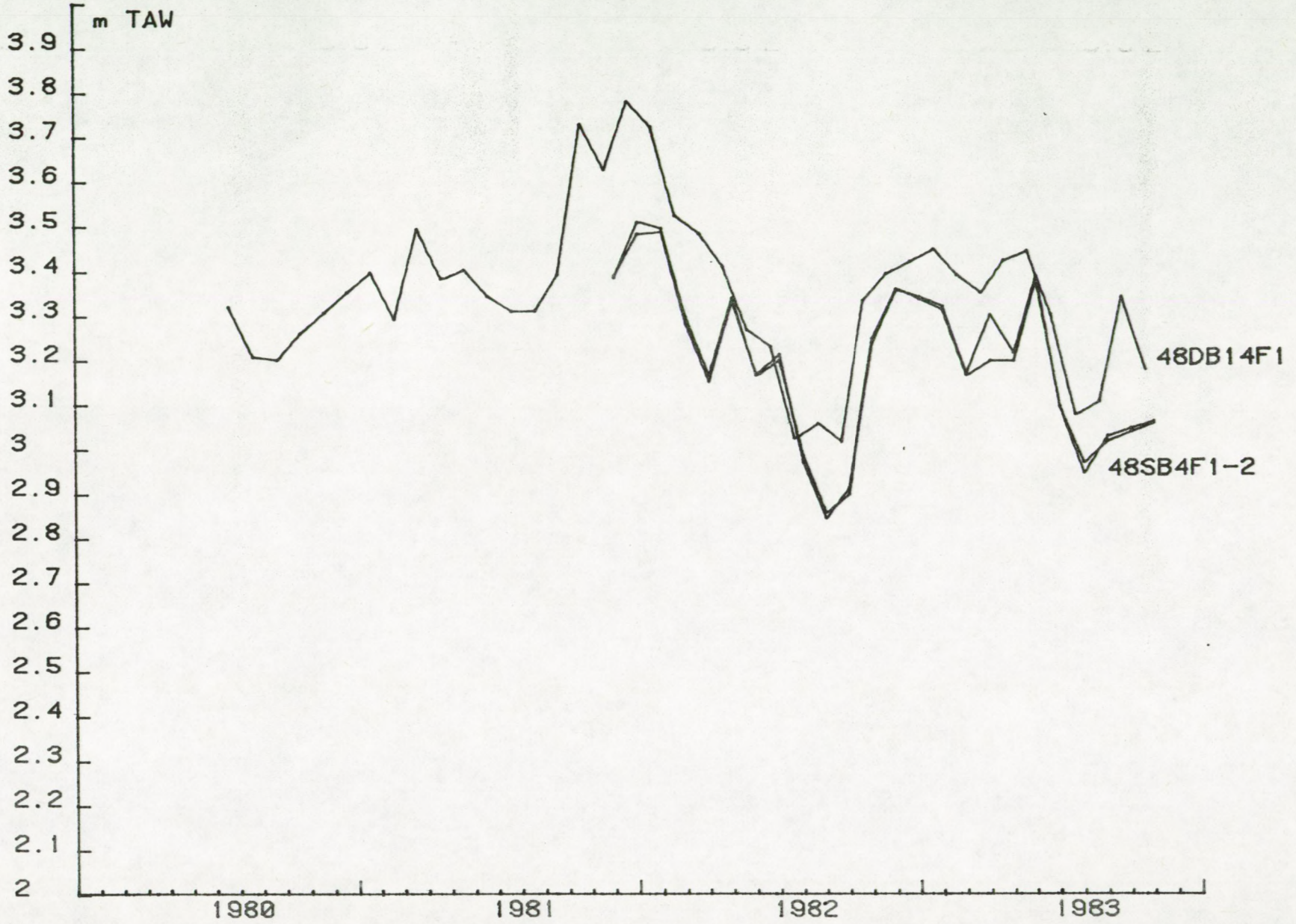


Fig. 4.17 - Zandpanne - centraal gedeelte : seizoenfluktuaties waargenomen in diepe piëzometers (laag A)

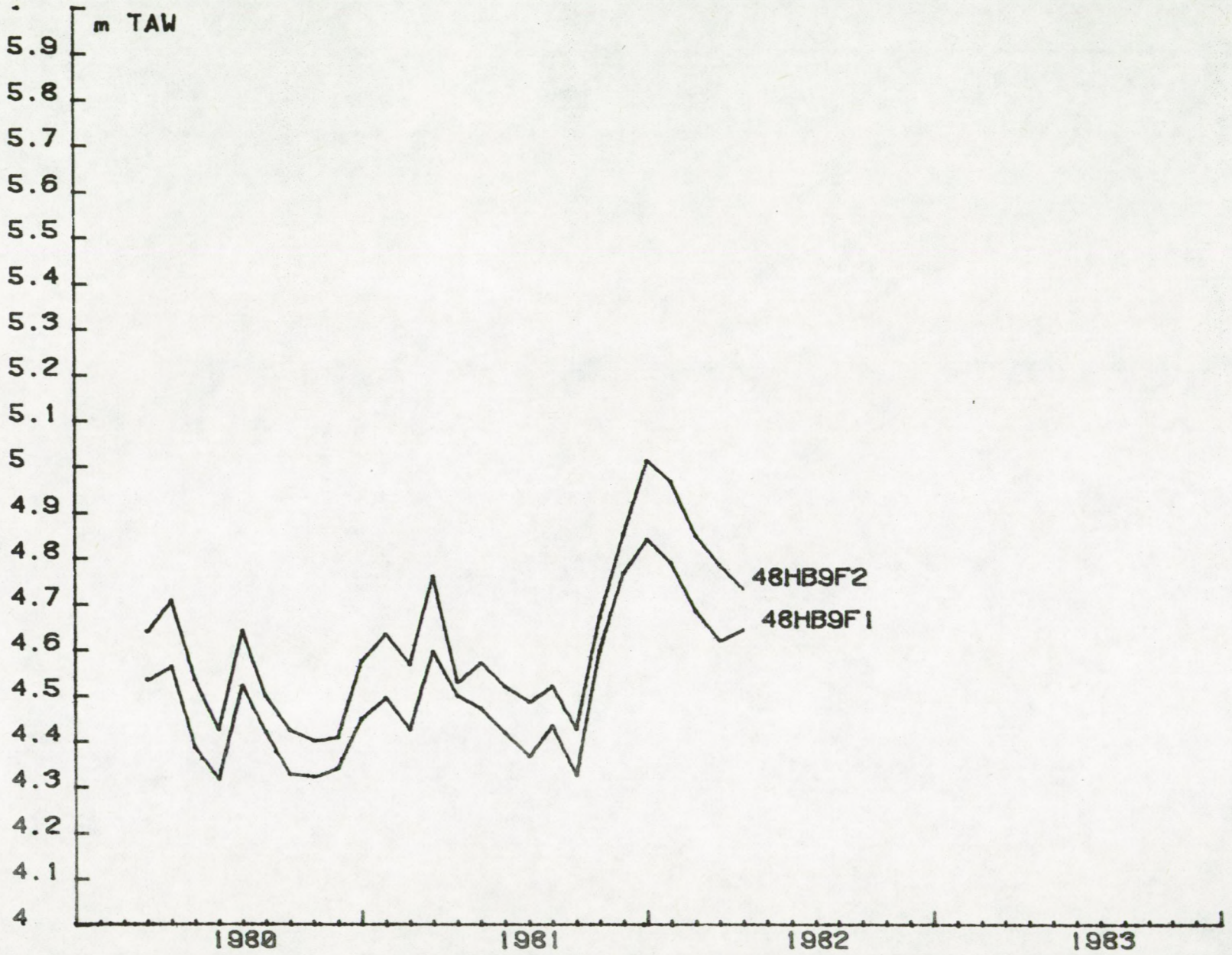


Fig. 4.18 - Middelste paraboolduin - zeewaarts gedeelte : seizoenfluktuaties waargenomen in ondiepe piëzometers (laag B en C)

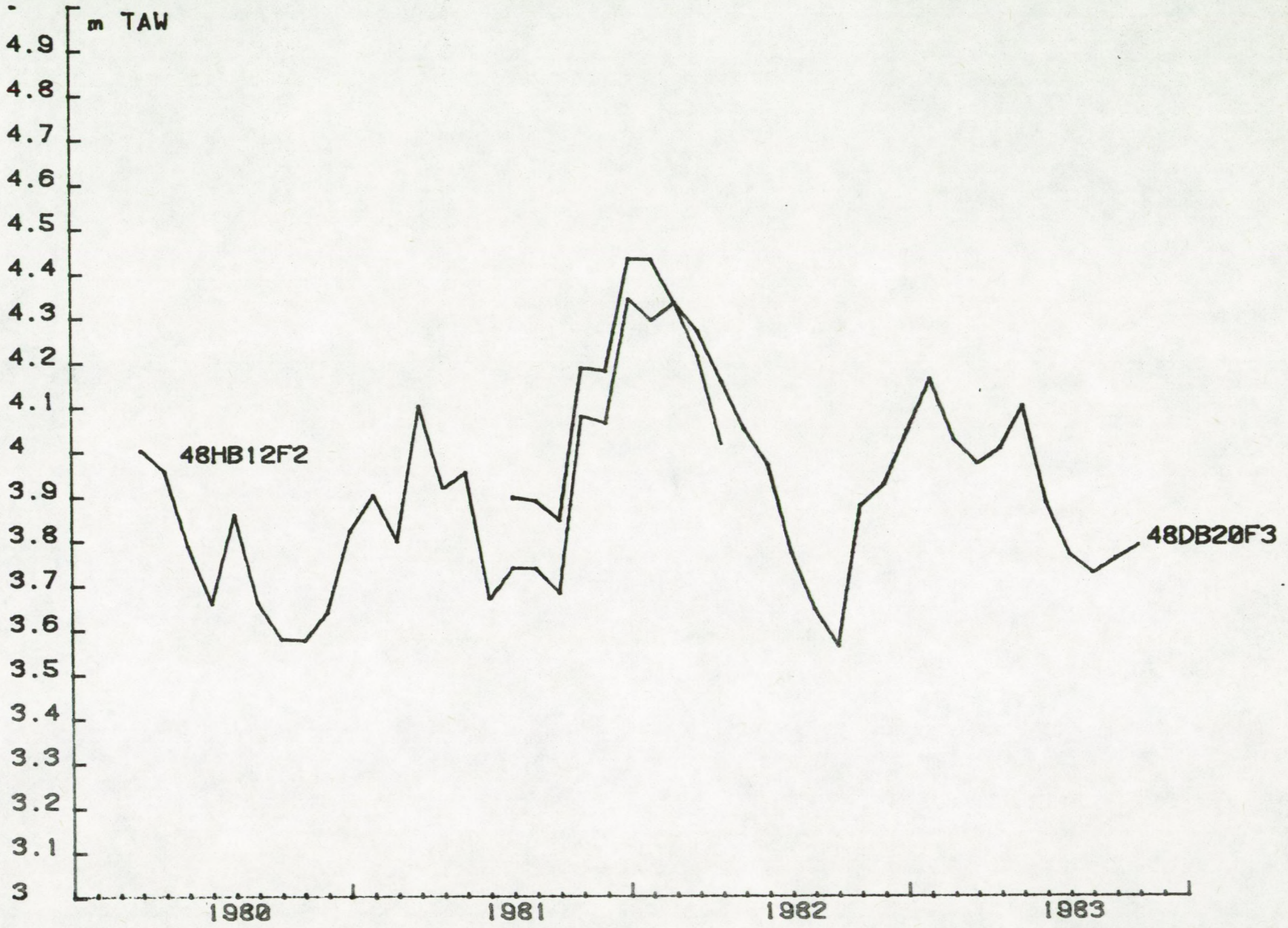


Fig. 4.19 - Middelste paraboolduin - centraal gedeelte : seizoenfluktuaties waargenomen in ondiepe piëzometers (laag B)

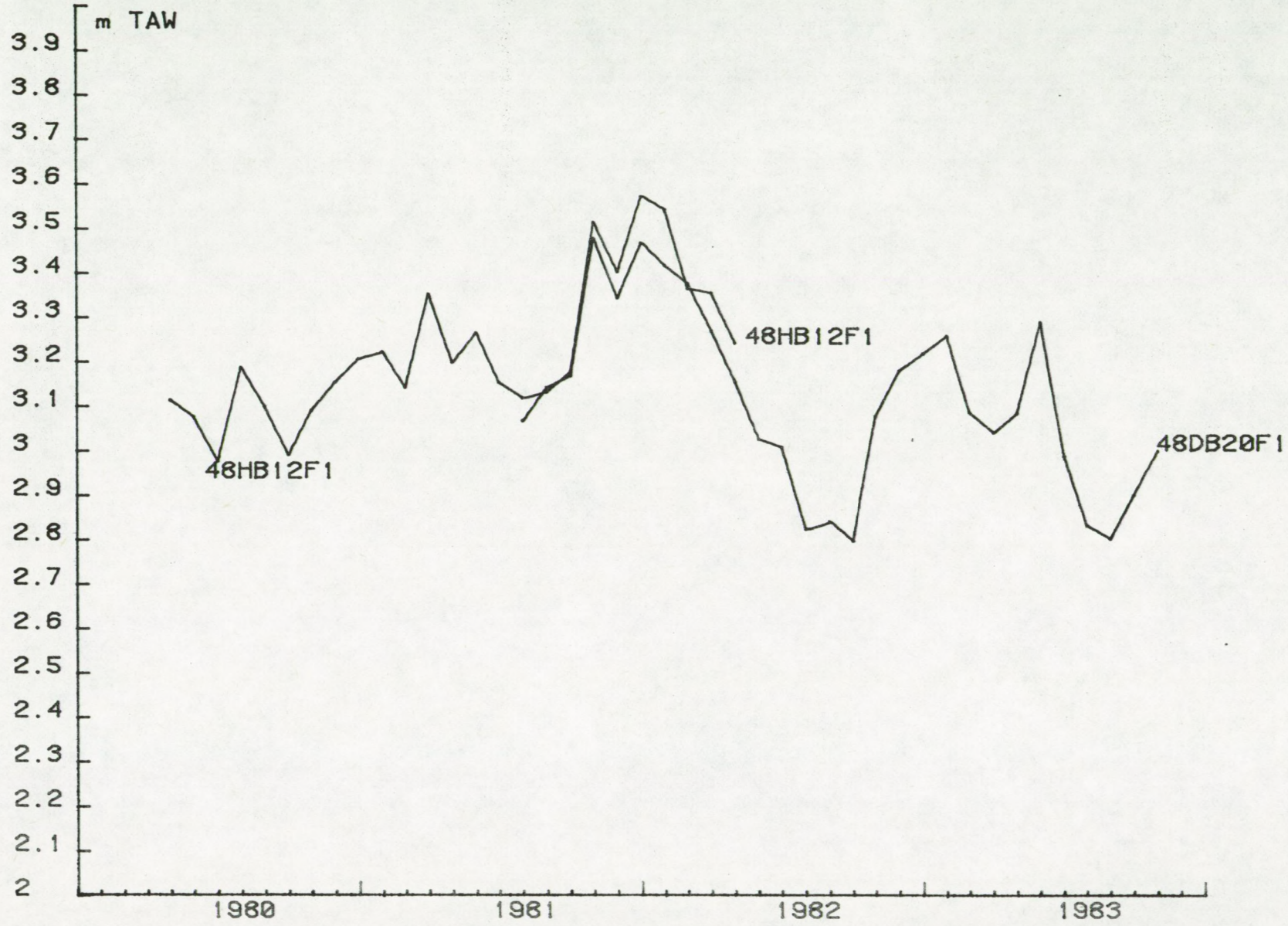


Fig. 4.20 - Middelste paraboolduin - centraal gedeelte : seizoenfluktuaties waargenomen in diepe piëzometers (laag A)

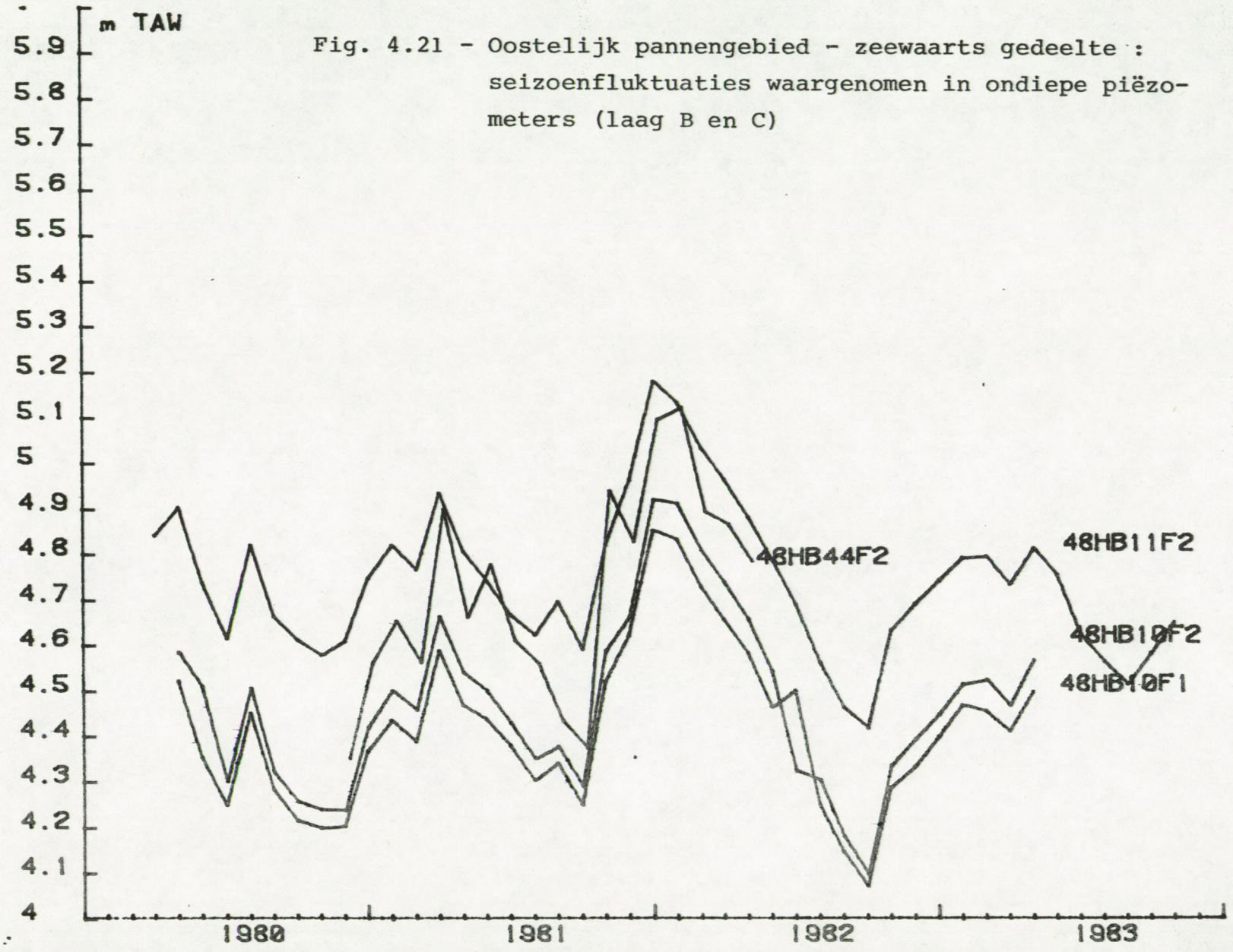
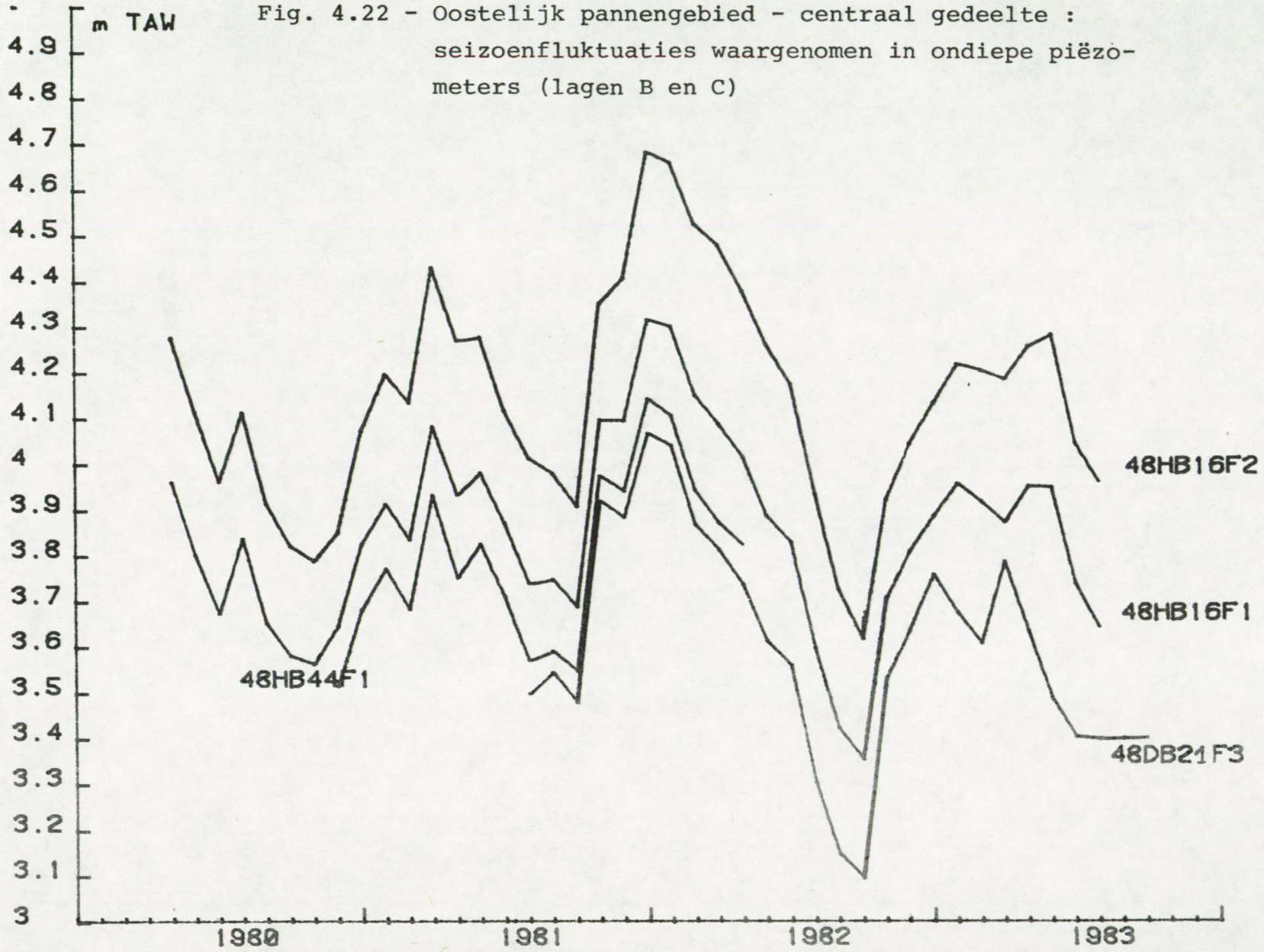


Fig. 4.21 - Oostelijk pannengebied - zeewaarts gedeelte : seizoenfluktuaties waargenomen in ondiepe piëzometers (laag B en C)

Fig. 4.22 - Oostelijk pannengebied - centraal gedeelte : seizoenfluktuaties waargenomen in ondiepe piëzometers (lagen B en C)



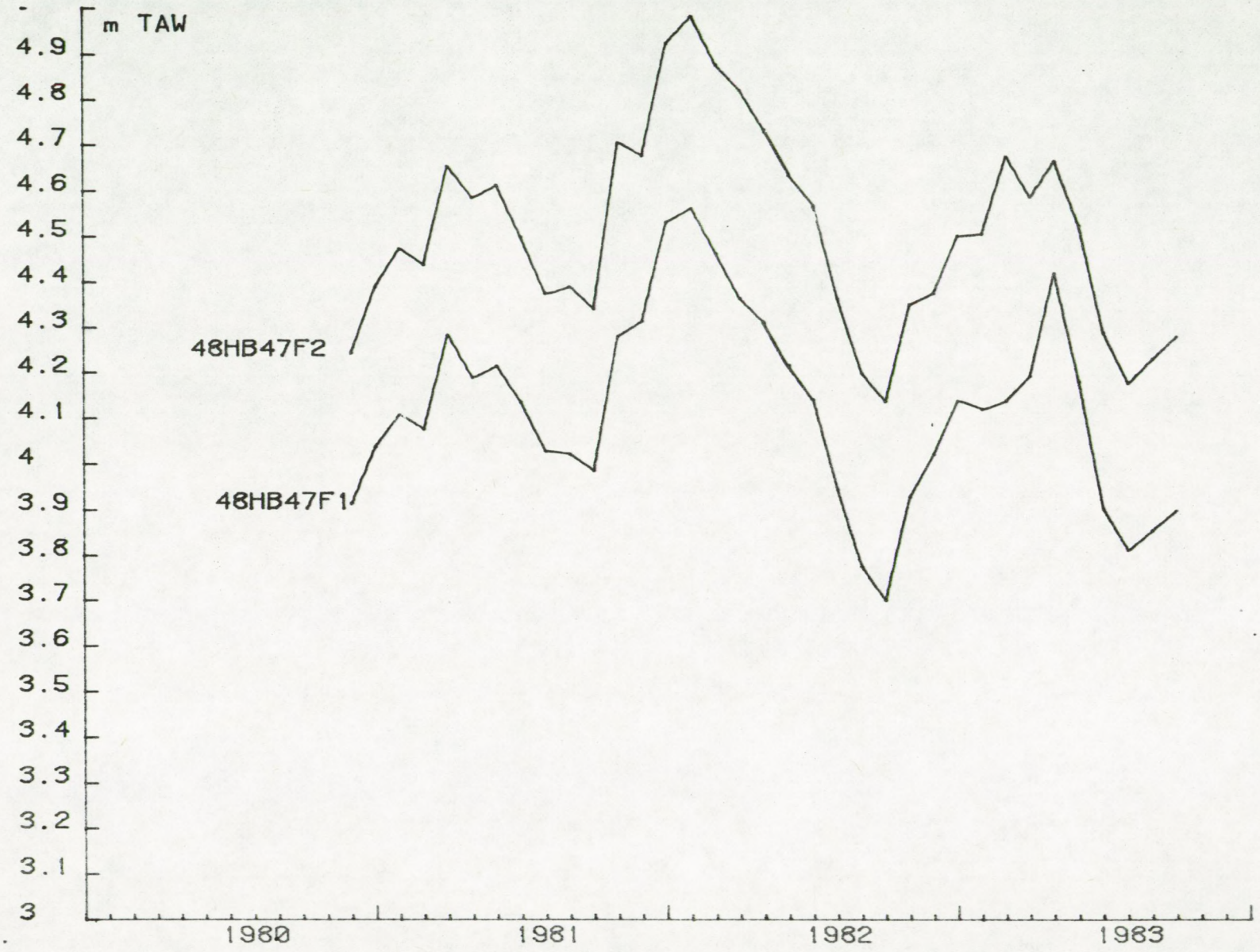


Fig. 4.23 - Oostelijk pannengebied - centraal gedeelte : seizoenfluktuaties waargenomen in ondiepe piëzometers (lagen B en C)

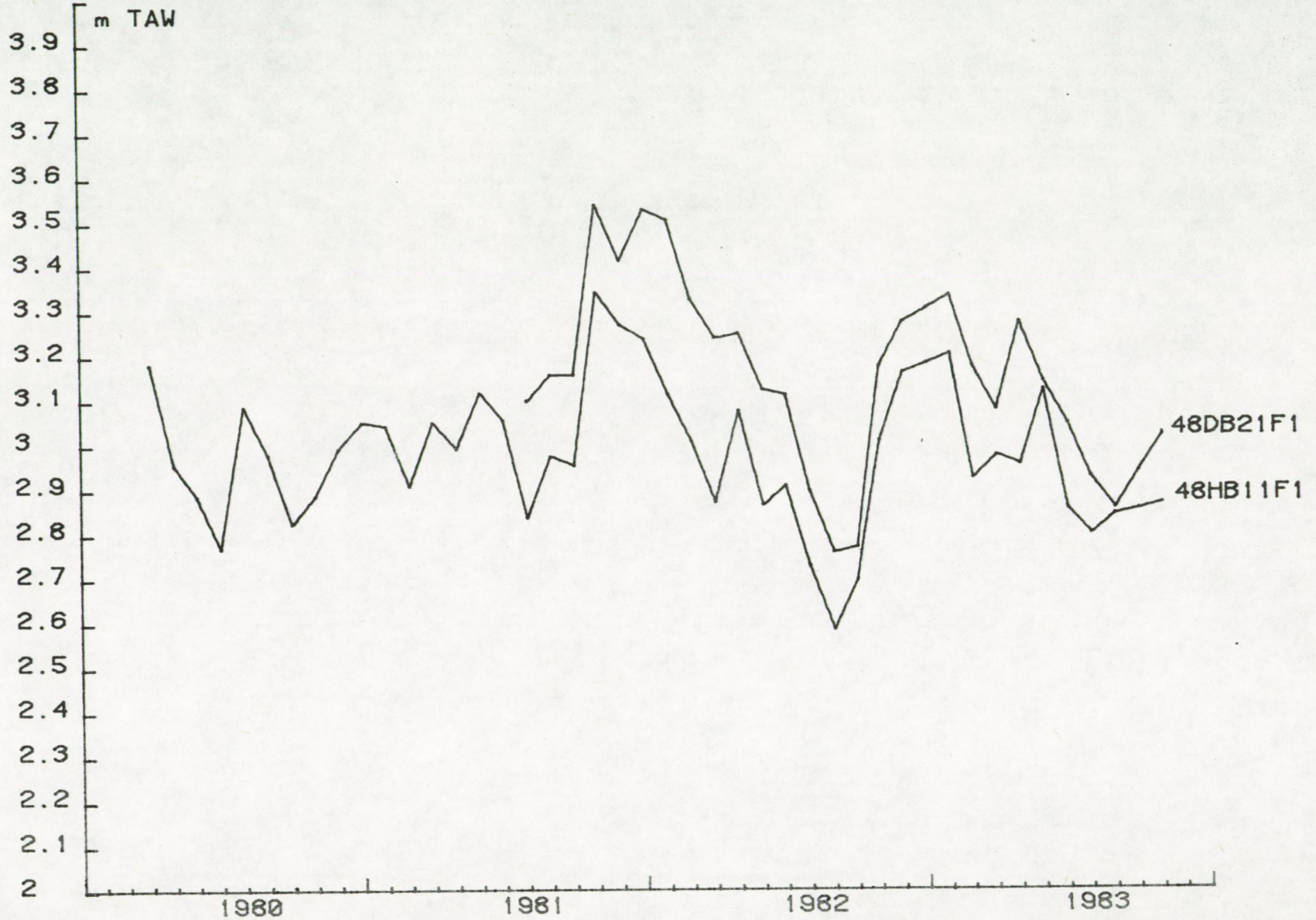


Fig. 4.24 - Oostelijk pannengebied - centraal gedeelte : seizoenfluktuaties waargenomen in diepe piëzometers (laag A)

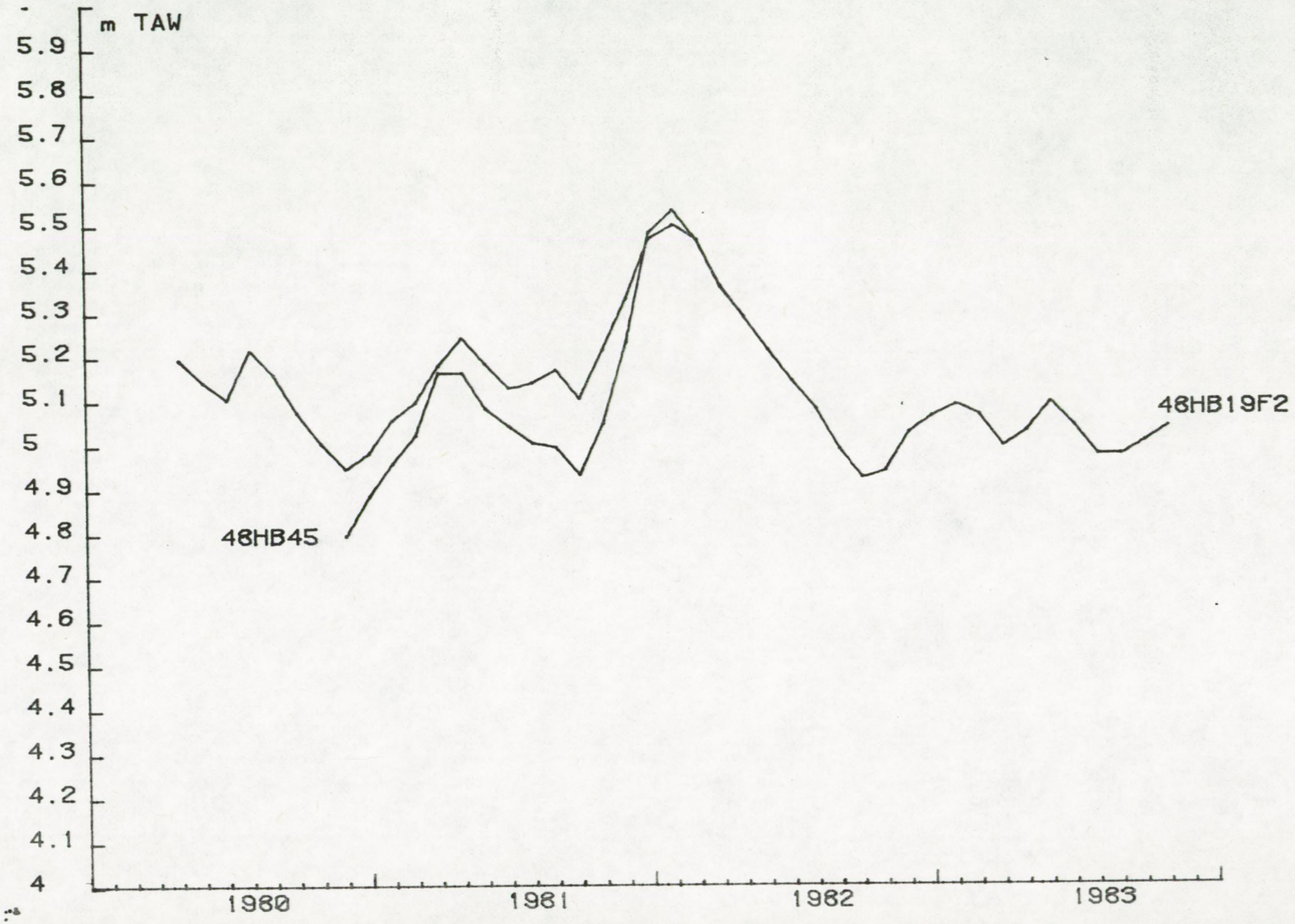


Fig. 4.25 - Oostelijke paraboolduin : seizoenfluktuaties waargenomen in ondiepe piëzometers (laag C)

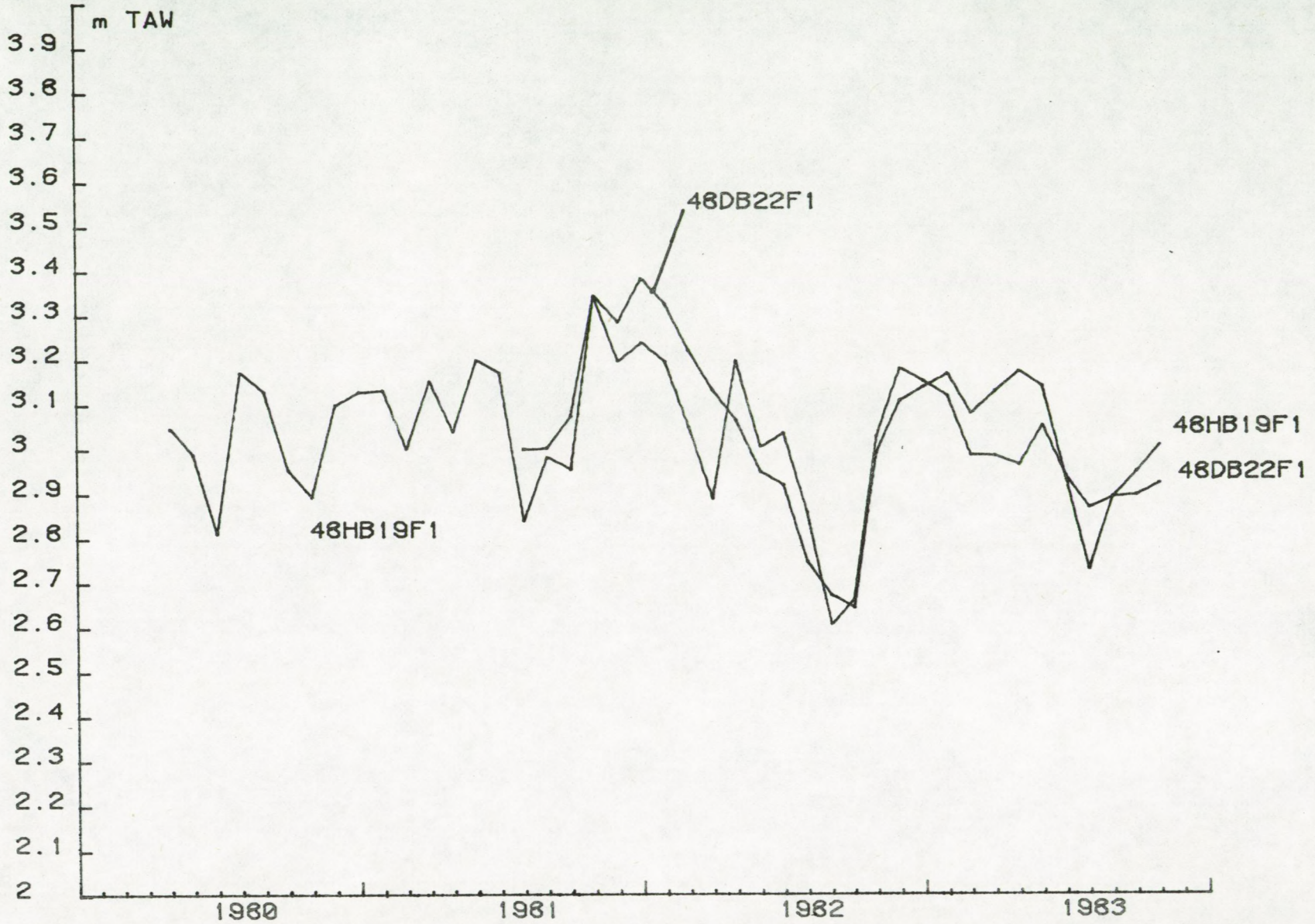


Fig. 4.26 - Oostelijke paraboolduin : seizoenfluktuaties waargenomen in diepe piëzometers (laag A)

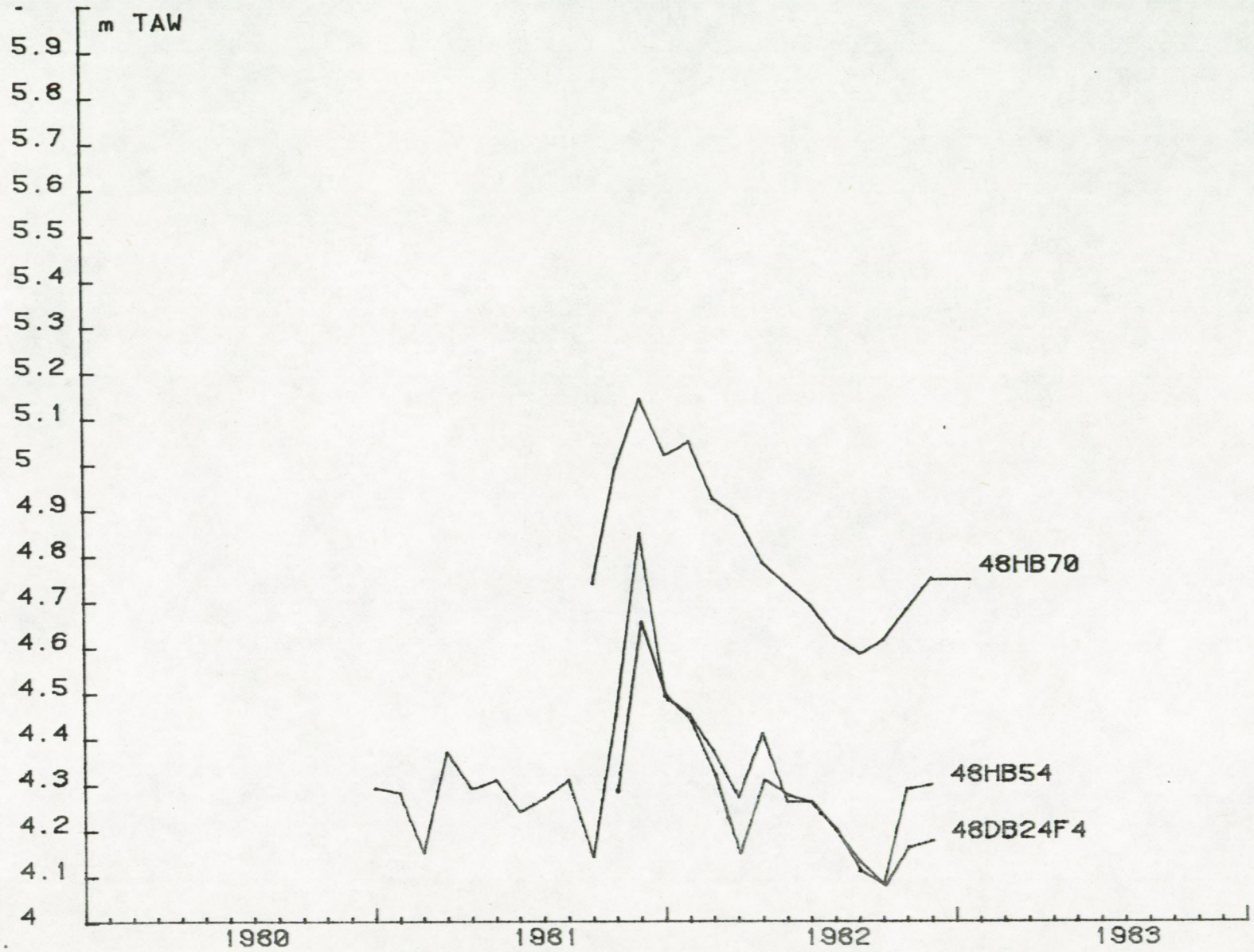


Fig. 4.27 - Seizoenfluktuaties waargenomen in piëzometers nabij de hoogwaterlijn

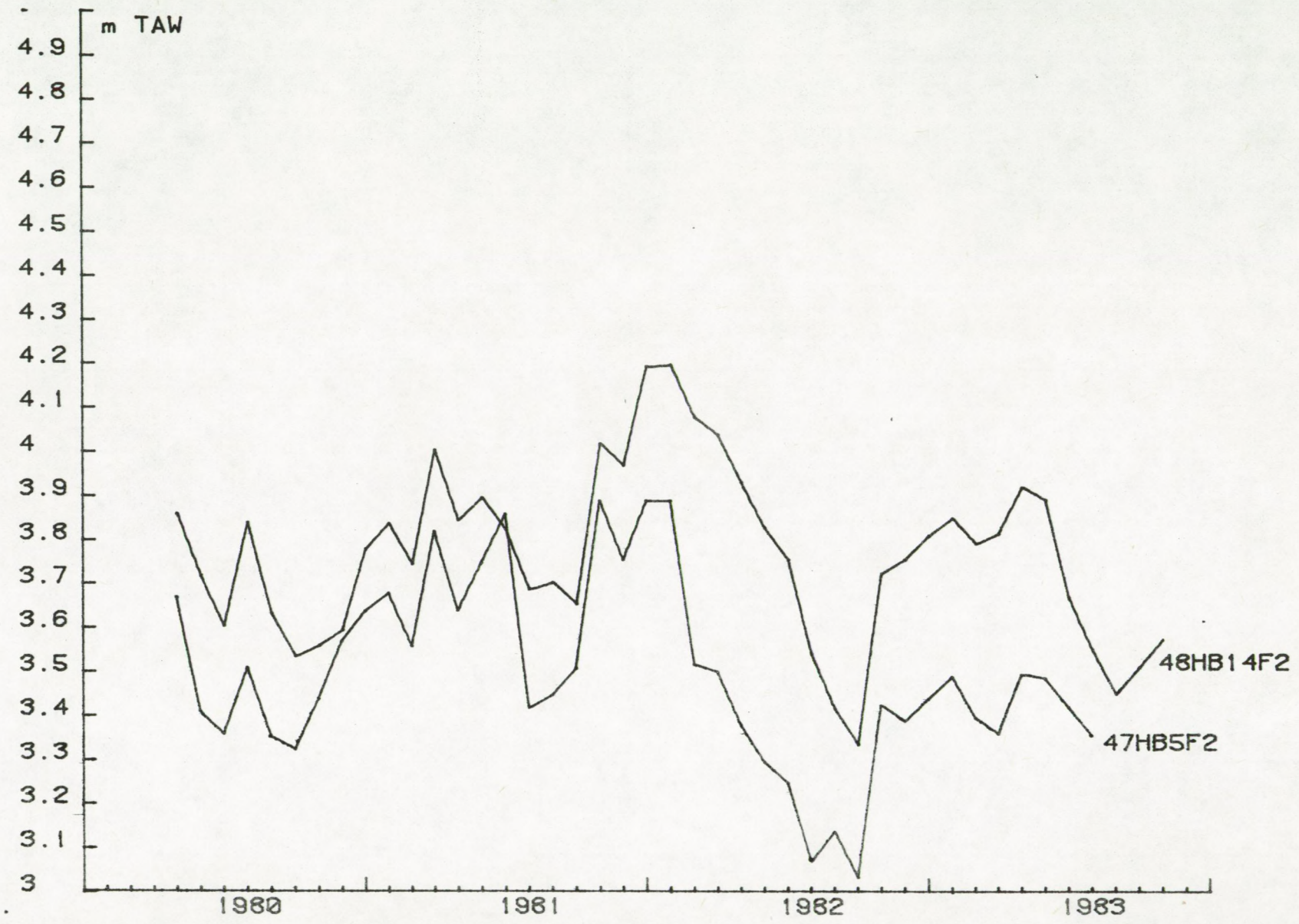


Fig. 4.28 - Zuidelijke duinrand : seizoenfluktuaties waargenomen in ondiepe piëzometers (laag B)



Fig. 4.29 - Zuidelijke duinrand : seizoenfluktuaties waargenomen in een ondiepe piëzometer (laag B : 48HB13F1) en in een diepe piëzometer (laag A : 48HB18)

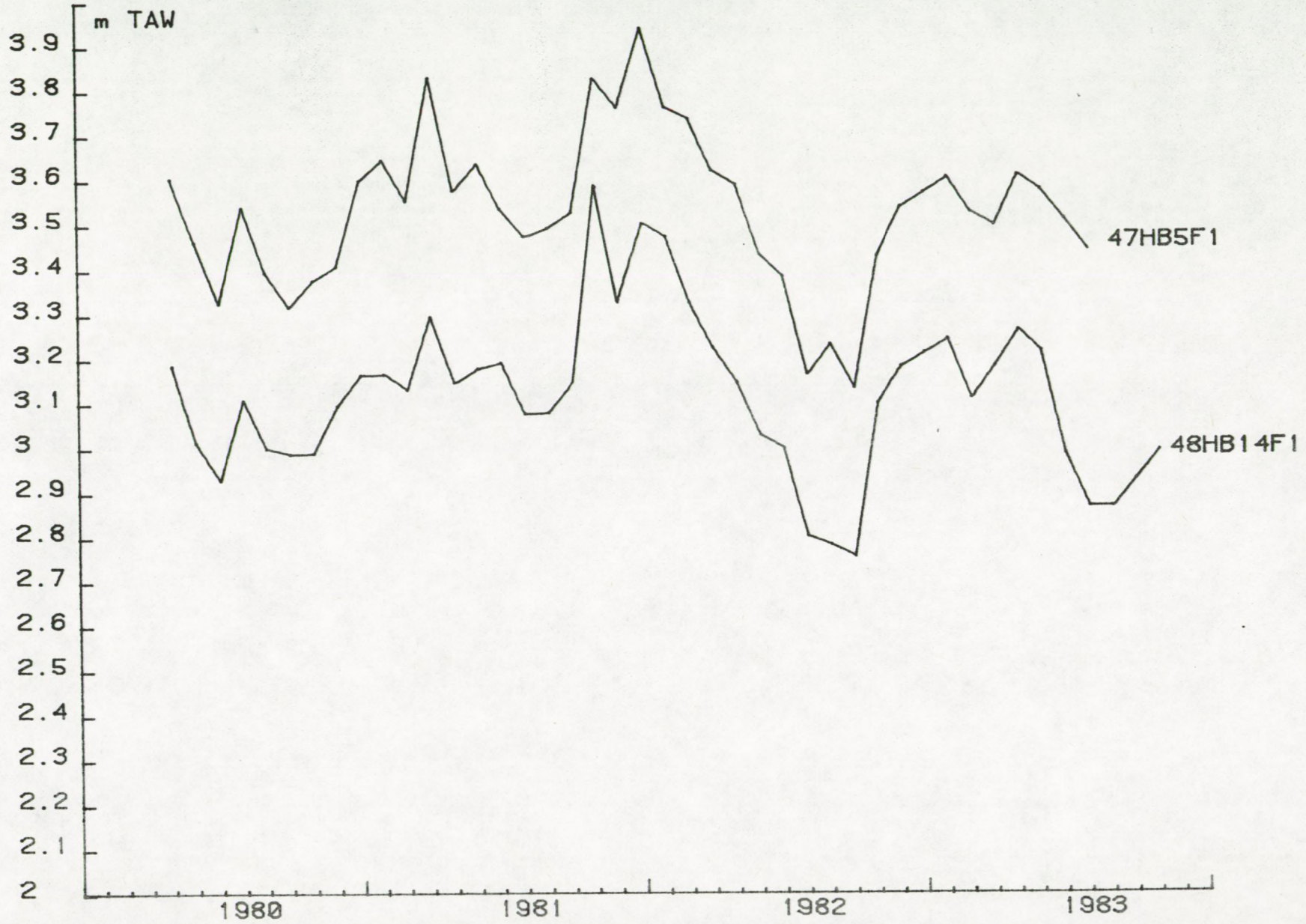


Fig. 4.30 - Zuidelijke duinrand : seizoenfluktuaties waargenomen in diepe piëzometers (laag A)

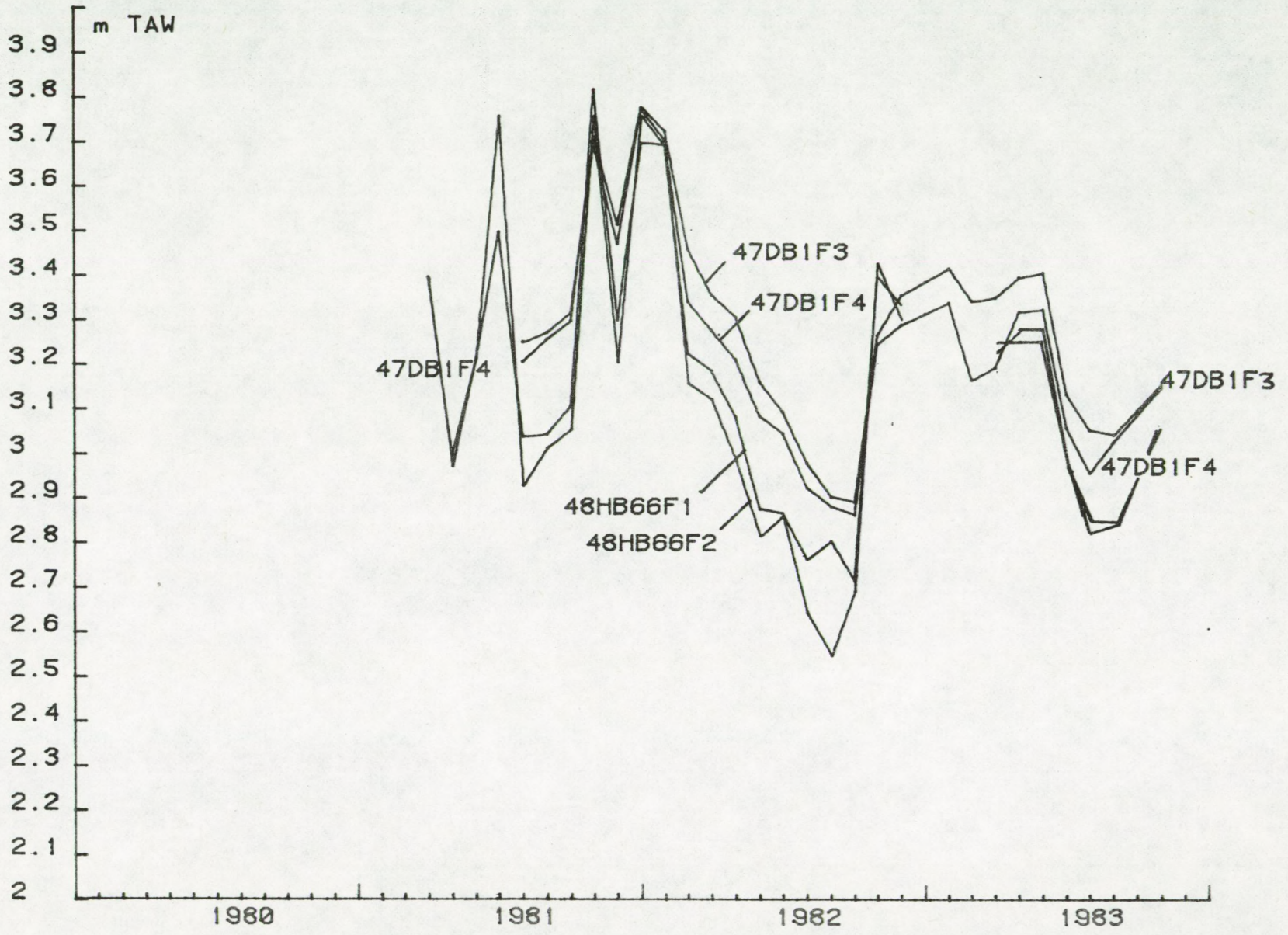


Fig. 4.31 - Seizoenfluktuaties waargenomen in piëzometers in de polders

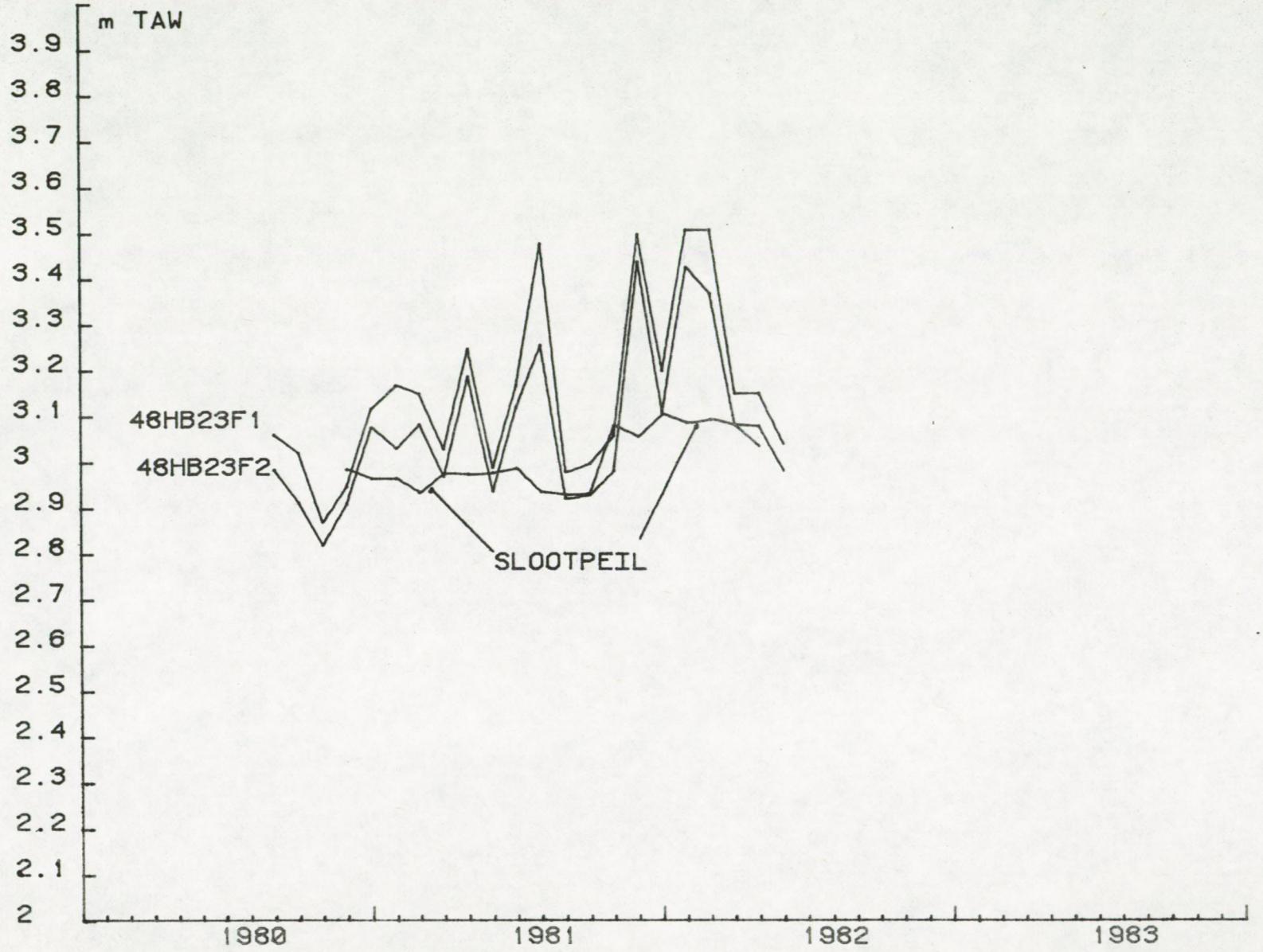


Fig. 4.32 - Seizoenfluktuaties waargenomen in piëzometers en op een slootpeilschaal in de polders

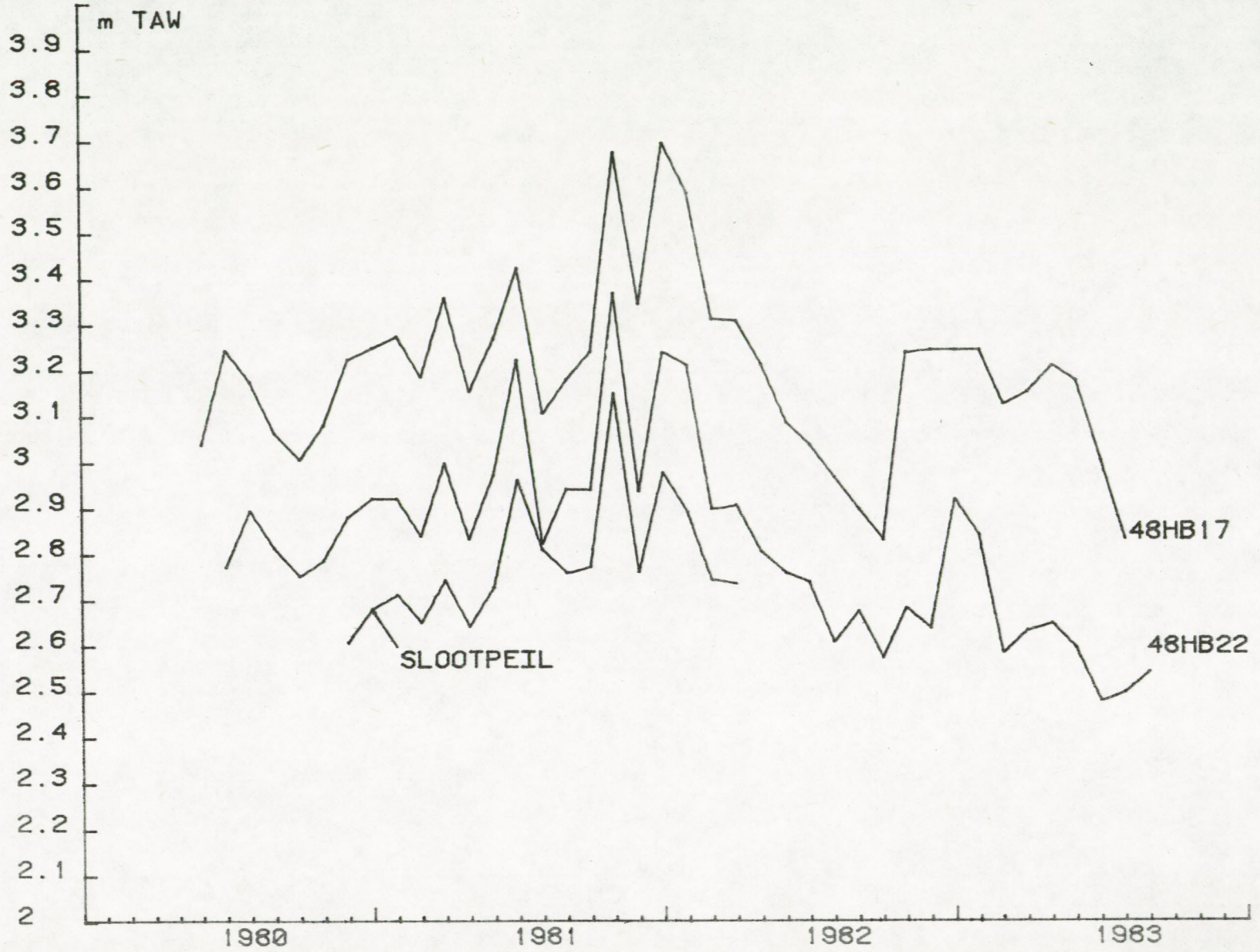


Fig. 4.33 - Seizoenfluktuaties waargenomen in piëzometers en op een slootpeilschaal in de polders

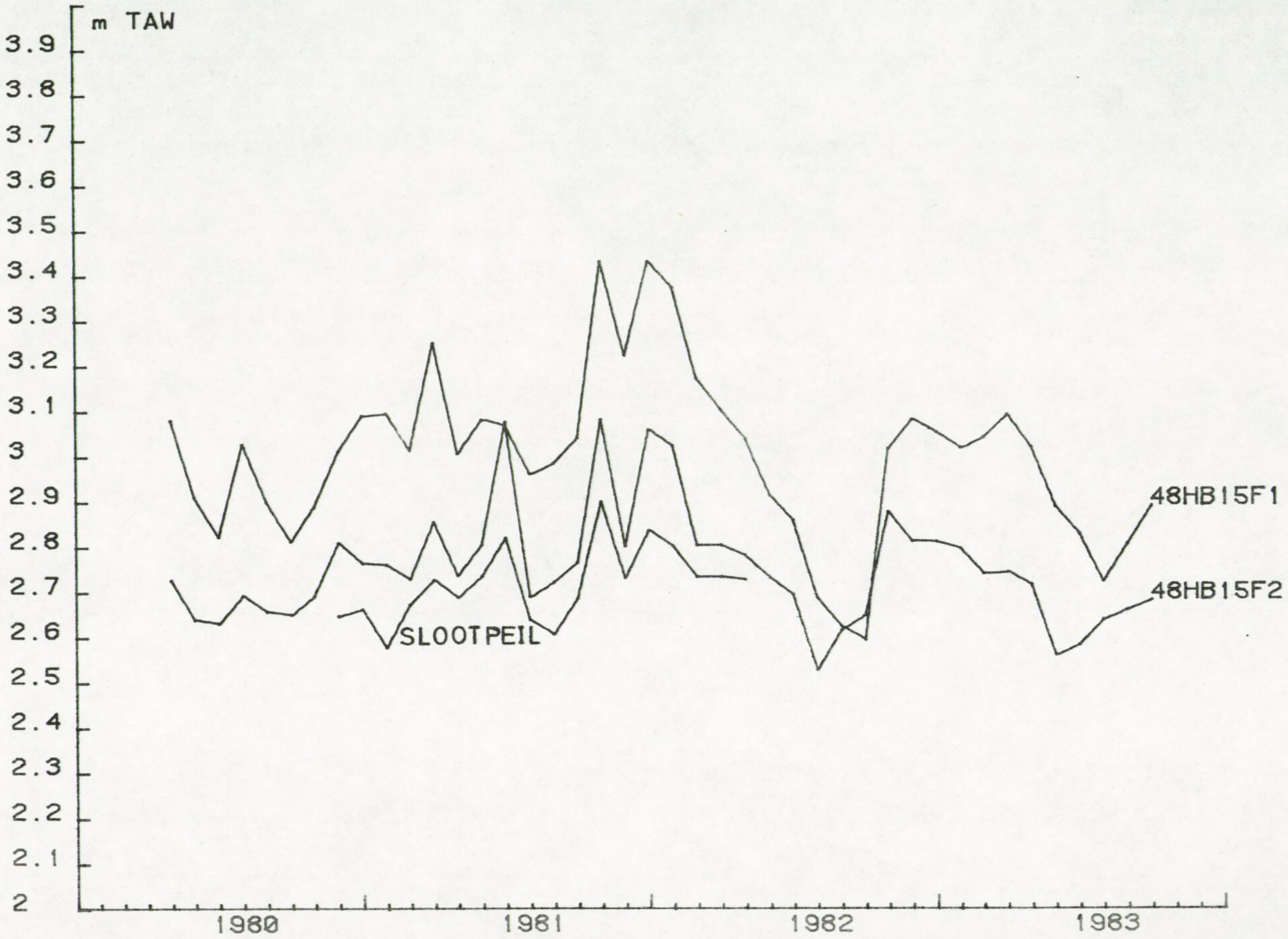


Fig. 4.34 - Seizoenfluktuaties waargenomen in piëzometers en op een slootpeilschaal in de polders

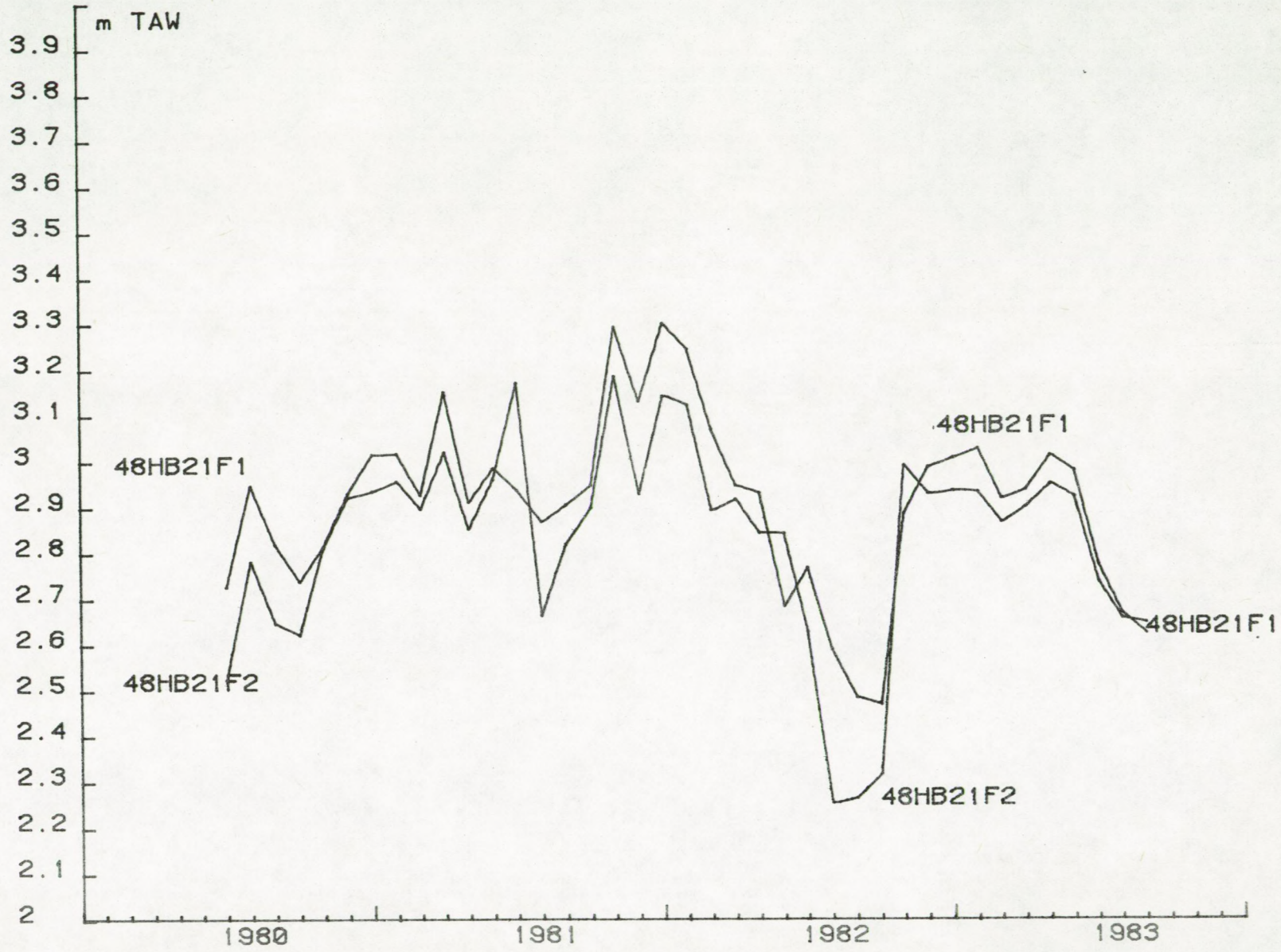


Fig. 4.35 - Seizoenfluktuaties waargenomen in piëzometers in de polders

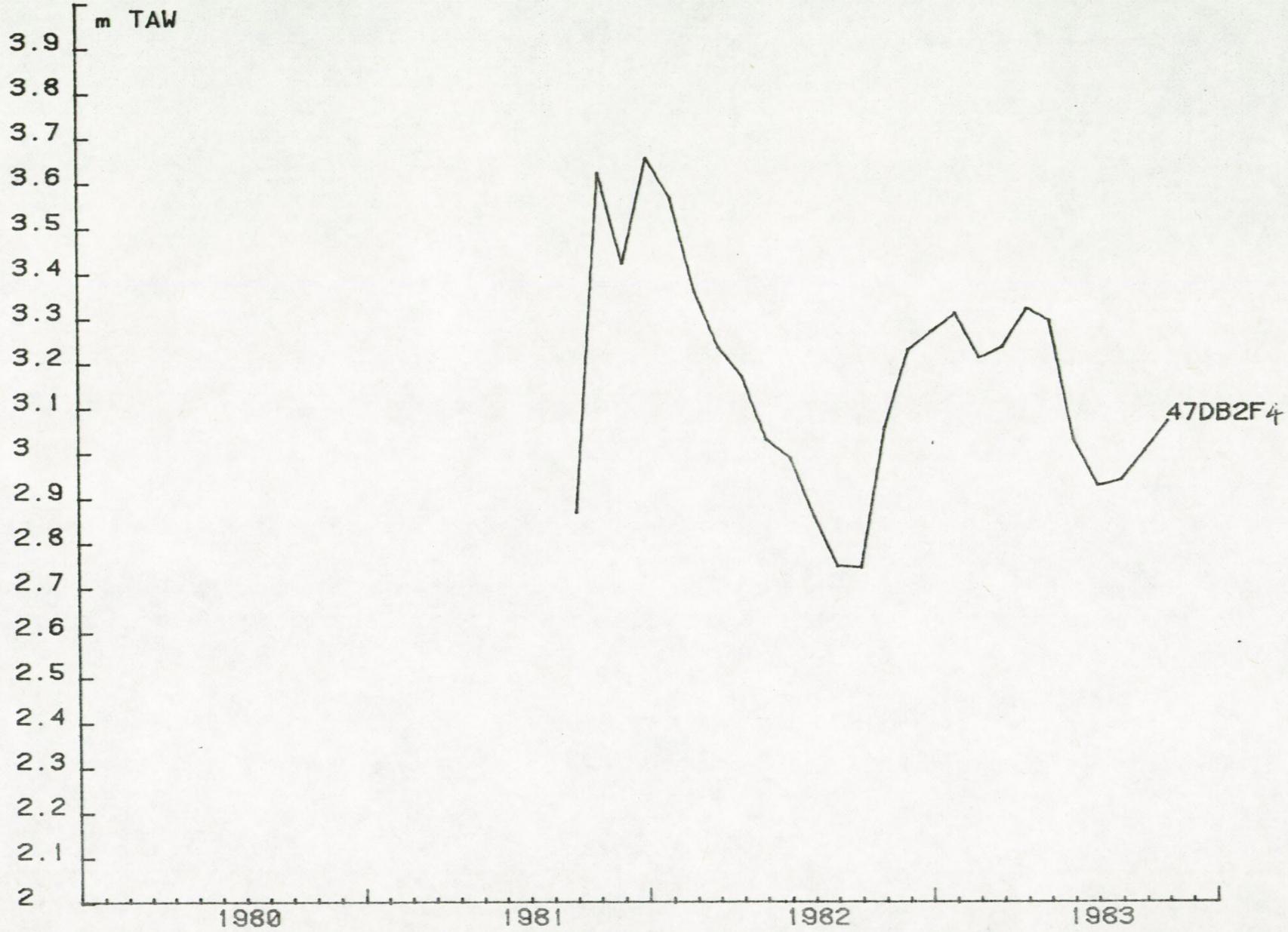


Fig. 4.36 - Seizoenfluktuaties waargenomen in een diepe piëzometer in de Vlissegemse Binnenduinen (laag A)

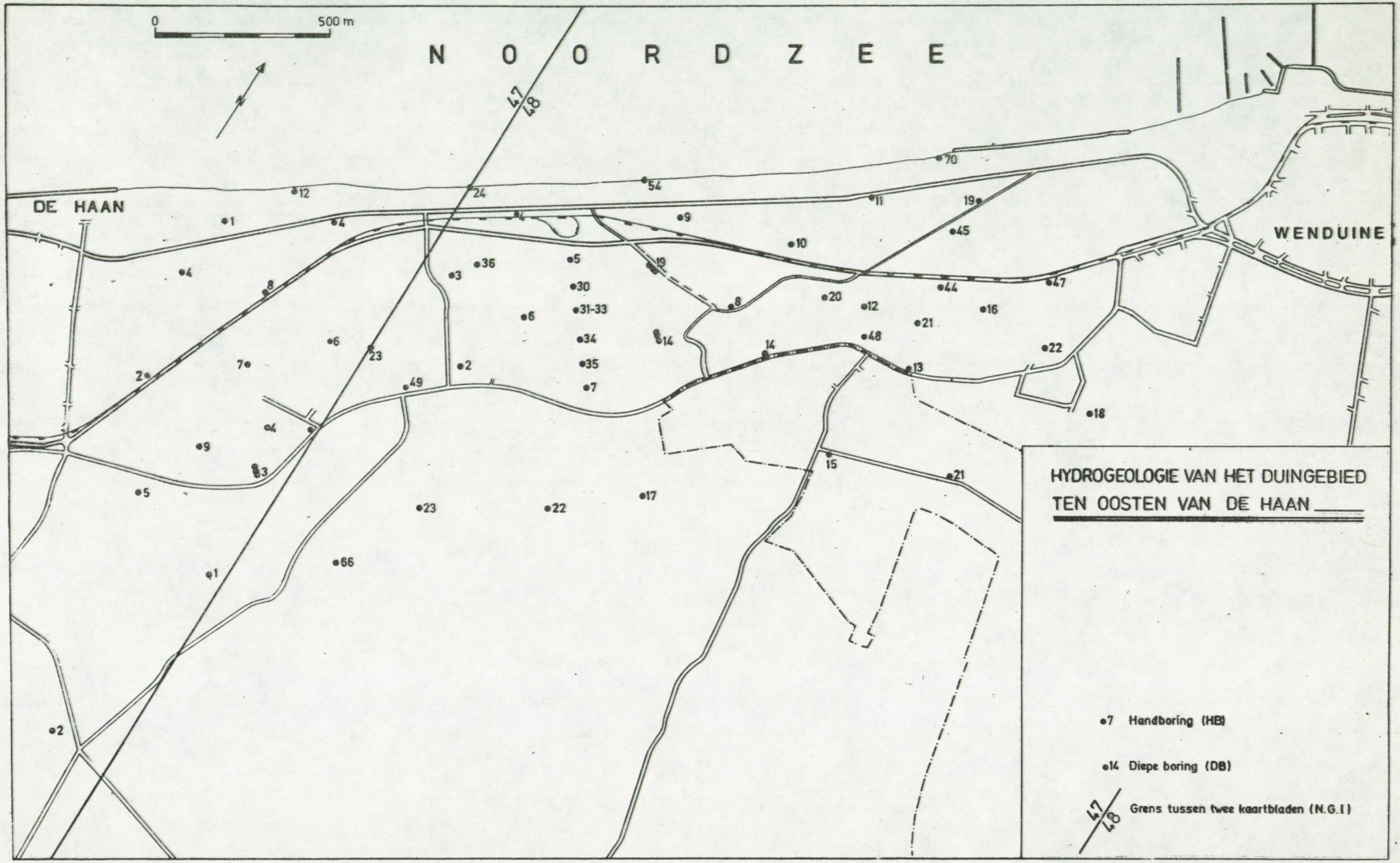

0
500 m
N O O R D Z E E
47
48
DE HAAN
WENDUINE
HYDROGEOLOGIE VAN HET DUINGEBIED
TEN OOSTEN VAN DE HAAN
•7 Handboring (HB)
•14 Diepe boring (DB)
47/48 Grens tussen twee kaartbladen (N.G.I)

Fig. 4.37

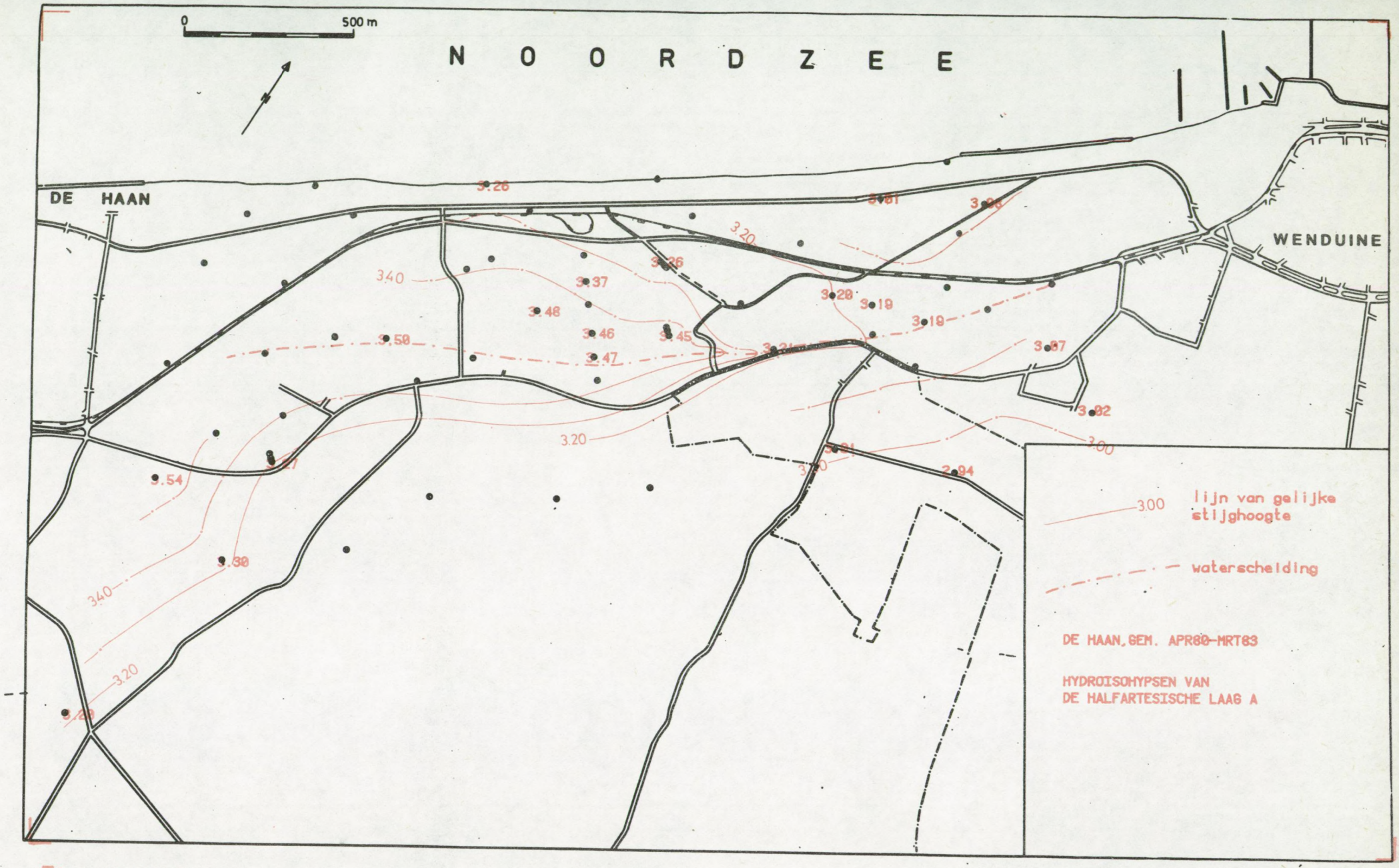

0
500 m
N O O R D Z E E
DE HAAN
WENDUINE
3.26
3.01
3.08
3.20
3.26
3.40
3.37
3.48
3.46
3.45
3.50
3.47
3.20
3.19
3.19
3.07
3.02
3.00
3.20
3.01
3.20
2.94
3.54
3.27
3.30
3.40
3.20
3.20
3.00 lijn van gelijke stijghoogte
waterscheiding
DE HAAN, GEM. APR80-MRT83
HYDROISOHYPSEN VAN
DE HALFARTESISCHE LAAG A

Fig. 4.38

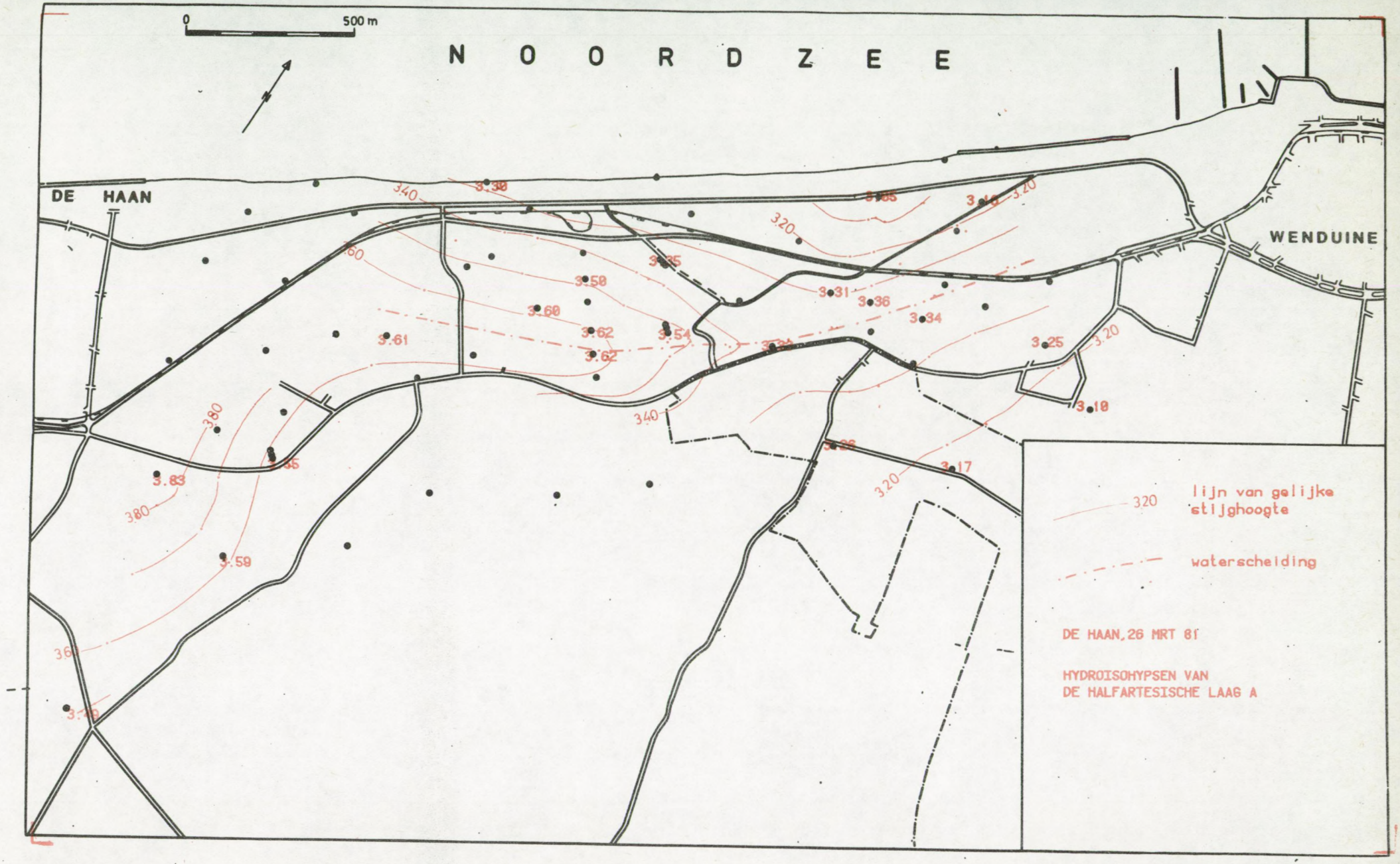

0
500 m
N O O R D Z E E
DE HAAN
WENDUINE
3.30
3.35
3.50
3.60
3.62
3.62
3.54
3.61
3.31
3.36
3.34
3.25
3.10
3.17
3.83
3.59
3.20
3.40
3.60
3.80
lijn van gelijke stijghoogte
waterscheiding
DE HAAN, 26 MRT 81
HYDROISOHYPSEN VAN
DE HALFARTESISCHE LAAG A

Fig. 4.39

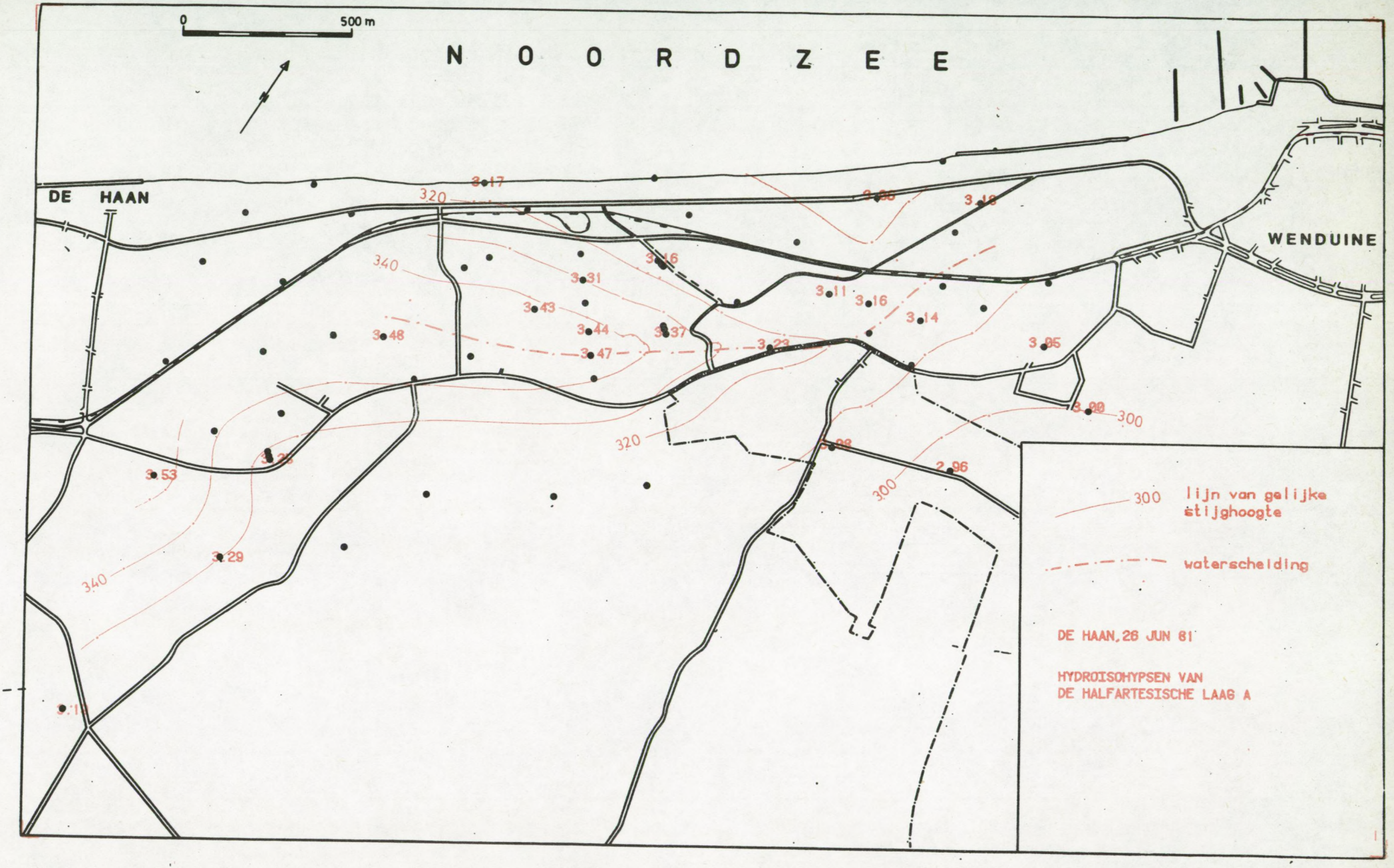

0
500 m
N O O R D Z E E
DE HAAN
WENDUINE
3.17
320
3.18
3.16
3.31
3.43
3.44
3.47
3.48
3.37
3.23
3.11
3.16
3.14
3.05
3.00
300
3.53
3.29
340
2.96
300 lijn van gelijke stijghoogte
waterscheiding
DE HAAN, 26 JUN 81
HYDROISOHYPSEN VAN
DE HALFARTESISCHE LAAG A

Fig. 4.40

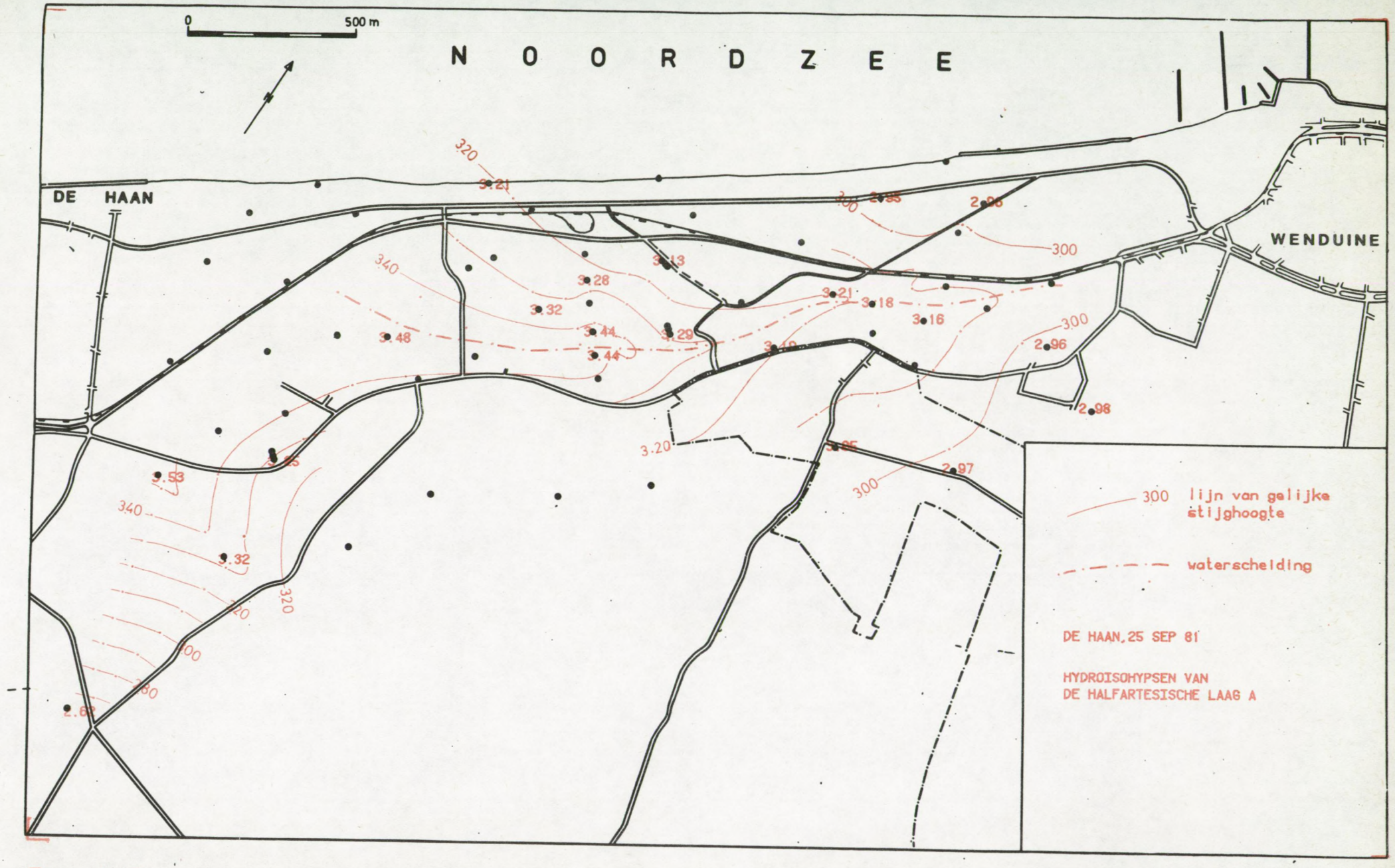

0
500 m
N O O R D Z E E
DE HAAN
WENDUINE
320
3.21
340
3.28
3.13
3.32
3.48
3.44
3.29
3.44
3.21
3.18
3.16
300
2.96
2.98
3.20
2.97
3.53
3.32
340
320
300
300 lijn van gelijke stijghoogte
waterscheiding
DE HAAN, 25 SEP 81
HYDROISOHYPSEN VAN
DE HALFARTESISCHE LAAG A

Fig. 4.41

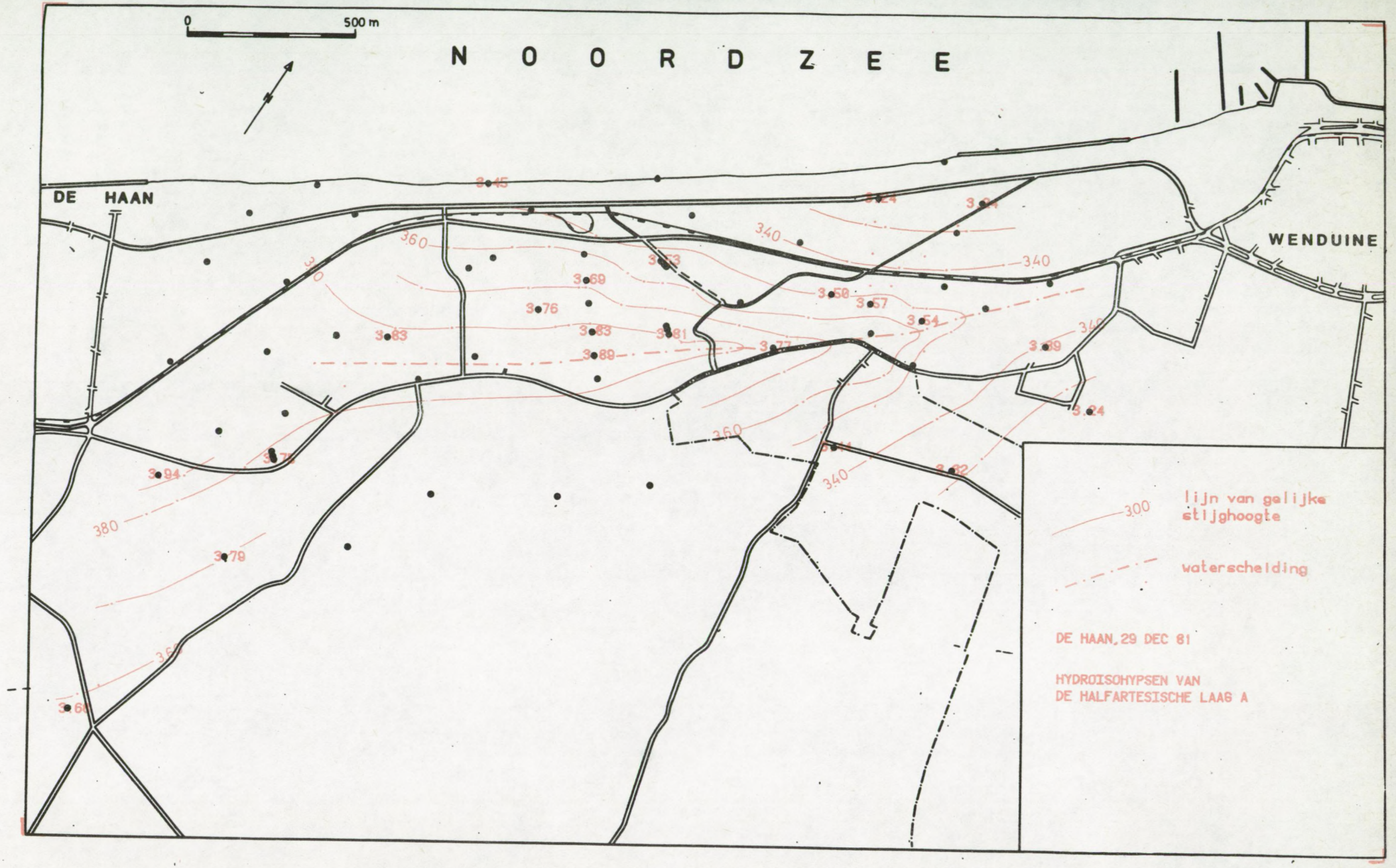

0
500 m
N O O R D Z E E
DE HAAN
WENDUINE
3.45
3.24
3.24
3.40
3.40
3.60
3.53
3.69
3.76
3.83
3.83
3.81
3.89
3.77
3.50
3.57
3.54
3.89
3.24
3.60
3.44
3.62
3.94
3.79
3.79
3.60
3.60
3.80
3.60
3.00
lijn van gelijke stijghoogte
waterscheiding
DE HAAN, 29 DEC 81
HYDROISOHYPSEN VAN
DE HALFARTESISCHE LAAG A

Fig. 4.42

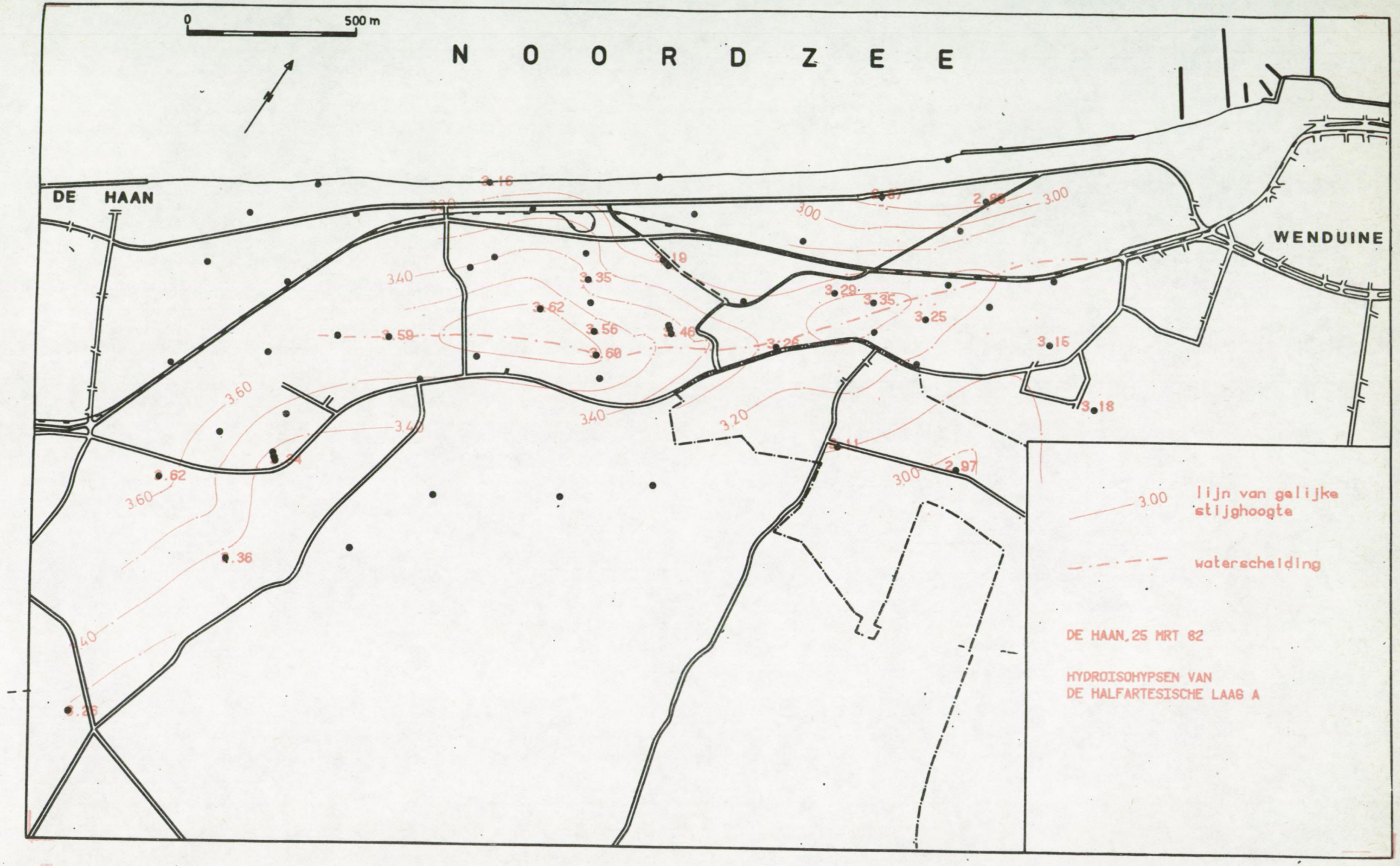

0
500 m
N O O R D Z E E
DE HAAN
WENDUINE
3.00 lijn van gelijke stijghoogte
waterscheiding
DE HAAN, 25 MRT 82
HYDROISOHYPSEN VAN
DE HALFARTESISCHE LAAG A

Fig. 4.43

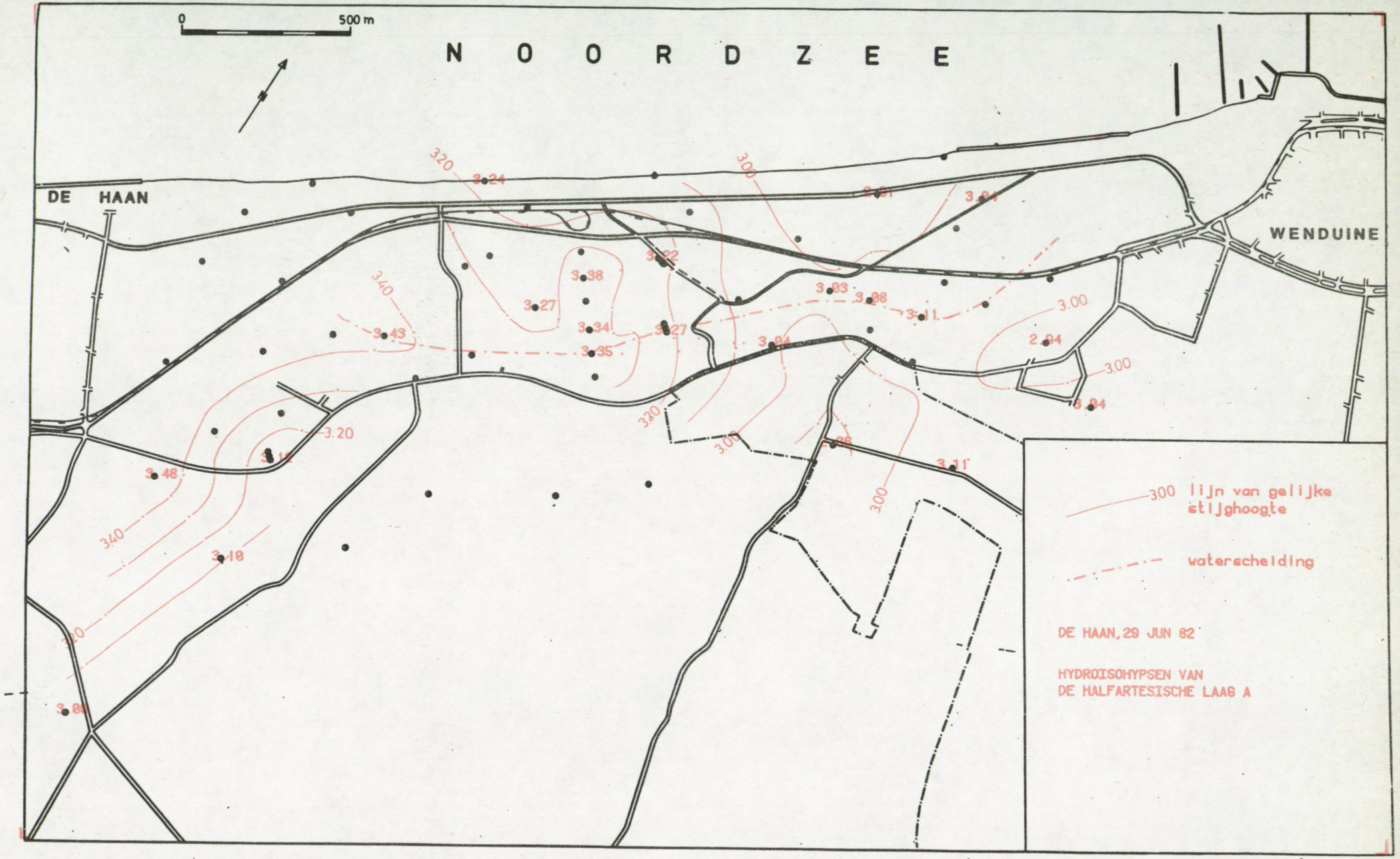

0
500 m
N O O R D Z E E
DE HAAN
WENDUINE
3.00 lijn van gelijke stijghoogte
waterscheiding
DE HAAN, 29 JUN 82
HYDROISOHYPSEN VAN
DE HALFARTESISCHE LAAG A

Fig. 4.44

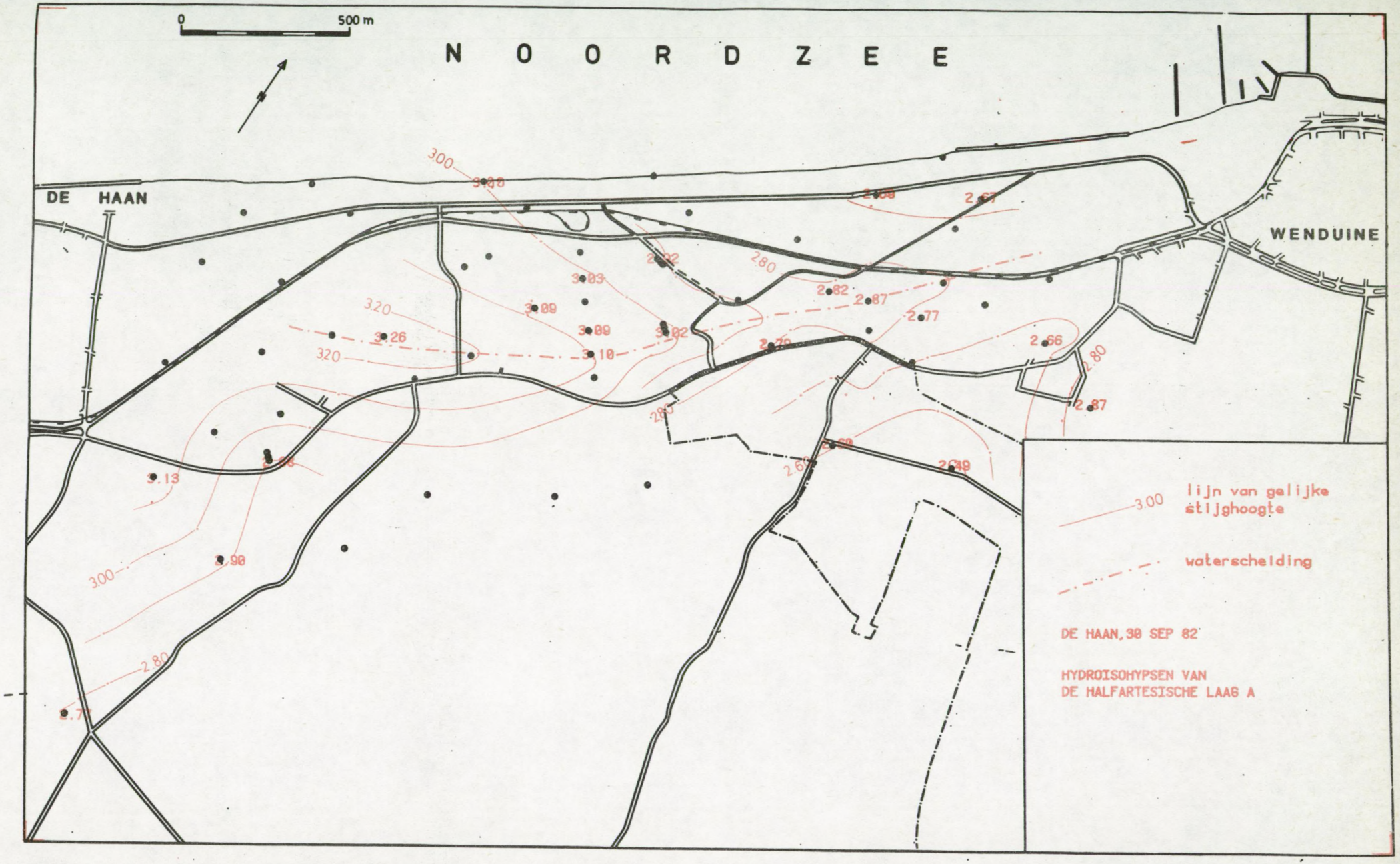

0
500 m
N O O R D Z E E
DE HAAN
WENDUINE
3.00
lijn van gelijke stijghoogte
waterscheiding
DE HAAN, 30 SEP 82
HYDROISOHYPSEN VAN
DE HALFARTESISCHE LAAG A

Fig. 4.45

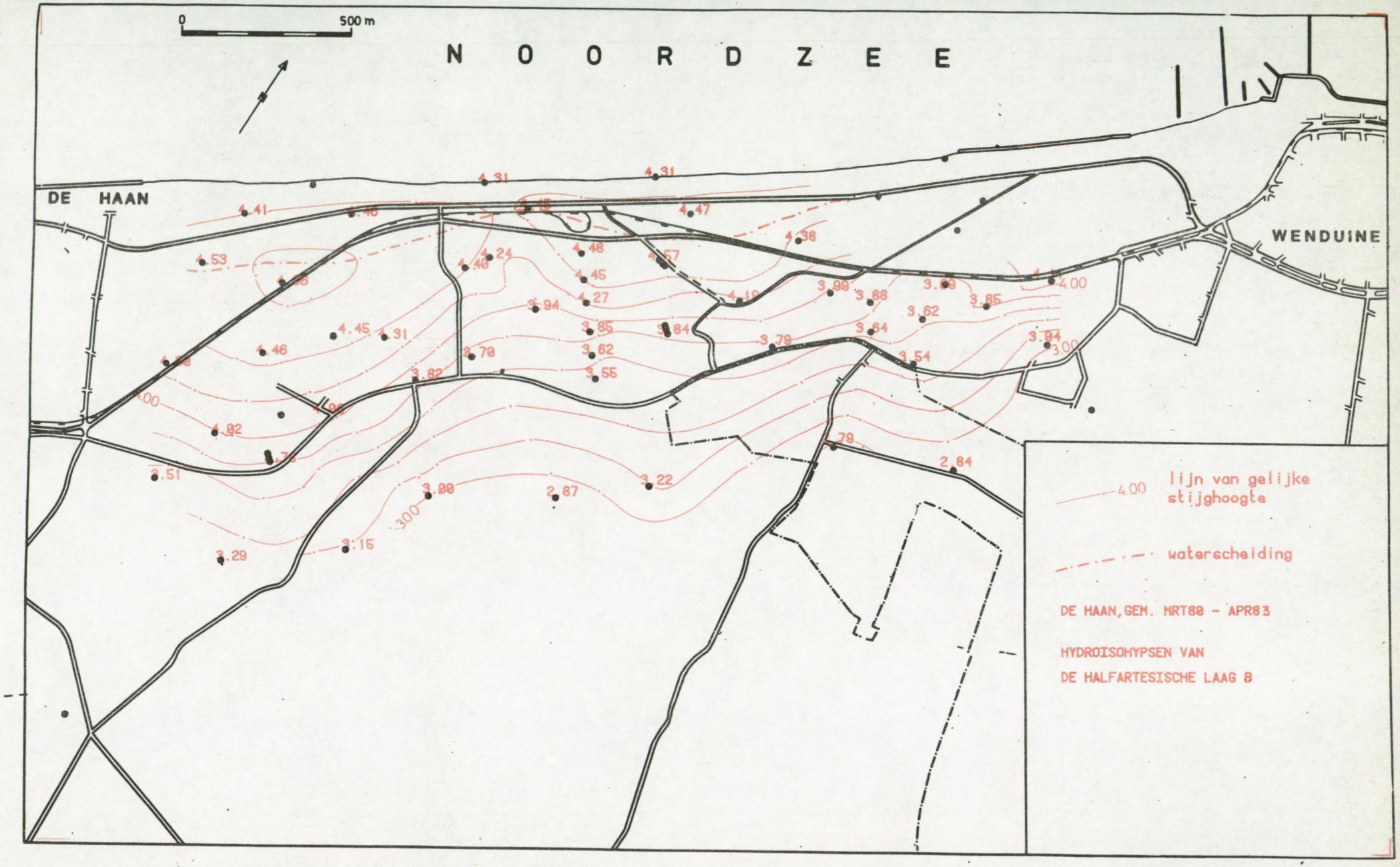

0
500 m
N O O R D Z E E
DE HAAN
WENDUINE
4.00
lijn van gelijke stijghoogte
waterscheiding
DE HAAN, GEM. MRT80 - APR83
HYDROISOHYPSEN VAN
DE HALFARTESISCHE LAAG B

Fig. 4.46

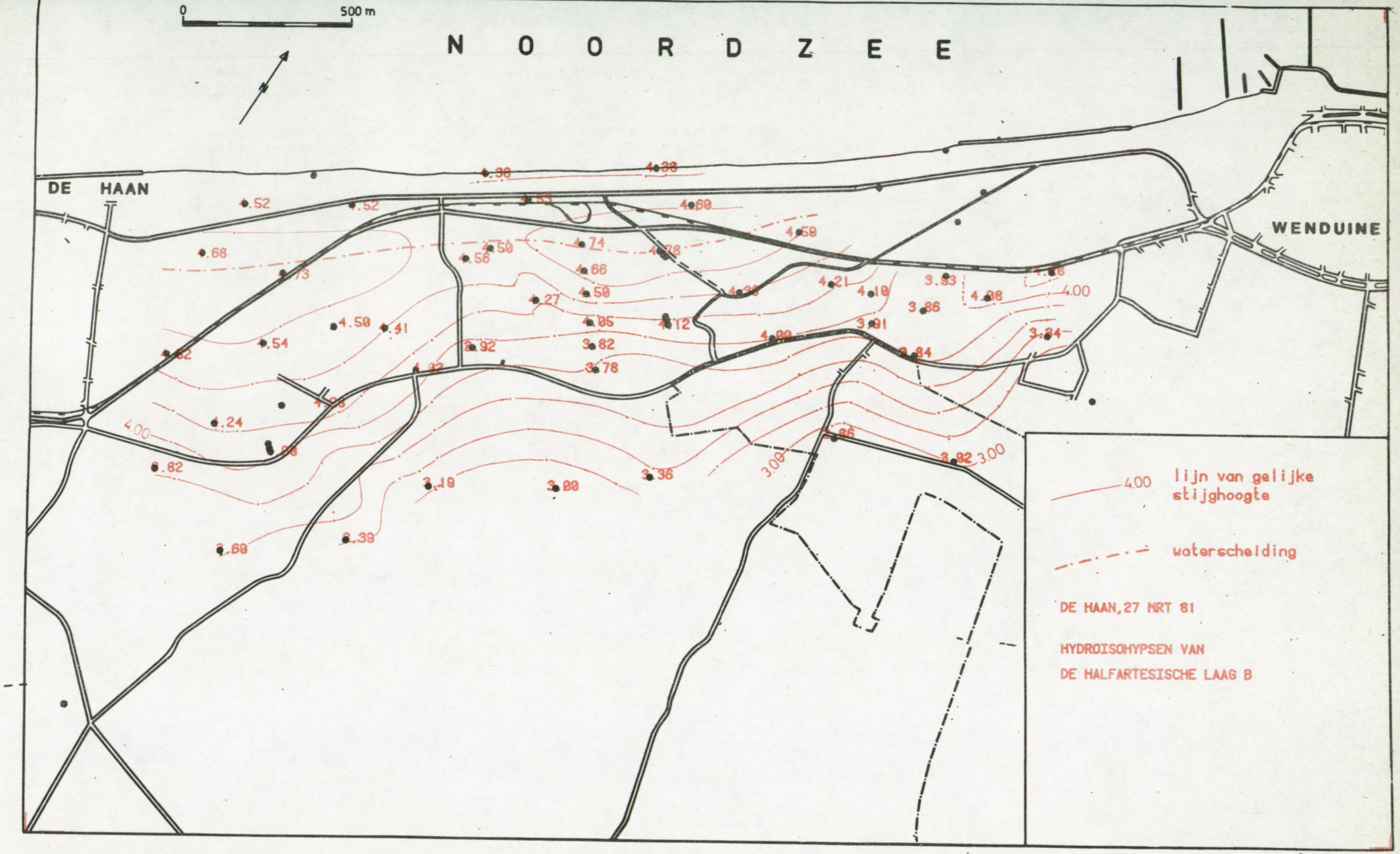

0
500 m
N O O R D Z E E
DE HAAN
WENDUINE
4.00
lijn van gelijke stijghoogte
waterscheiding
DE HAAN, 27 MRT 81
HYDROISOHYPSEN VAN
DE HALFARTESISCHE LAAG B

Fig. 4.47

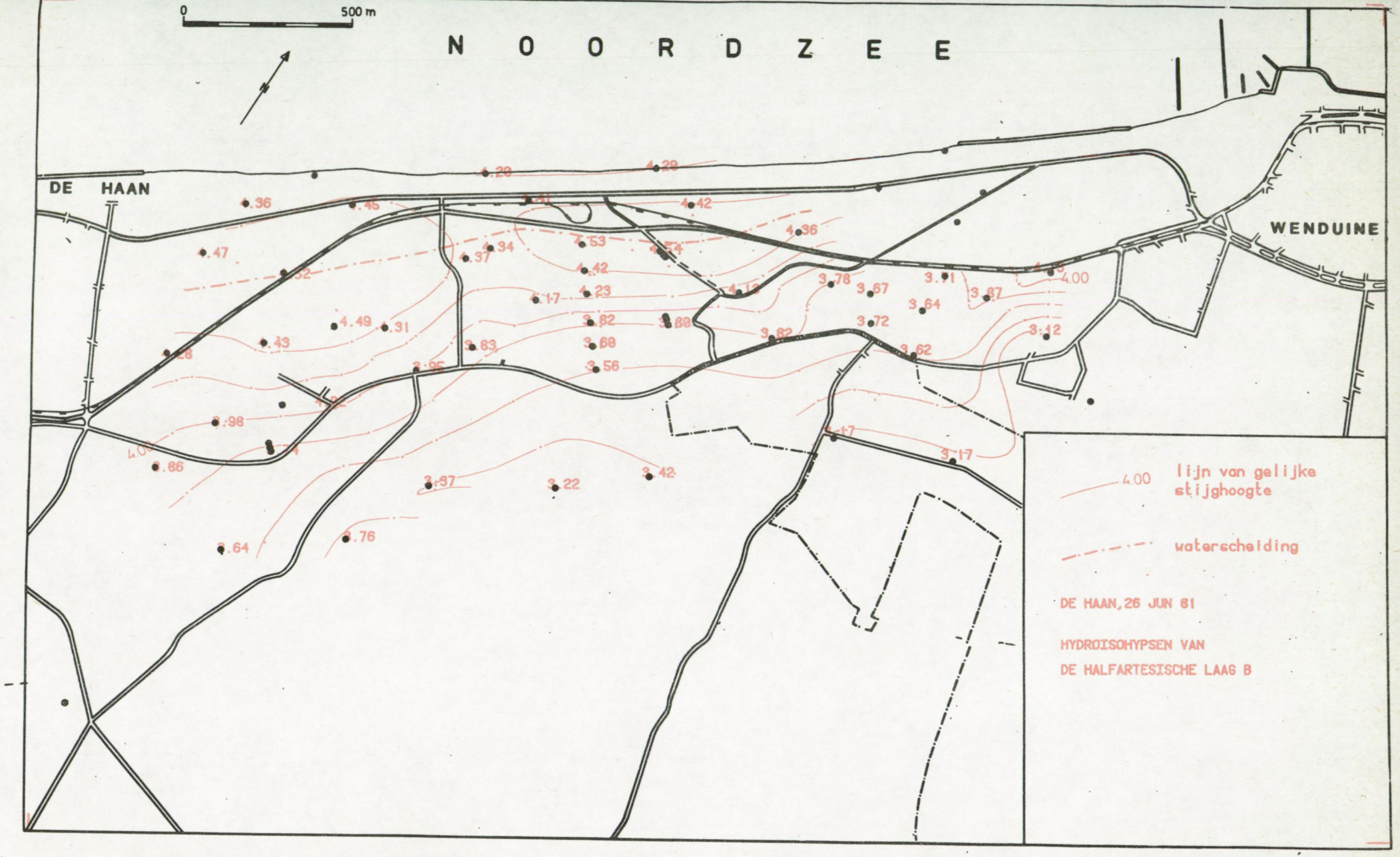

0
500 m
N O O R D Z E E
DE HAAN
WENDUINE
4.00
lijn van gelijke stijghoogte
waterscheiding
DE HAAN, 26 JUN 81
HYDROISOHYPSEN VAN
DE HALFARTESISCHE LAAG B

Fig. 4.48

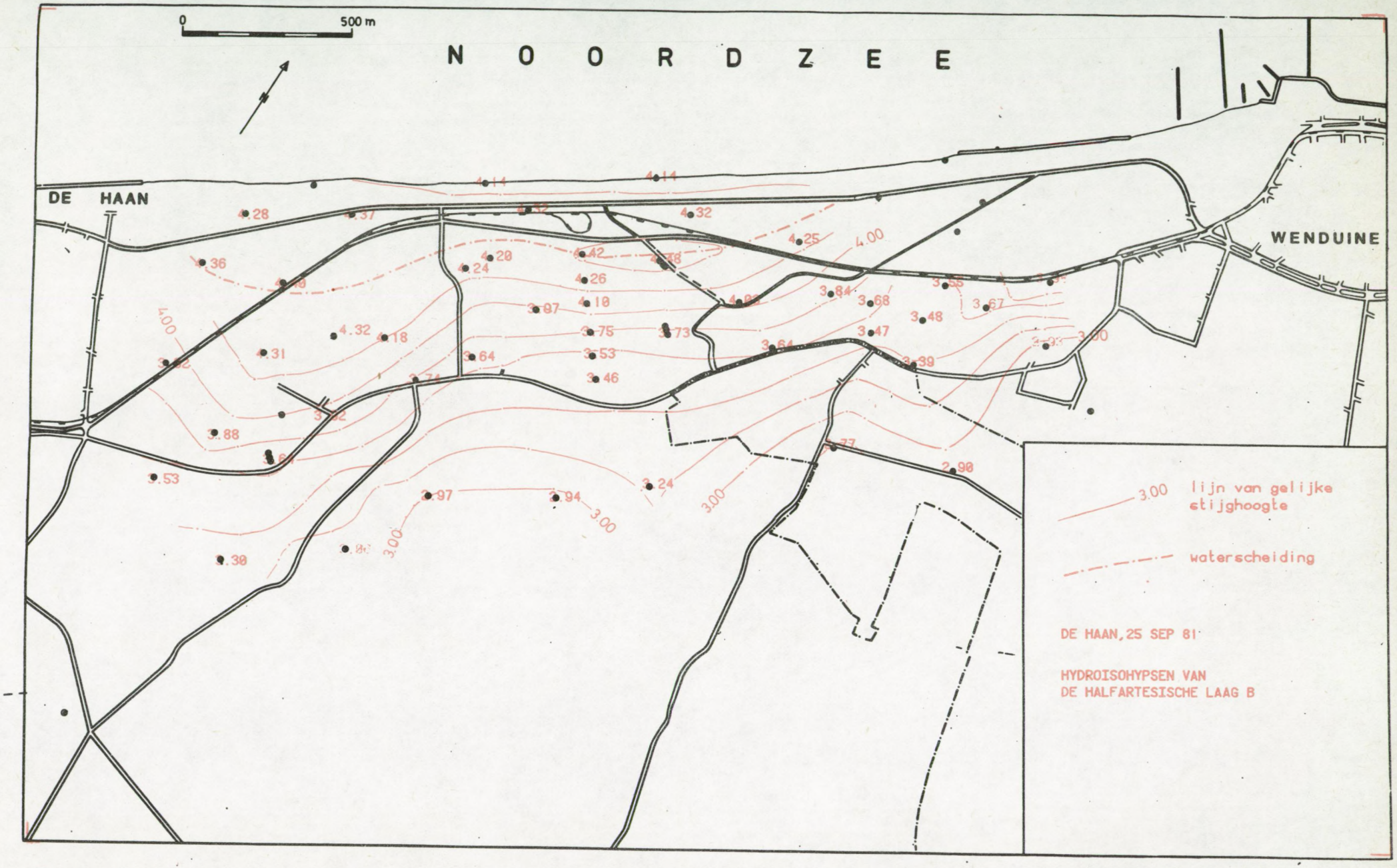

0
500 m
N O O R D Z E E
DE HAAN
WENDUINE
4.00
3.00
3.00
lijn van gelijke stijghoogte
waterscheiding
DE HAAN, 25 SEP 81
HYDROISOHYPSEN VAN
DE HALFARTESISCHE LAAG B

Fig. 4.49

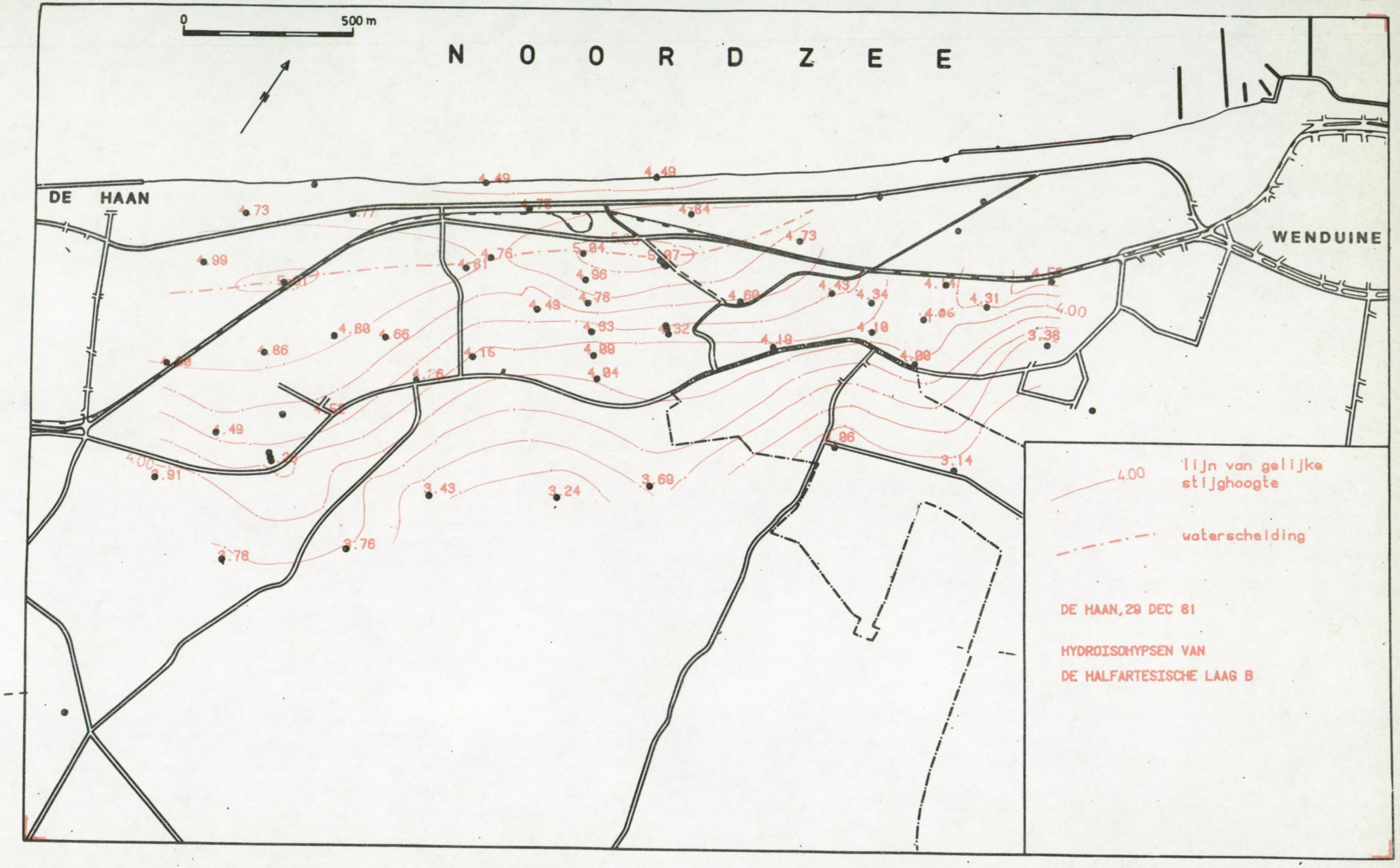

0
500 m
N O O R D Z E E
DE HAAN
WENDUINE
lijn van gelijke stijghoogte
waterscheiding
DE HAAN, 29 DEC 81
HYDROISOHYPSEN VAN
DE HALFARTESISCHE LAAG B

Fig. 4.50

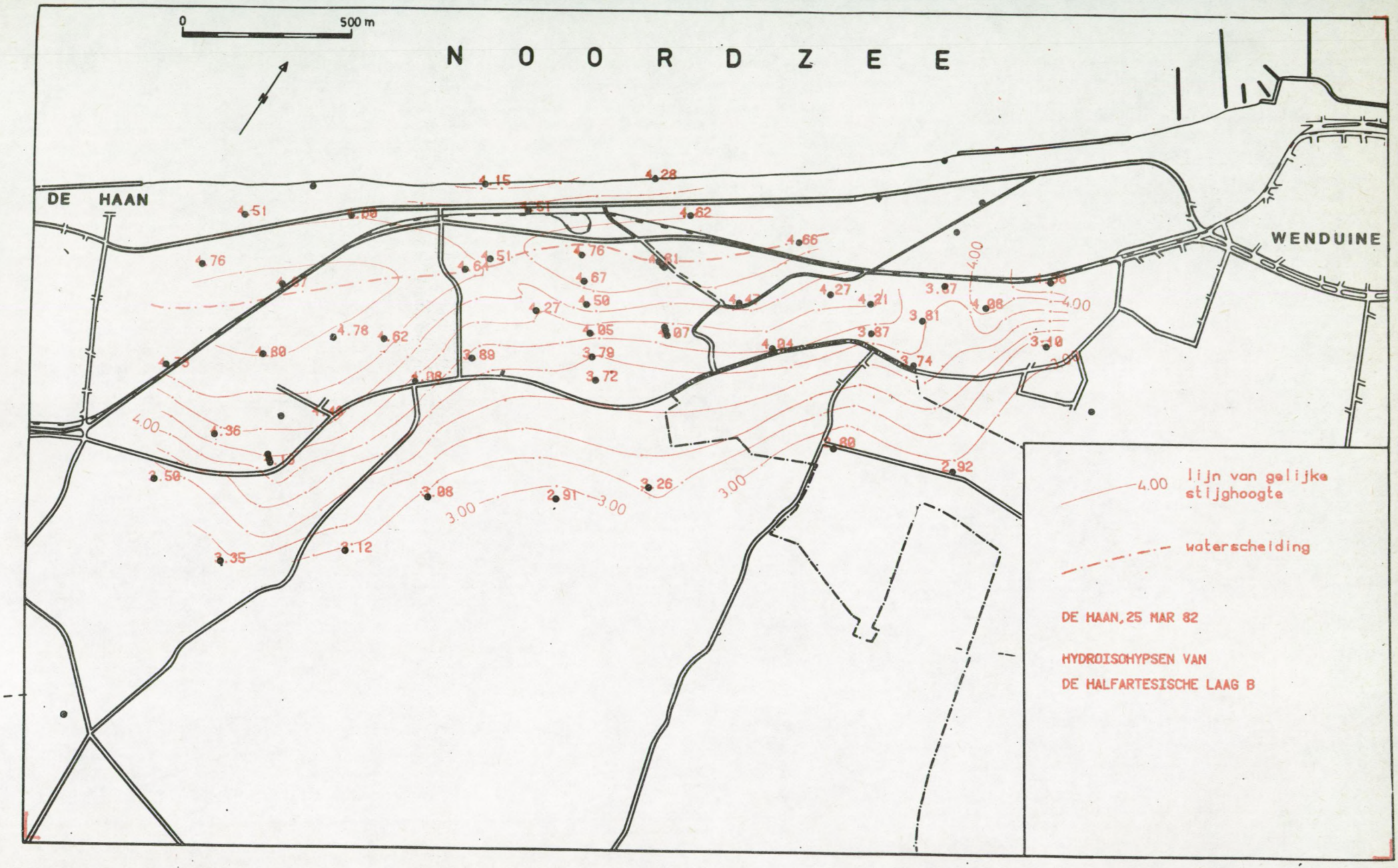

0
500 m
N O O R D Z E E
DE HAAN
WENDUINE
4.00
lijn van gelijke stijghoogte
waterscheiding
DE HAAN, 25 MAR 82
HYDROISOHYPSEN VAN
DE HALFARTESISCHE LAAG B

Fig. 4.51

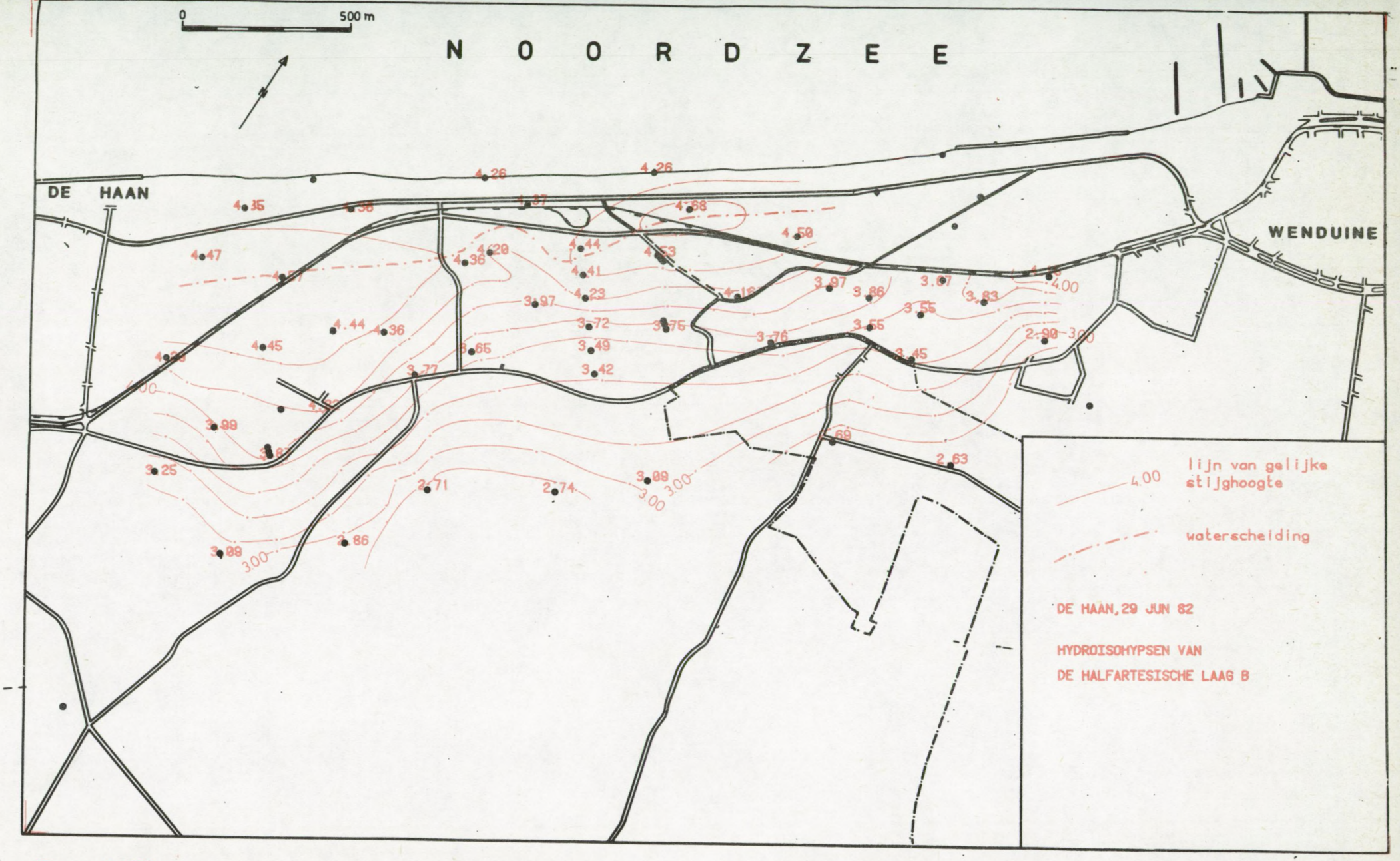

0
500 m
N O O R D Z E E
DE HAAN
WENDUINE
4.00
lijn van gelijke stijghoogte
waterscheiding
DE HAAN, 29 JUN 82
HYDROISOHYPSEN VAN
DE HALFARTESISCHE LAAG B

Fig. 4.52

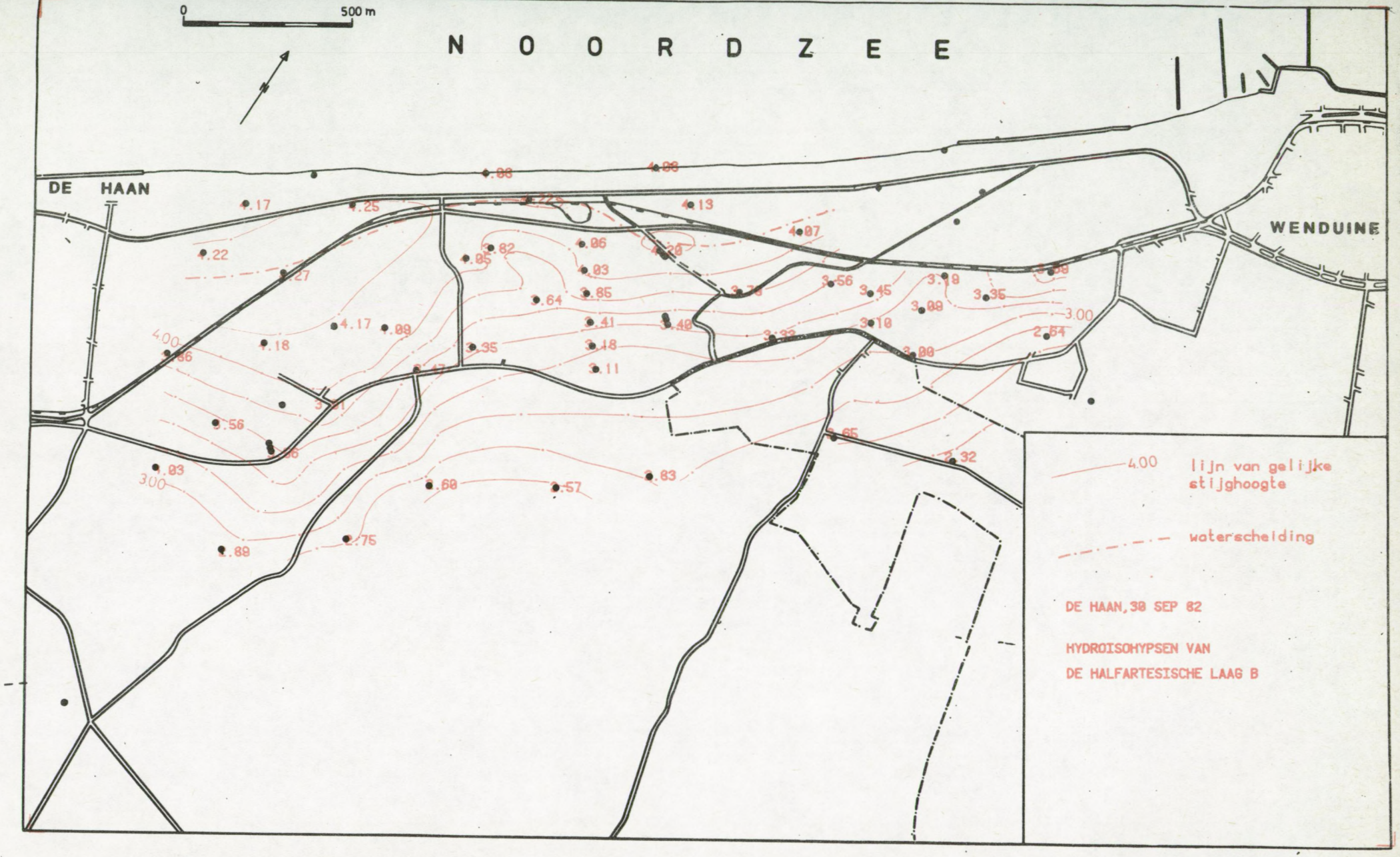

0
500 m
N O O R D Z E E
DE HAAN
WENDUINE
4.00
3.00
lijn van gelijke stijghoogte
waterscheiding
DE HAAN, 30 SEP 82
HYDROISOHYPSEN VAN
DE HALFARTESISCHE LAAG B

Fig. 4.53

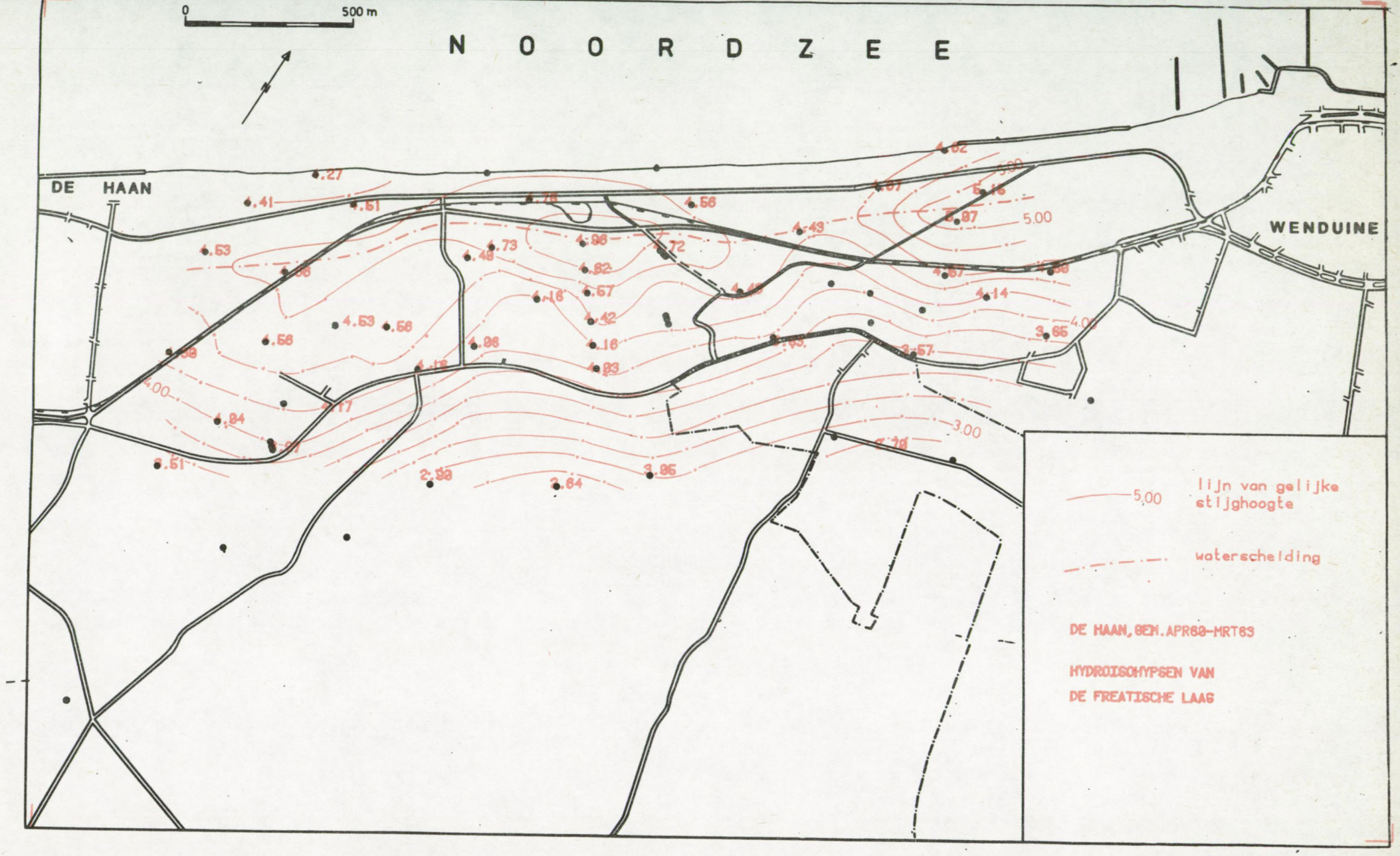
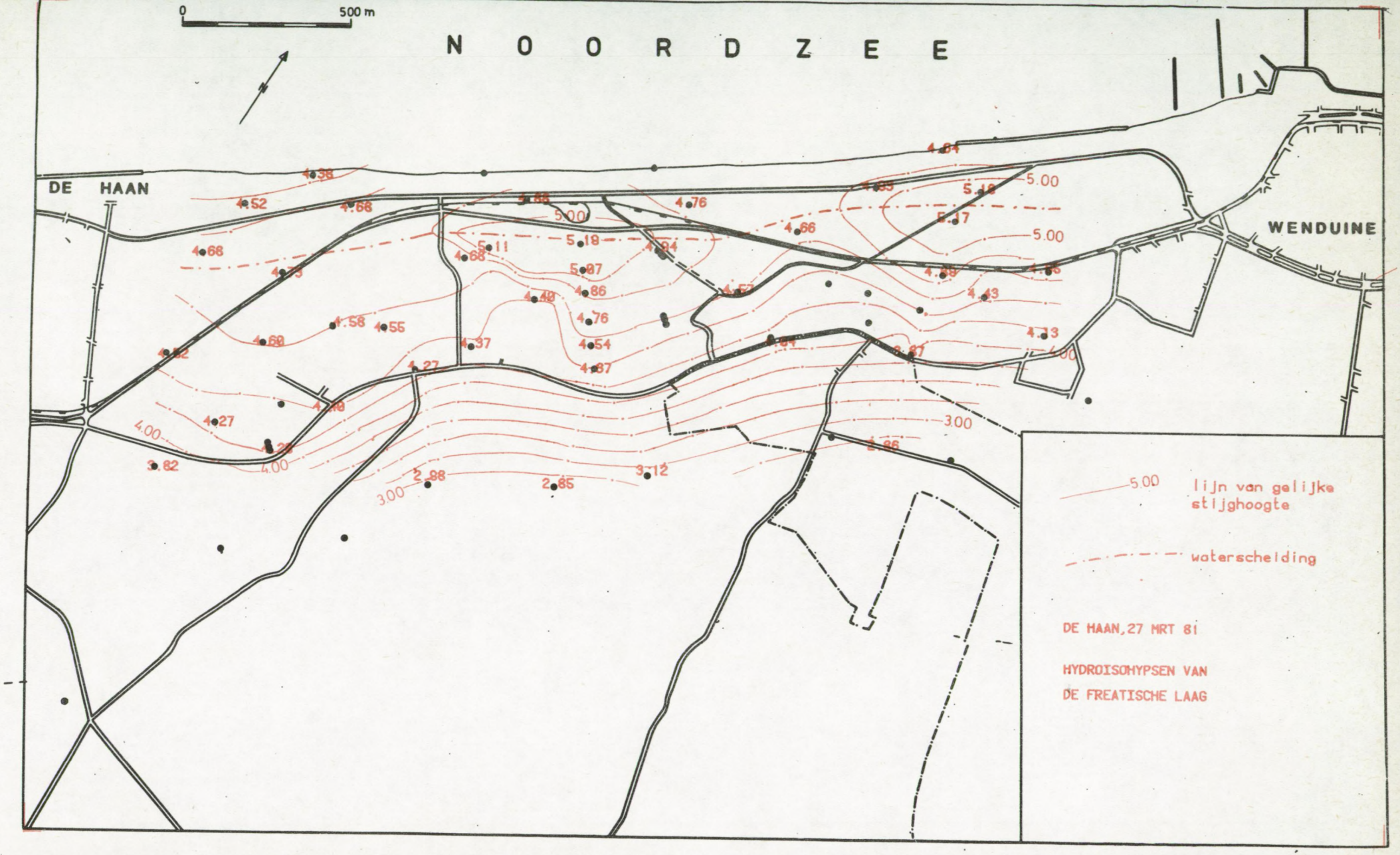

0
500 m
N O O R D Z E E
DE HAAN
WENDUINE
5.00
4.00
3.00
lijn van gelijke stijghoogte
5.00
waterscheiding
DE HAAN, GEM. APR80-MRT83
HYDROISOHYPSEN VAN
DE FREATISCHE LAAG

Fig. 4.54


0
500 m
N O O R D Z E E
DE HAAN
WENDUINE
5.00
4.00
3.00
lijn van gelijke stijghoogte
waterscheiding
DE HAAN, 27 MRT 81
HYDROISOHYPSEN VAN
DE FREATISCHE LAAG

Flg. 4.55

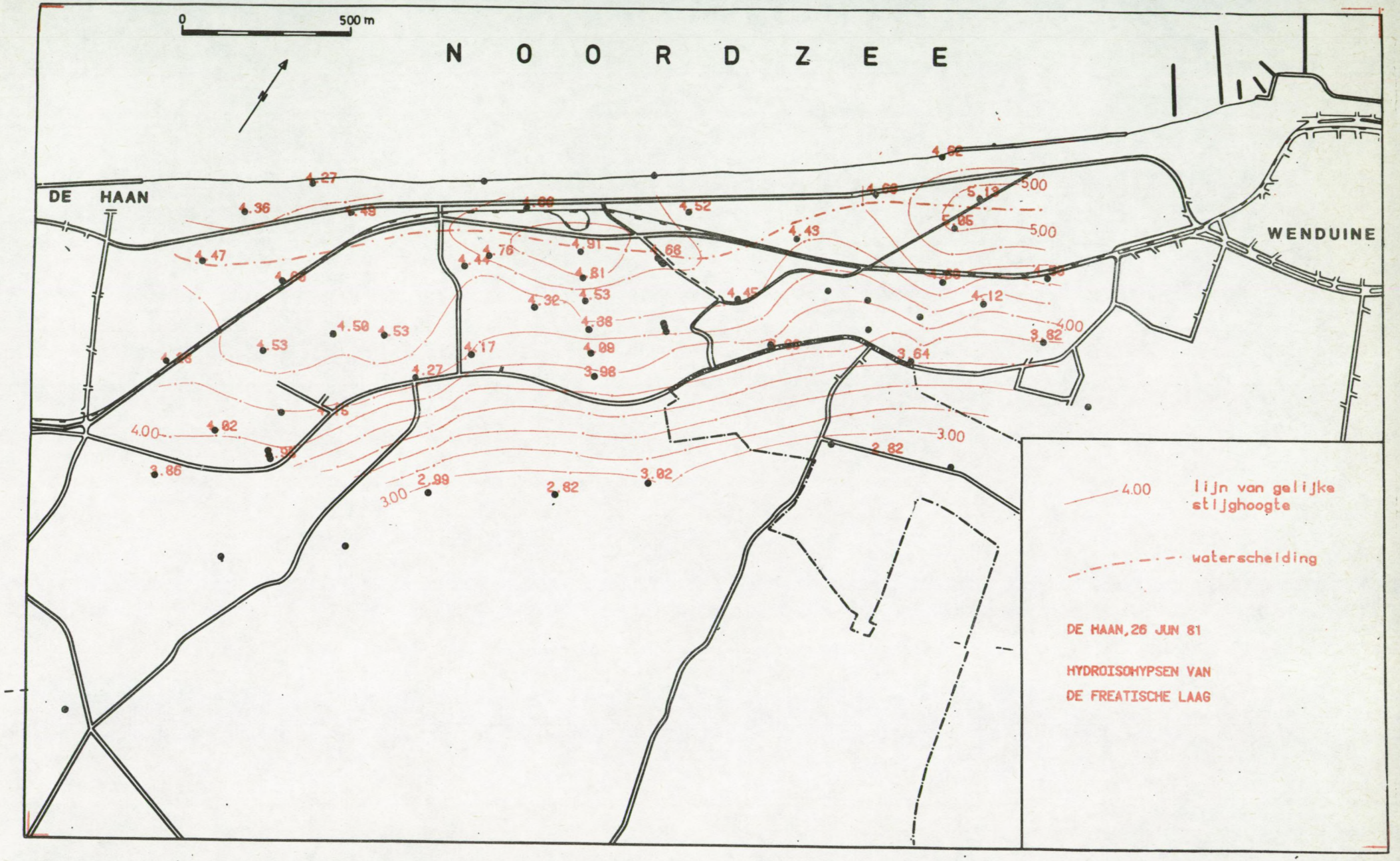

0
500 m
N O O R D Z E E
DE HAAN
WENDUINE
4.00
lijn van gelijke stijghoogte
waterscheiding
DE HAAN, 26 JUN 81
HYDROISOHYPSEN VAN
DE FREATISCHE LAAG

Fig. 4.56

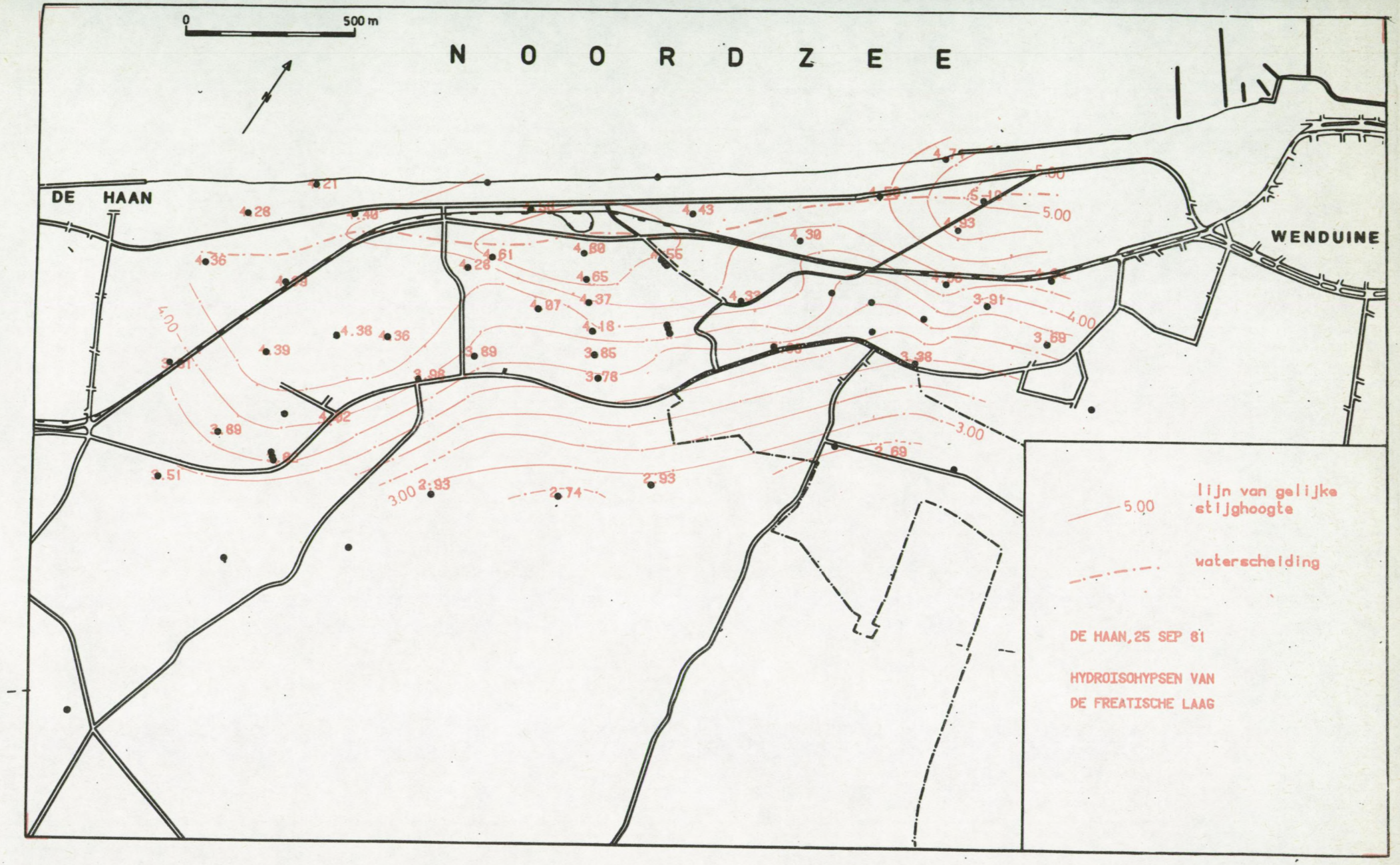

0
500 m
N O O R D Z E E
DE HAAN
WENDUINE
5.00
4.00
3.00
lijn van gelijke stijghoogte
waterscheiding
DE HAAN, 25 SEP 81
HYDROISOHYPSEN VAN
DE FREATISCHE LAAG

Fig. 4.57

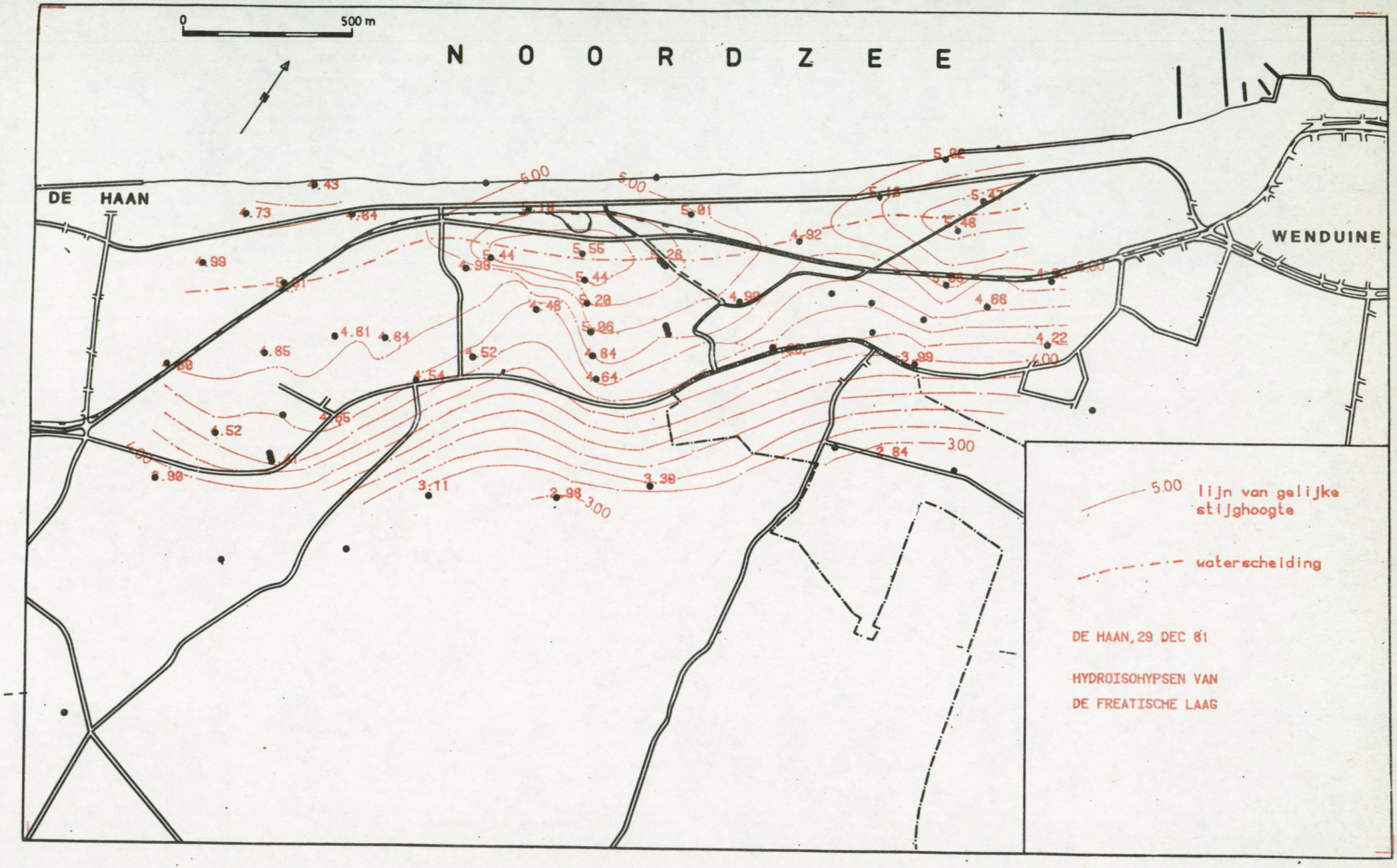

0
500 m
N O O R D Z E E
DE HAAN
WENDUINE
5.00 lijn van gelijke stijghoogte
waterscheiding
DE HAAN, 29 DEC 81
HYDROISOHYPSEN VAN
DE FREATISCHE LAAG

Fig. 4.58

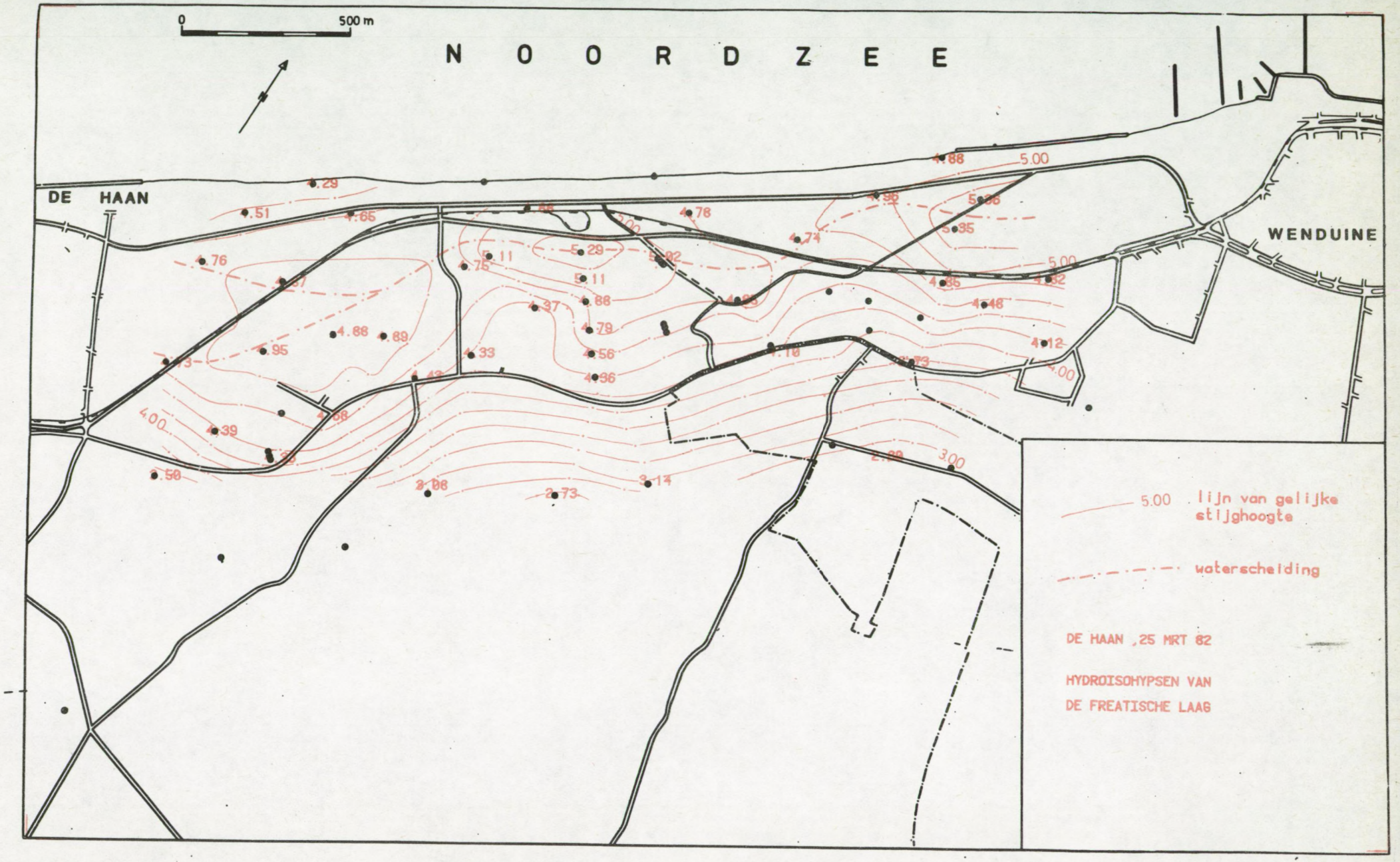

0
500 m
N O O R D Z E E
DE HAAN
WENDUINE
5.00
lijn van gelijke stijghoogte
waterscheiding
DE HAAN ,25 MRT 82
HYDROISOHYPSEN VAN
DE FREATISCHE LAAG

Fig. 4.59

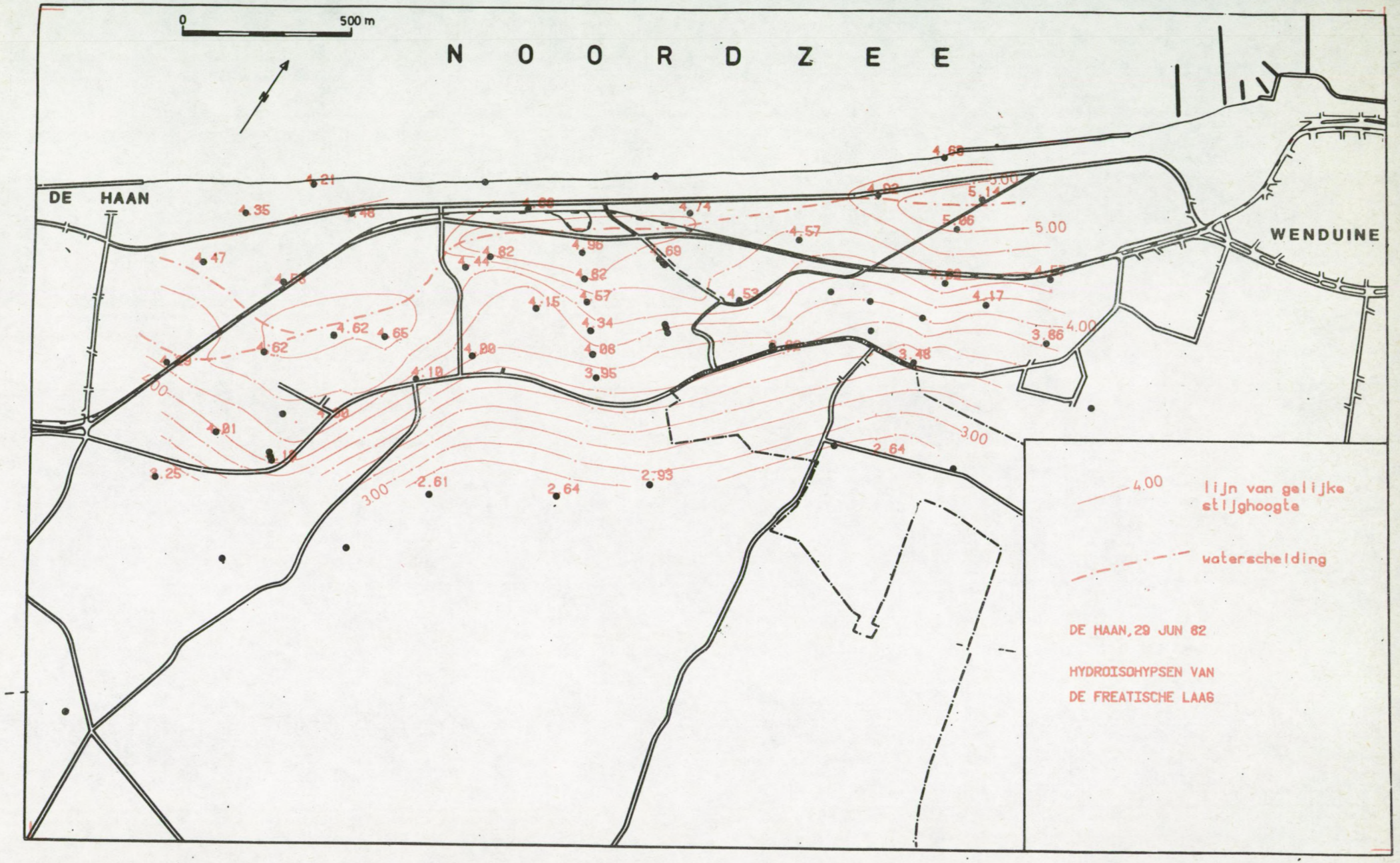

0
500 m
N O O R D Z E E
DE HAAN
WENDUINE
4.00
lijn van gelijke stijghoogte
waterscheiding
DE HAAN, 29 JUN 82
HYDROISOHYPSEN VAN
DE FREATISCHE LAAG

Fig. 4.60

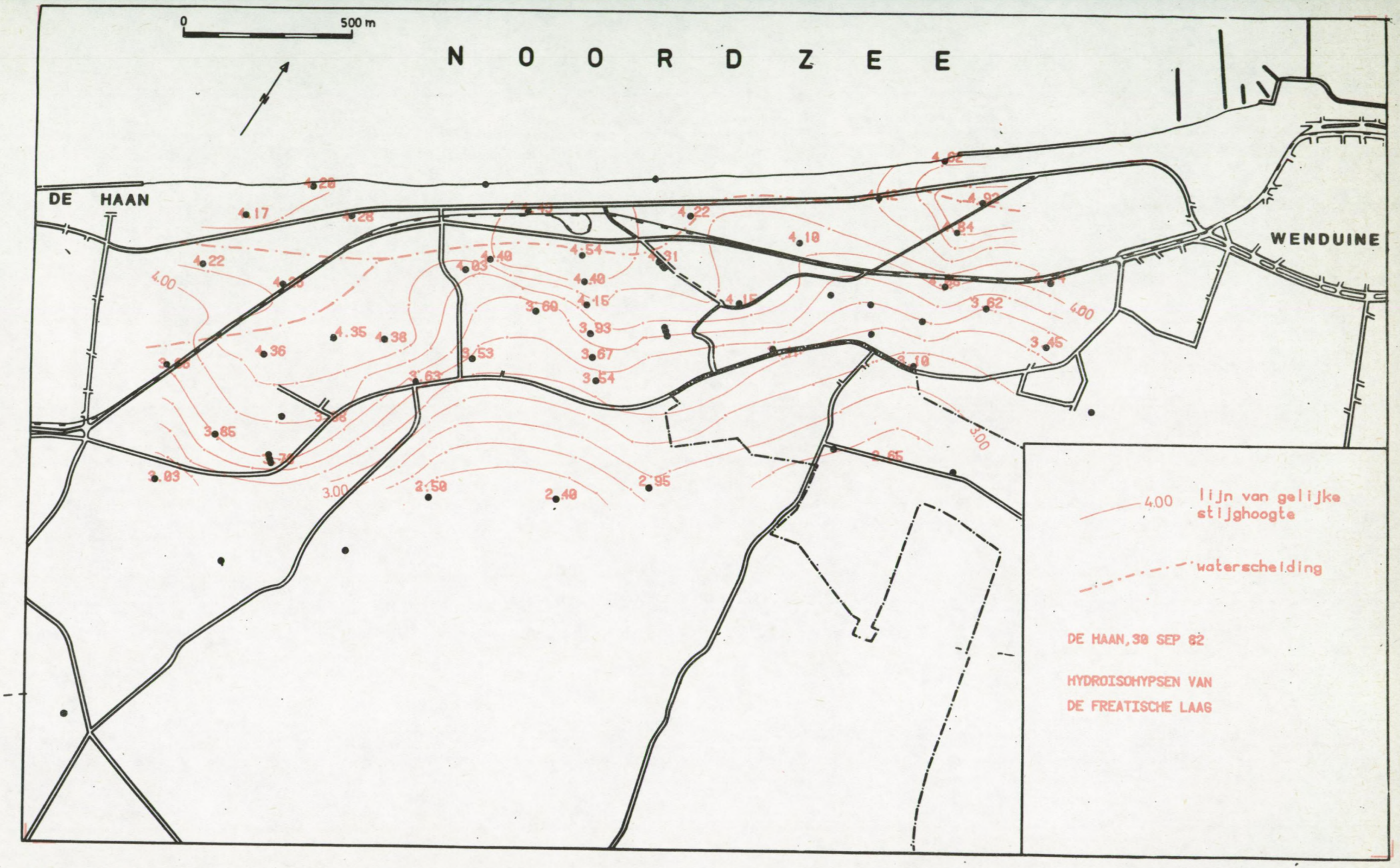

0
500 m
N O O R D Z E E
DE HAAN
WENDUINE
4.00
3.00
lijn van gelijke stijghoogte
waterscheiding
DE HAAN, 30 SEP 82
HYDROISOHYPSEN VAN
DE FREATISCHE LAAG

Fig. 4.61

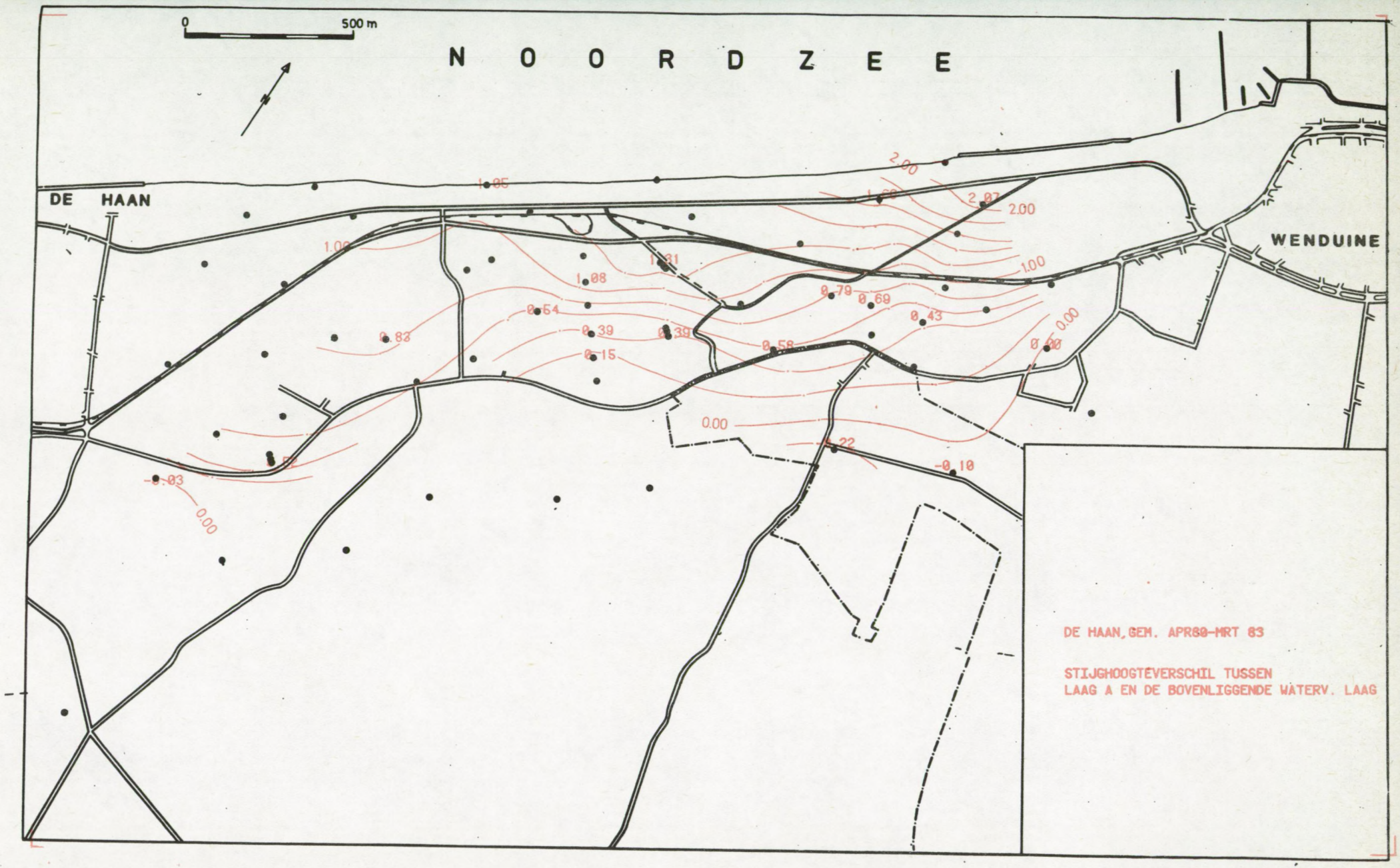

0
500 m
N O O R D Z E E
DE HAAN
WENDUINE
2.00
1.05
2.07
2.00
1.06
1.31
1.08
1.00
0.79
0.69
0.54
0.43
0.39
0.39
0.83
0.58
0.15
0.00
0.00
0.22
-0.10
-0.03
0.00
DE HAAN, GEM. APR80-MRT 83
STIJGHOOGTEVERSCHIL TUSSEN
LAAG A EN DE BOVENLIGGENDE WATERV. LAAG

Fig. 4.62

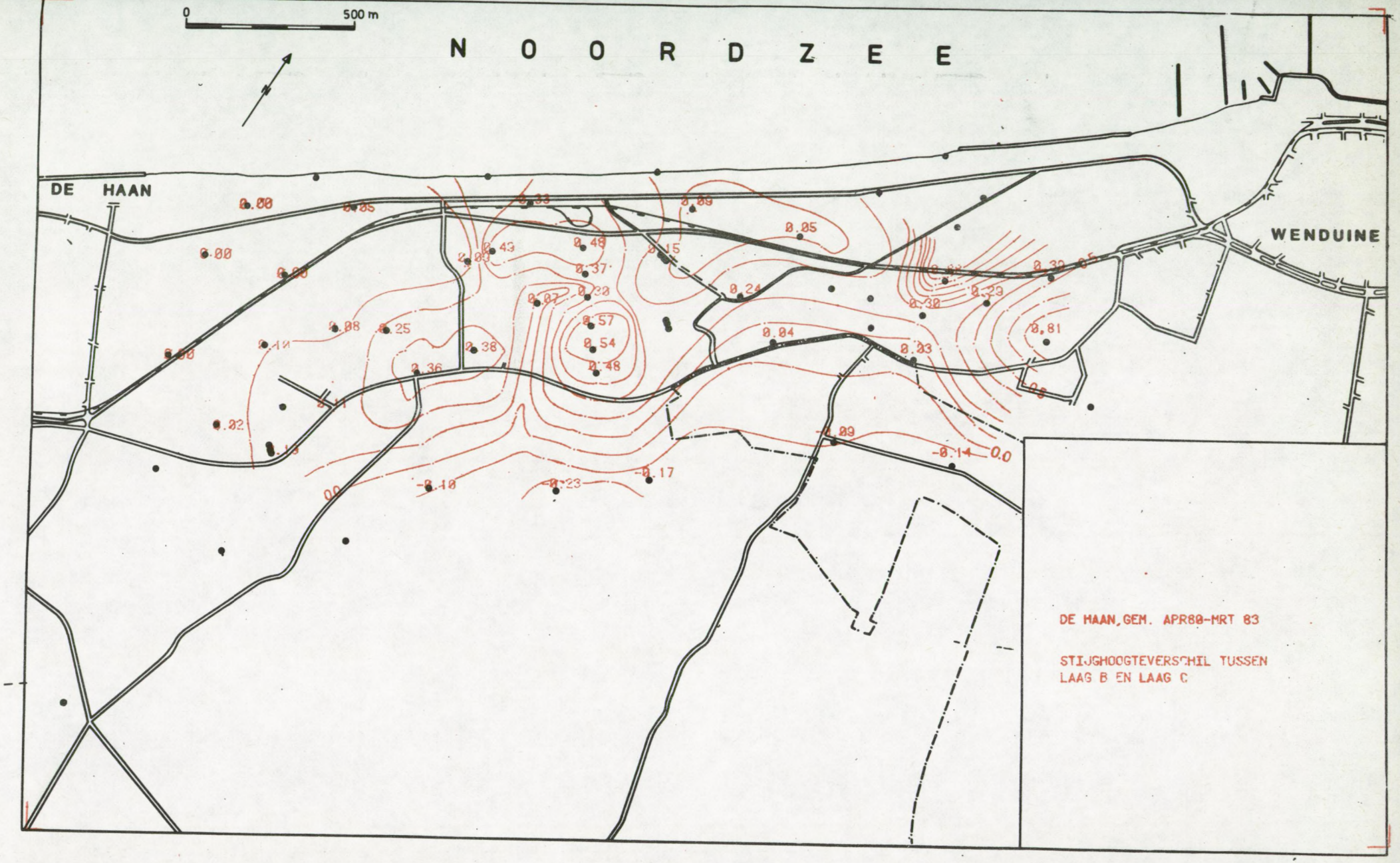

0
500 m
N O O R D Z E E
DE HAAN
WENDUINE
DE HAAN, GEM. APR80-MRT 83
STIJGHOOGTEVERSCHIL TUSSEN
LAAG B EN LAAG C

Fig. 4.63

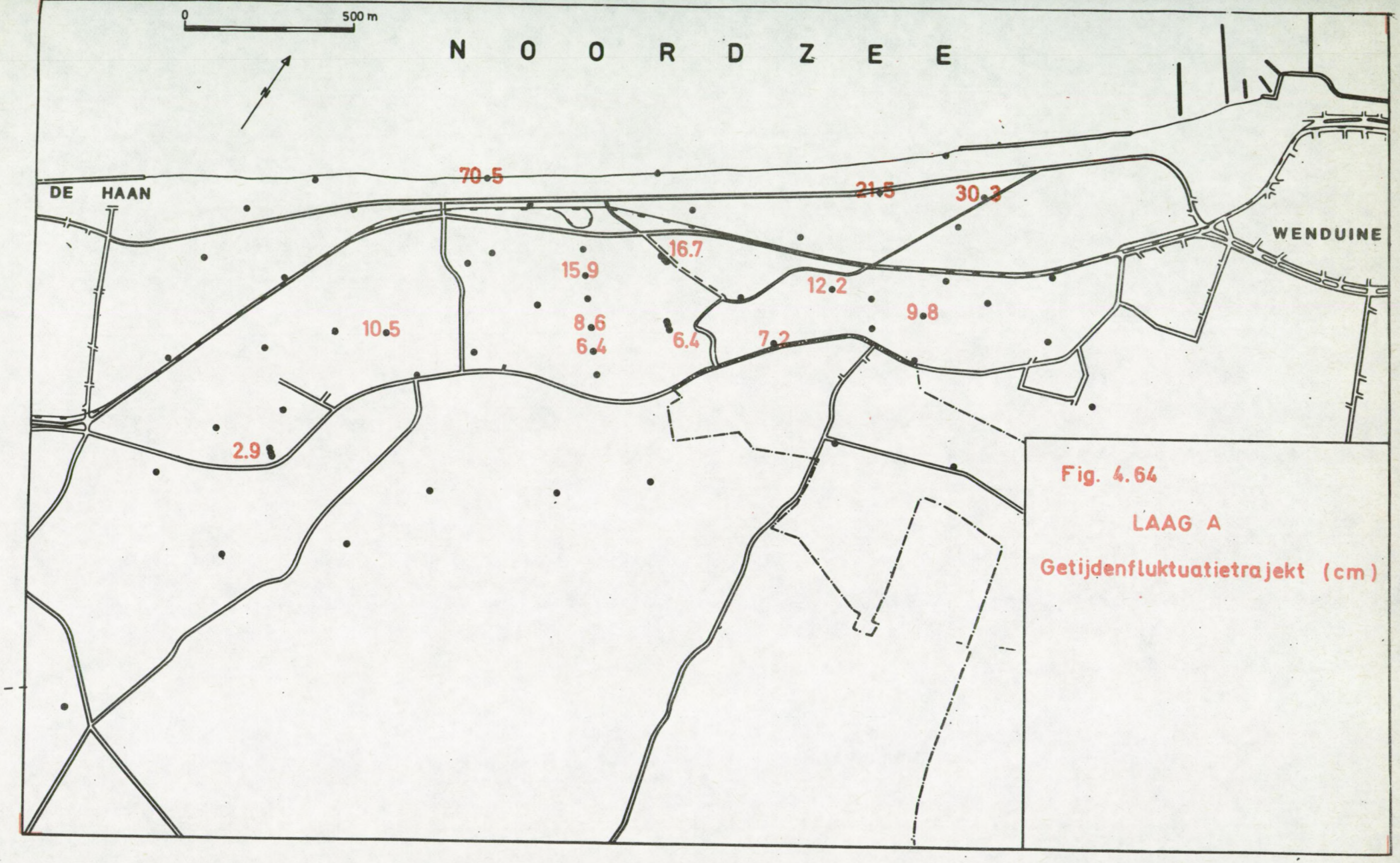
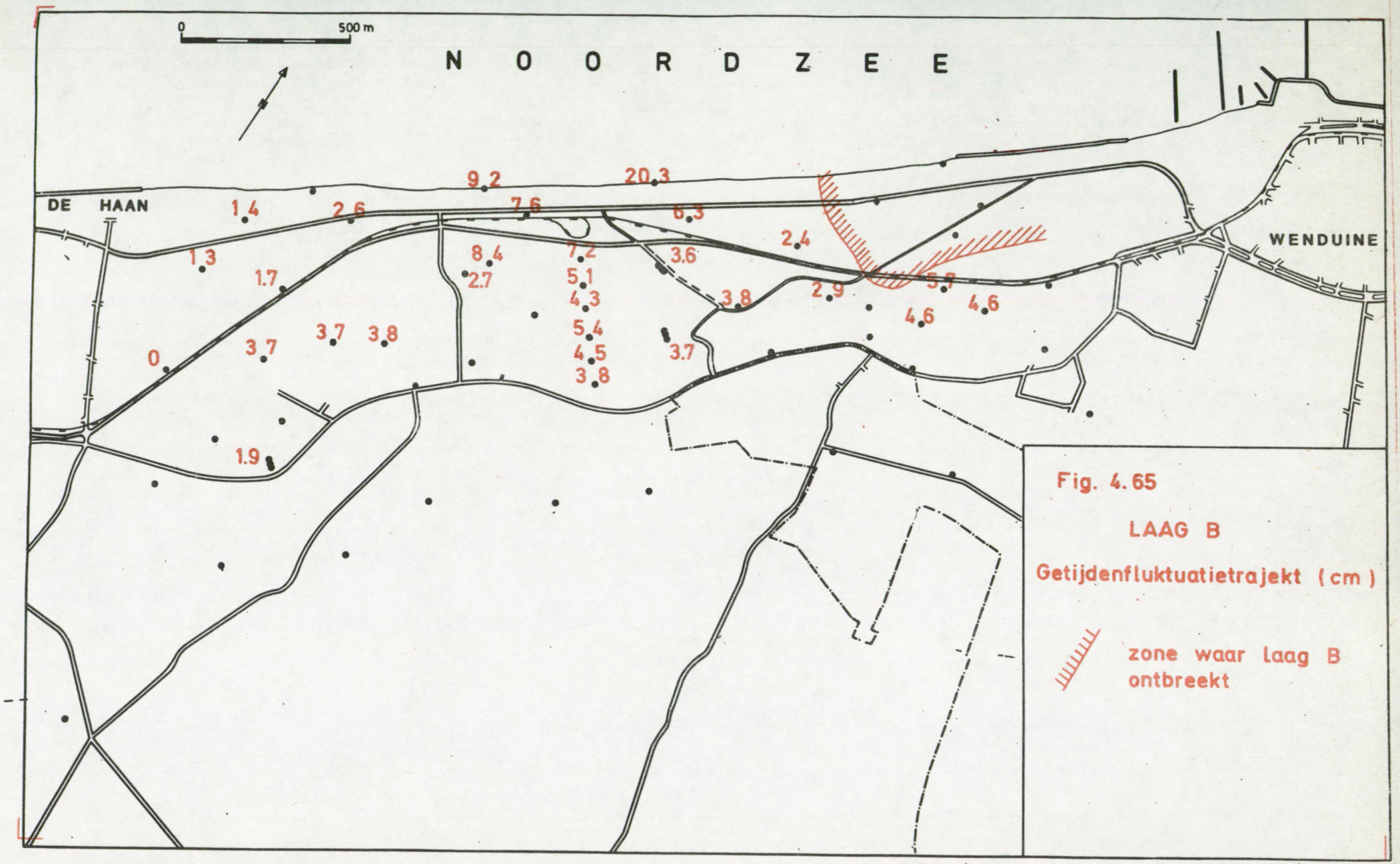


Fig. 4.64

LAAG A

Getijdenfluktuatietrajekt (cm)


0
500 m
N O O R D Z E E
DE HAAN
WENDUINE
1.4
2.6
9.2
7.6
20.3
6.3
2.4
1.3
1.7
8.4
2.7
7.2
5.1
4.3
3.6
3.8
2.9
5.7
4.6
4.6
0
3.7
3.7
3.8
5.4
4.5
3.8
3.7
1.9
Fig. 4.65
LAAG B
Getijdenfluktuatietrajekt (cm)
zone waar laag B ontbreekt

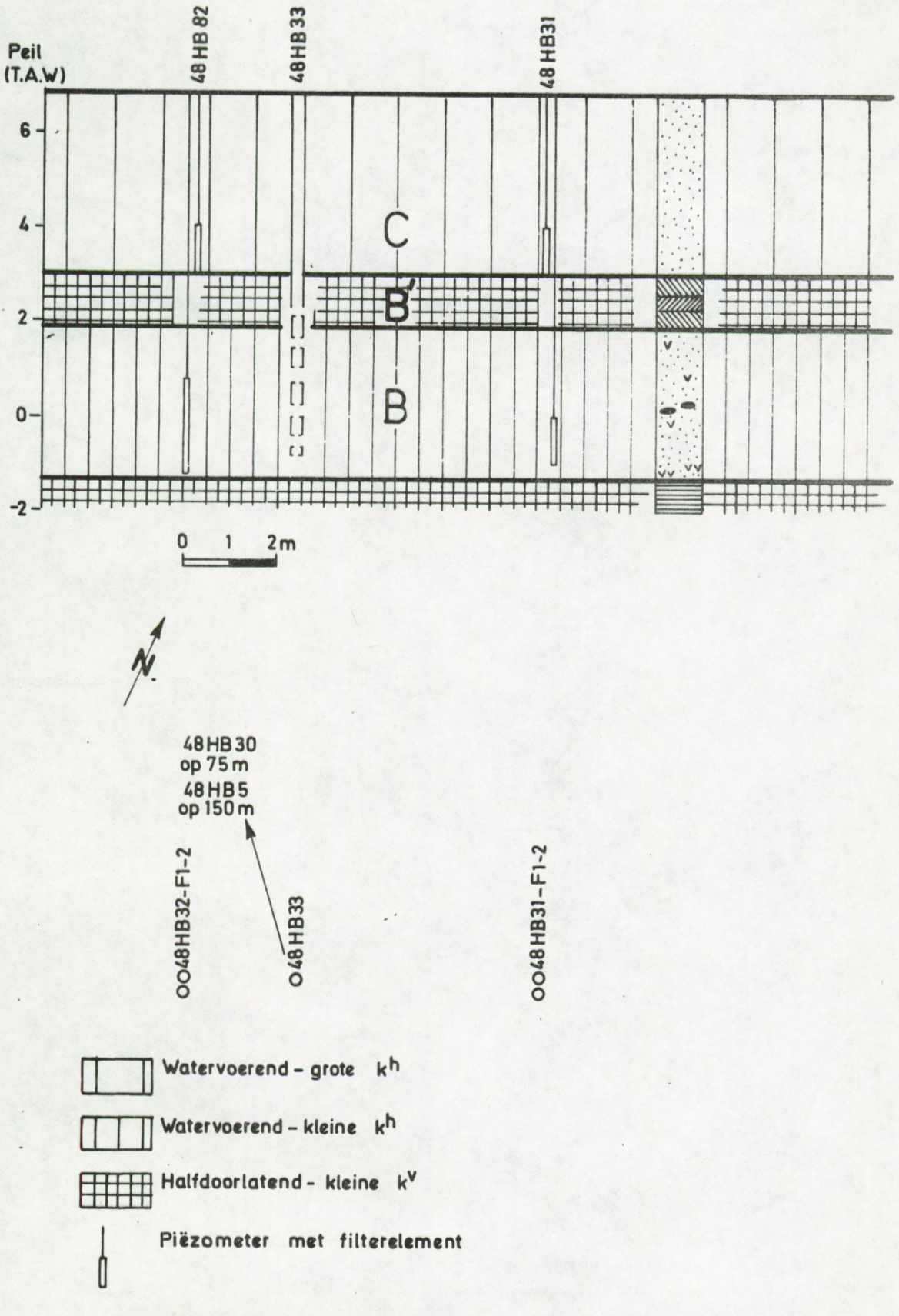


Fig. 5.1 - pompproef 48HB33 : plaats en hydrogeologisch profiel

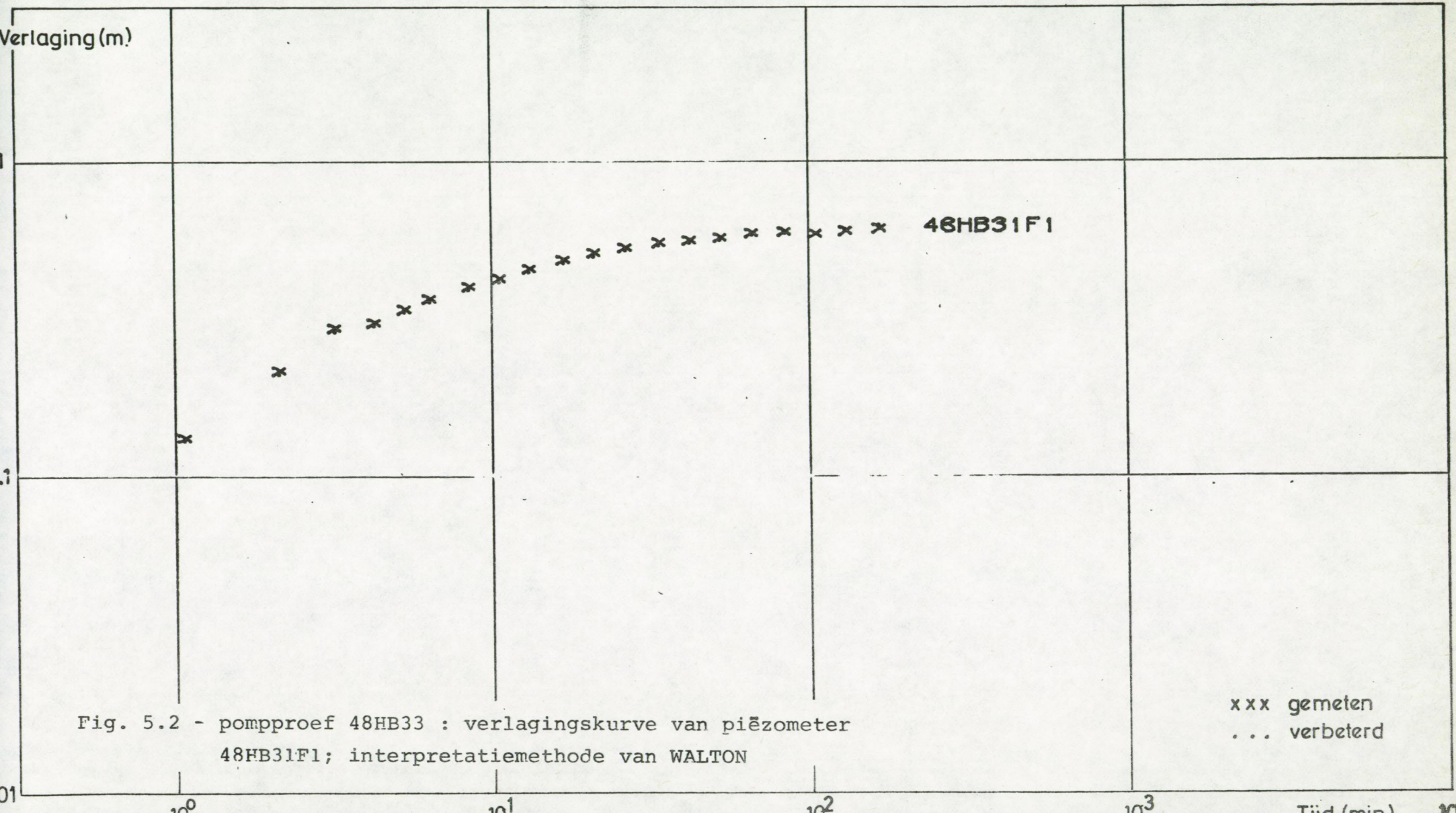


Fig. 5.2 - pompproef 48HB33 : verlagingskurve van piëzometer 48HB31F1; interpretatiemethode van WALTON

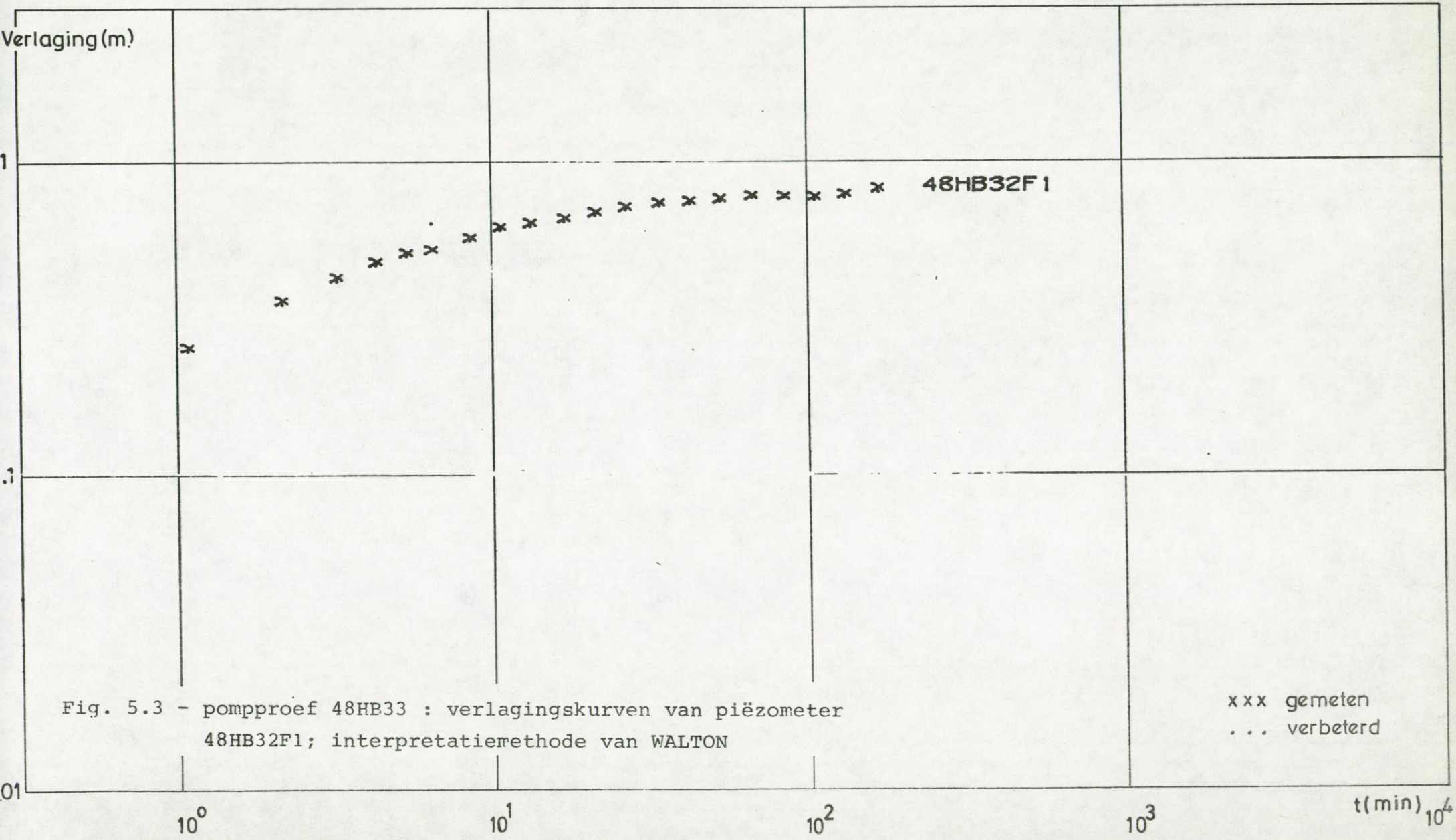


Fig. 5.3 - pompproef 48HB33 : verlagingskurven van piëzometer 48HB32F1; interpretatiemethode van WALTON

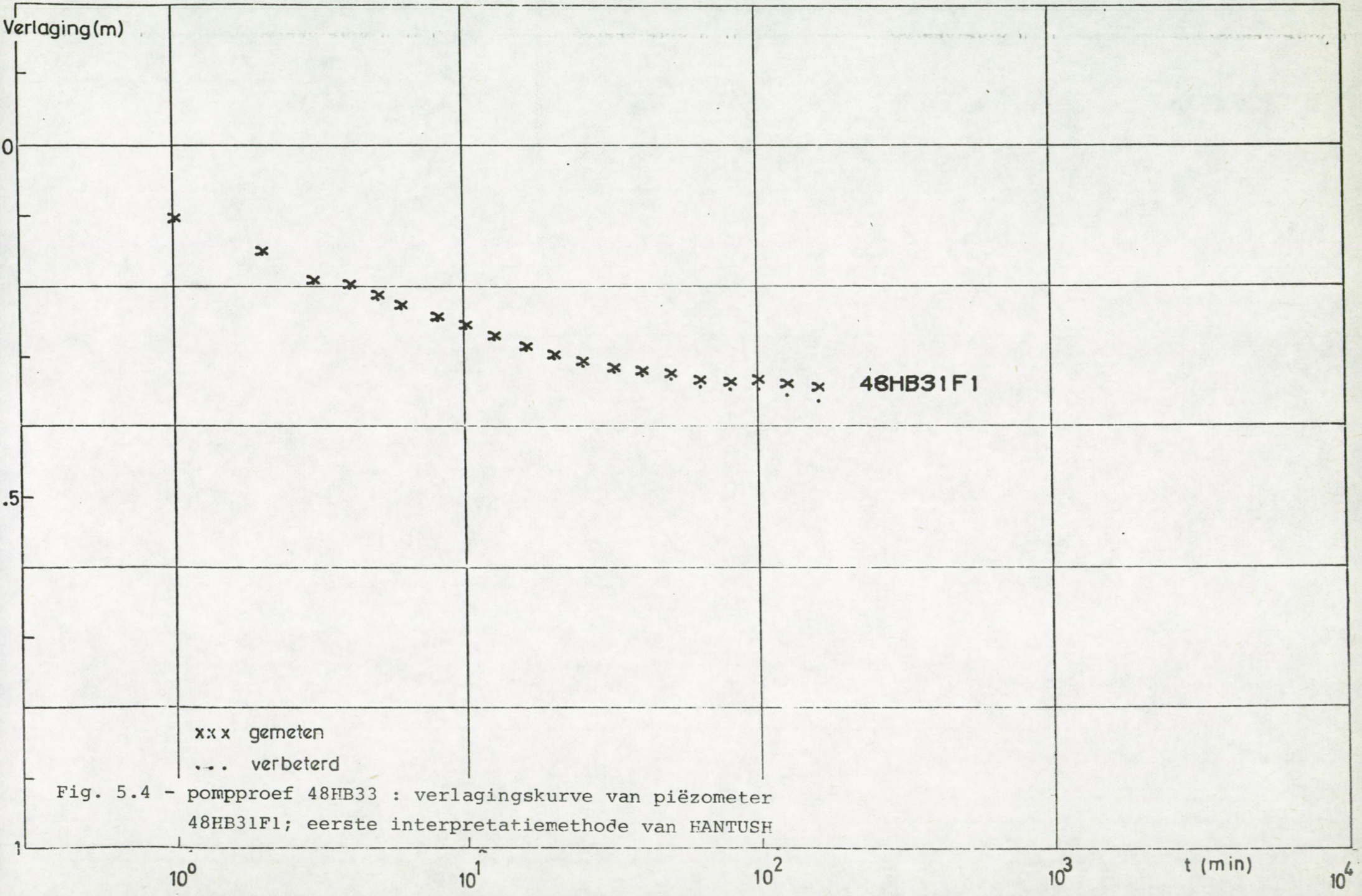


Fig. 5.4 - pompproef 48HB33 : verlagingskurve van piëzometer 48HB31F1; eerste interpretatiemethode van HANTUSH

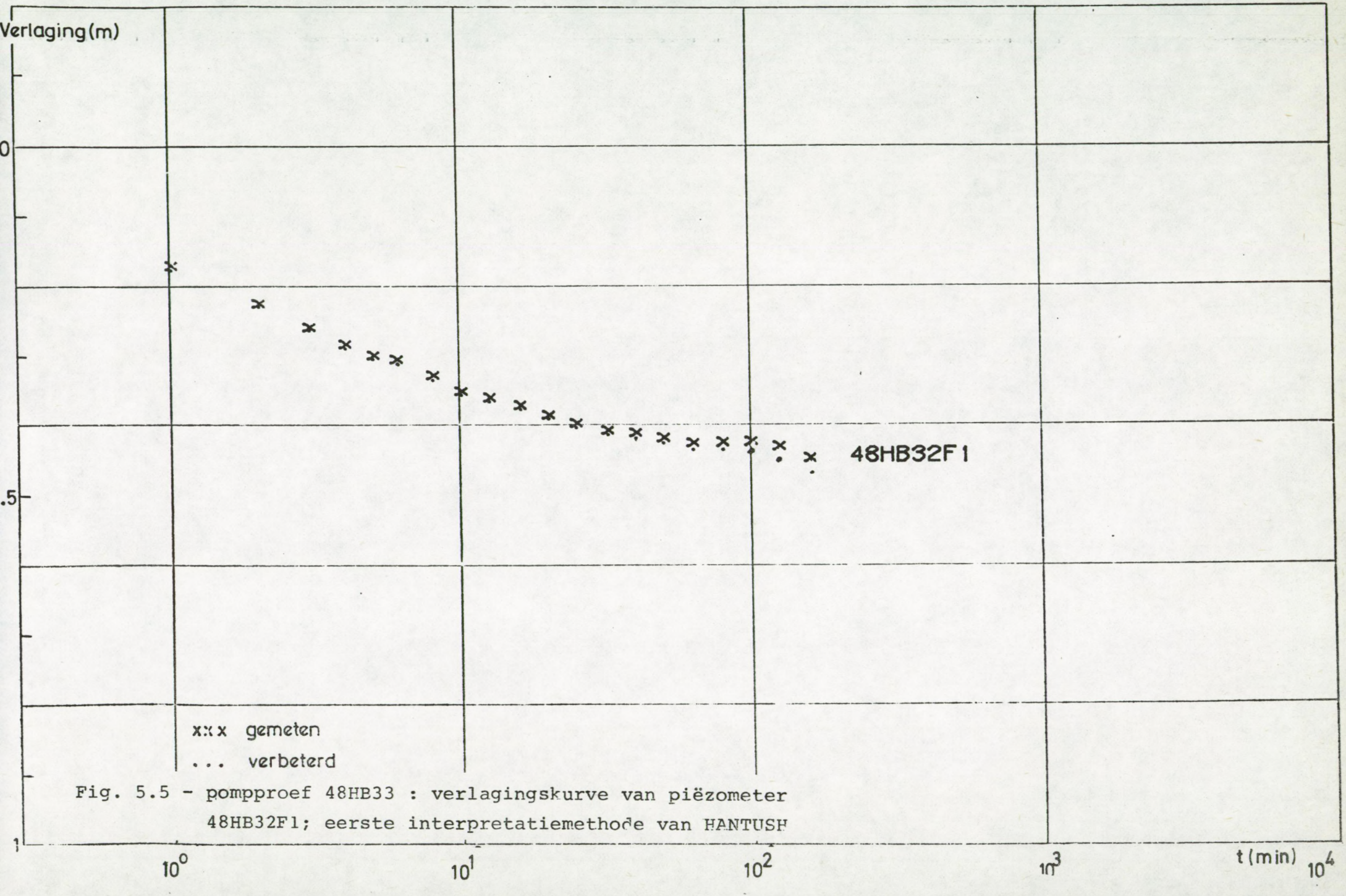


Fig. 5.5 - pompproef 48HB33 : verlagingskurve van piëzometer 48HB32F1; eerste interpretatiemethode van HANTUSH

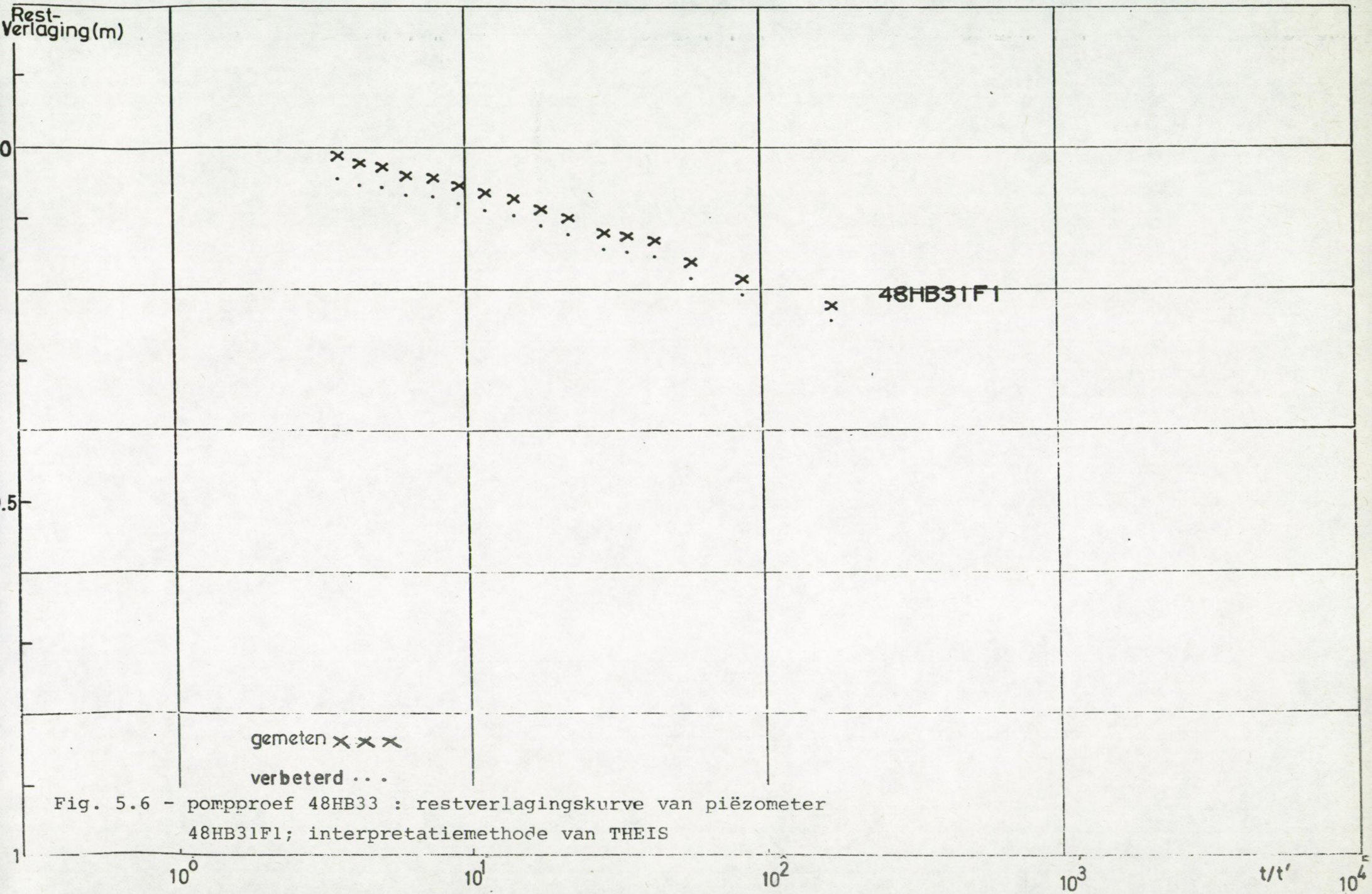


Fig. 5.6 - pompproef 48HB33 : restverlagingskurve van piëzometer 48HB31F1; interpretatiemethode van THEIS

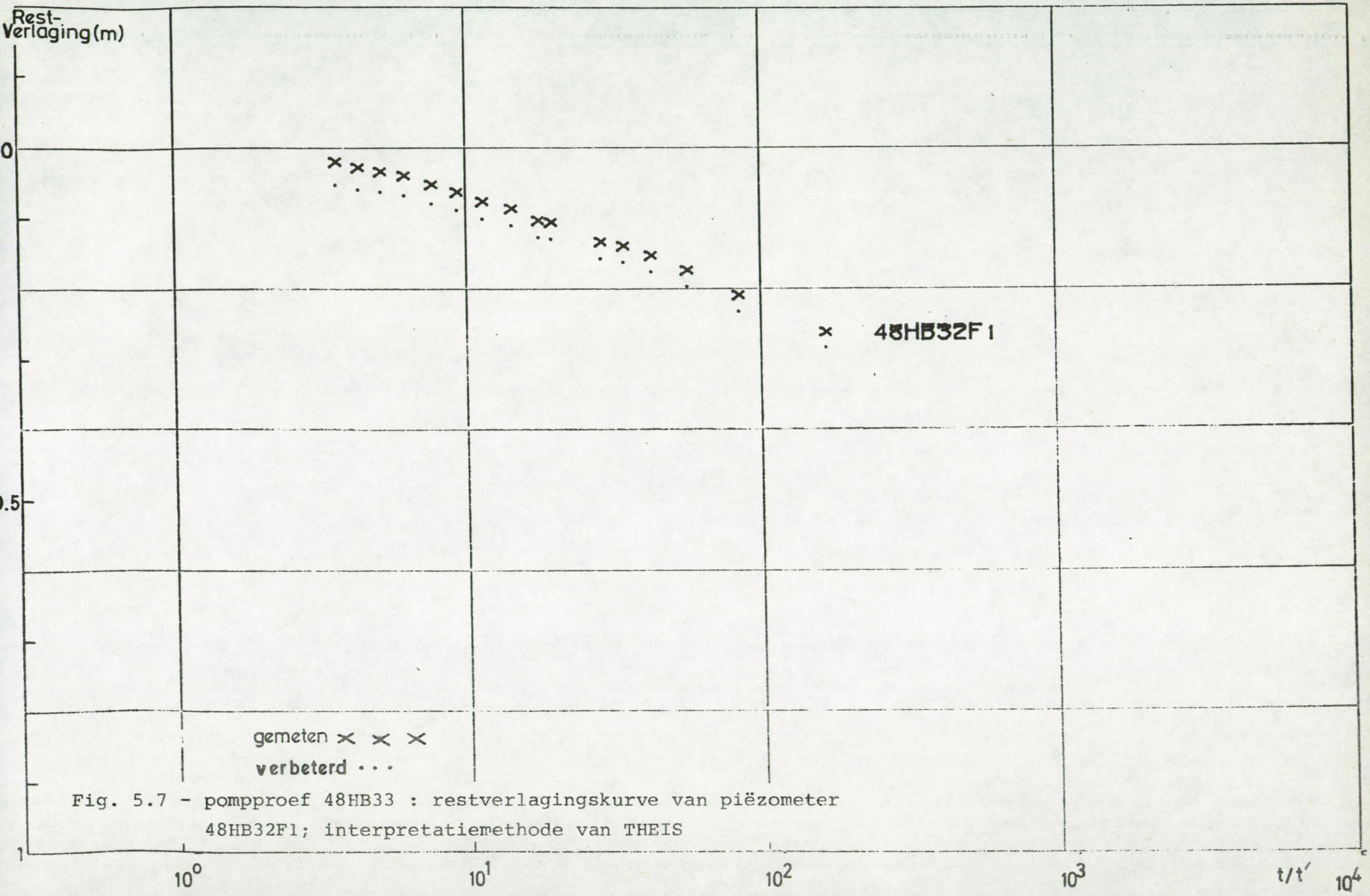


Fig. 5.7 - pompproef 48HB33 : restverlagingskurve van piëzometer 48HB32F1; interpretatiemethode van THEIS

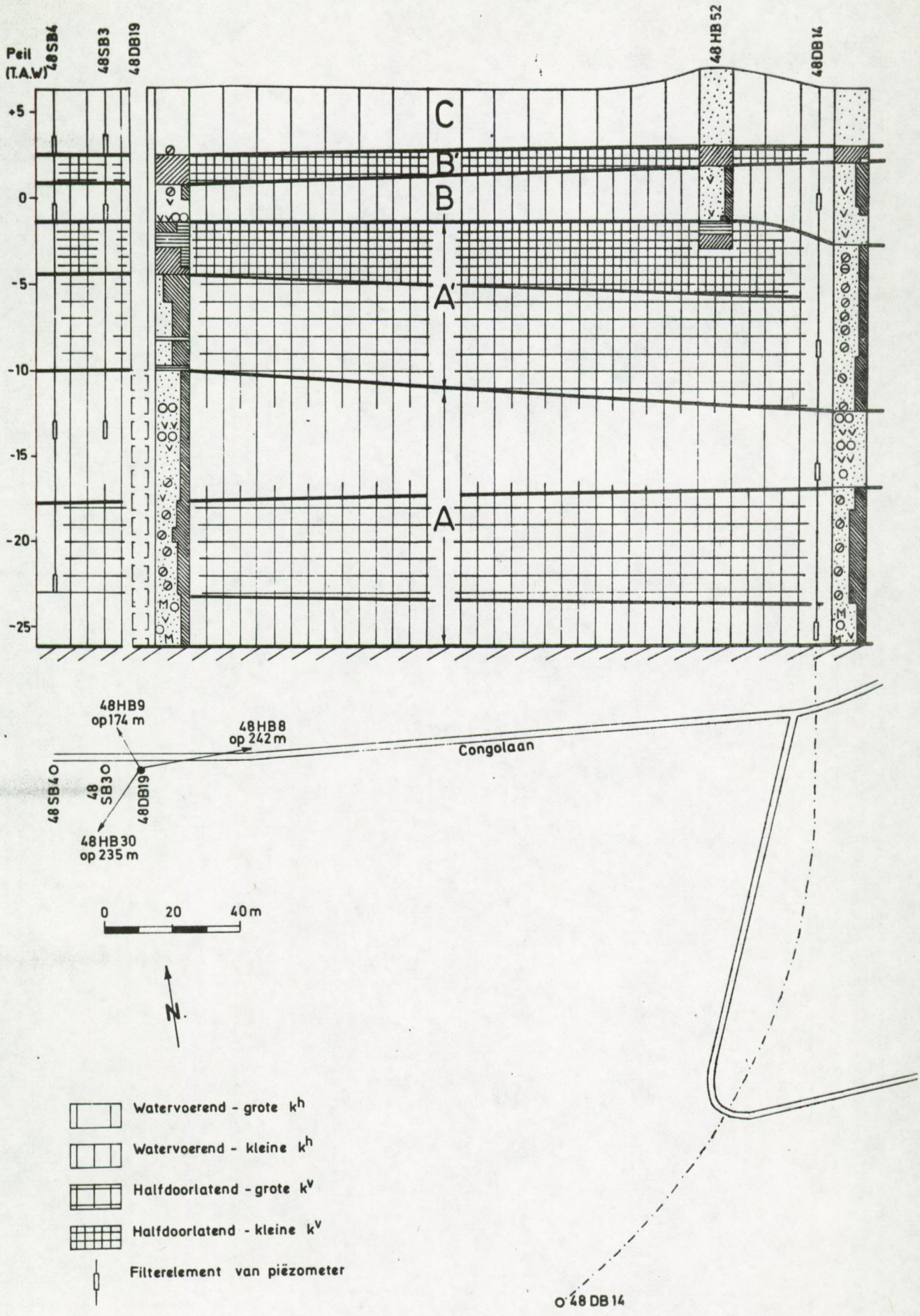


Fig. 5.8 - pompproef 48DB19 : plaats en hydrogeologisch profiel

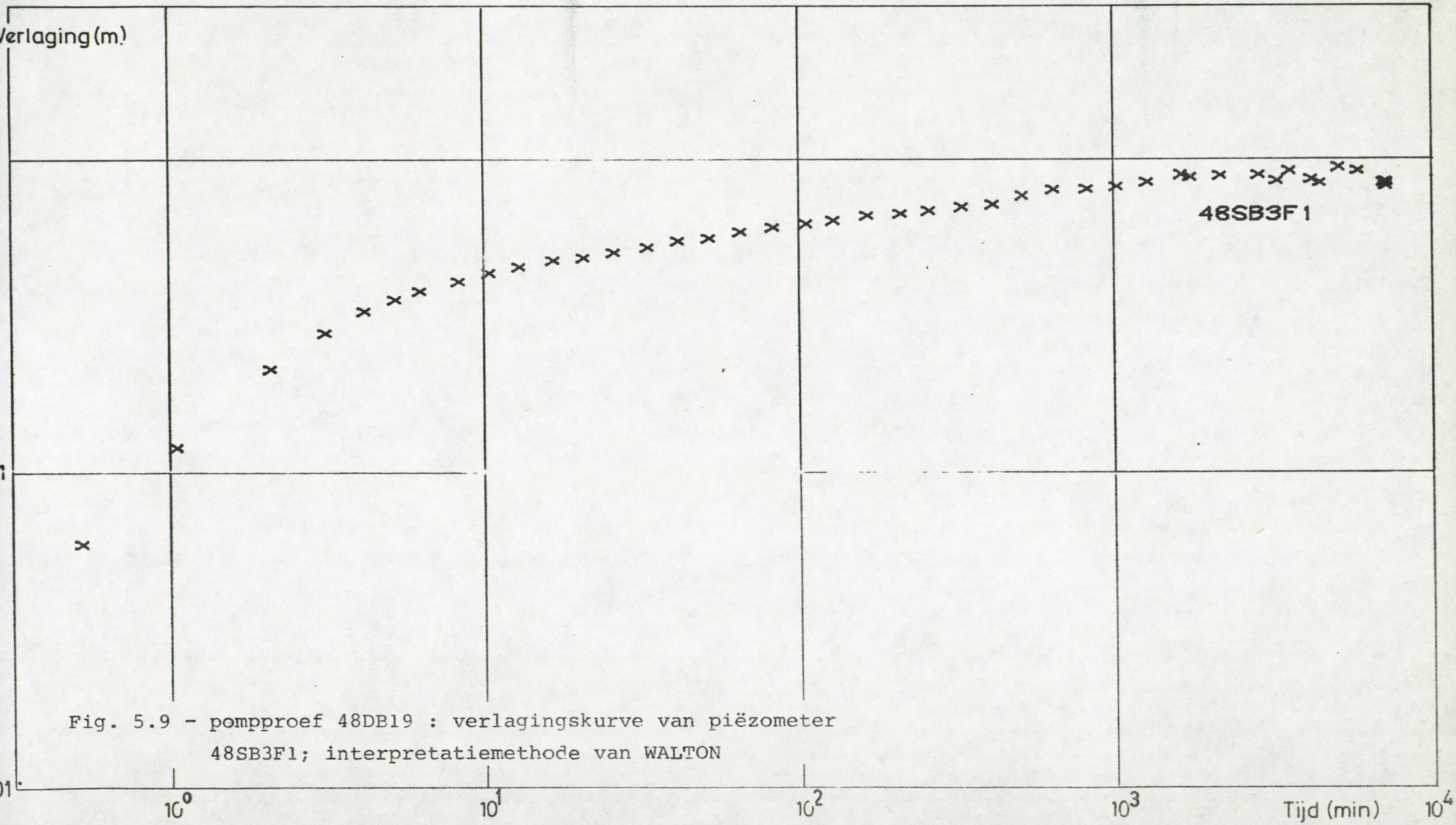


Fig. 5.9 - pompproef 48DB19 : verlagingskurve van piëzometer 48SB3F1; interpretatiemethode van WALTON

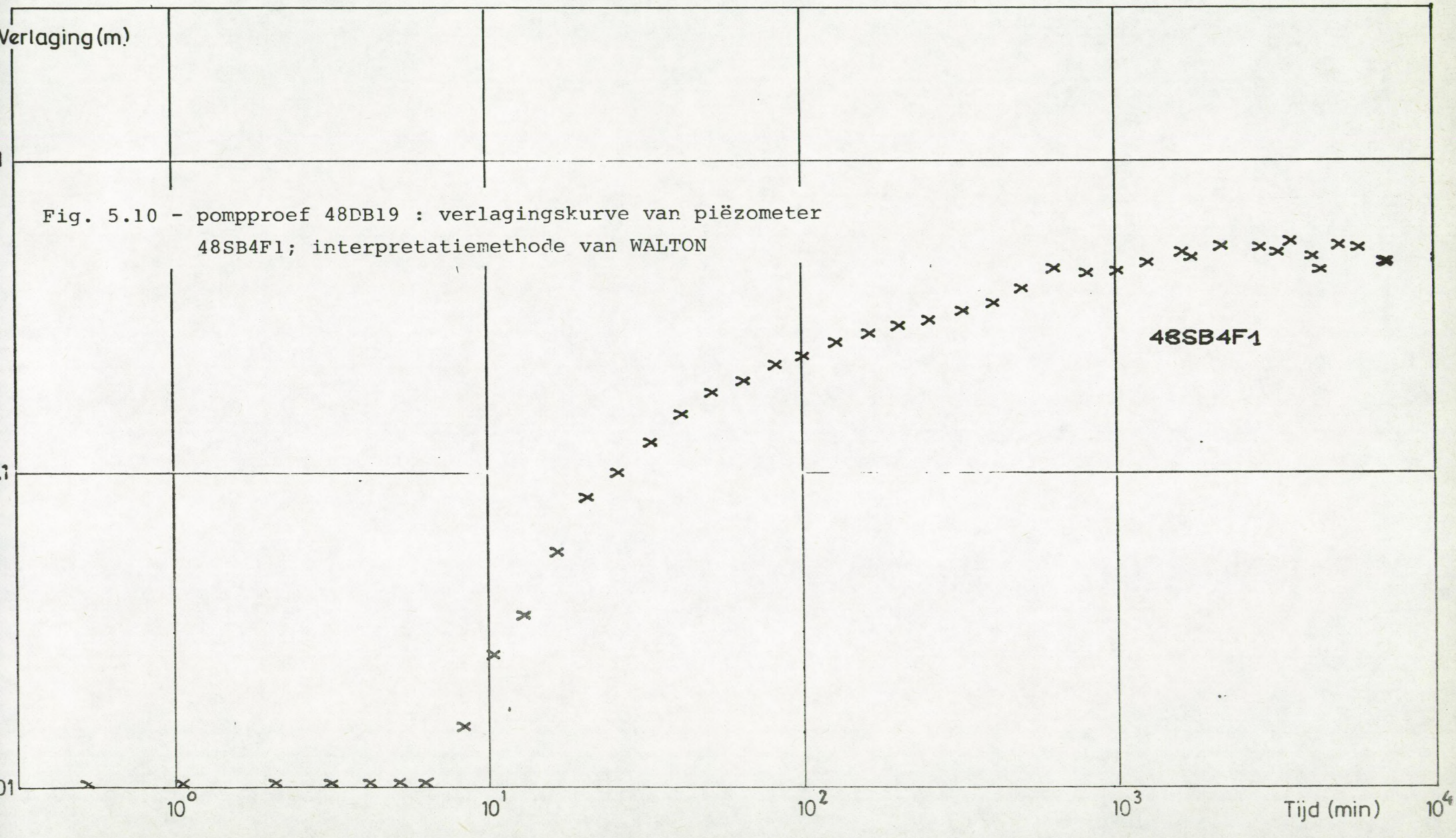


Fig. 5.10 - pompproef 48DB19 : verlagingskurve van piëzometer 48SB4F1; interpretatiemethode van WALTON

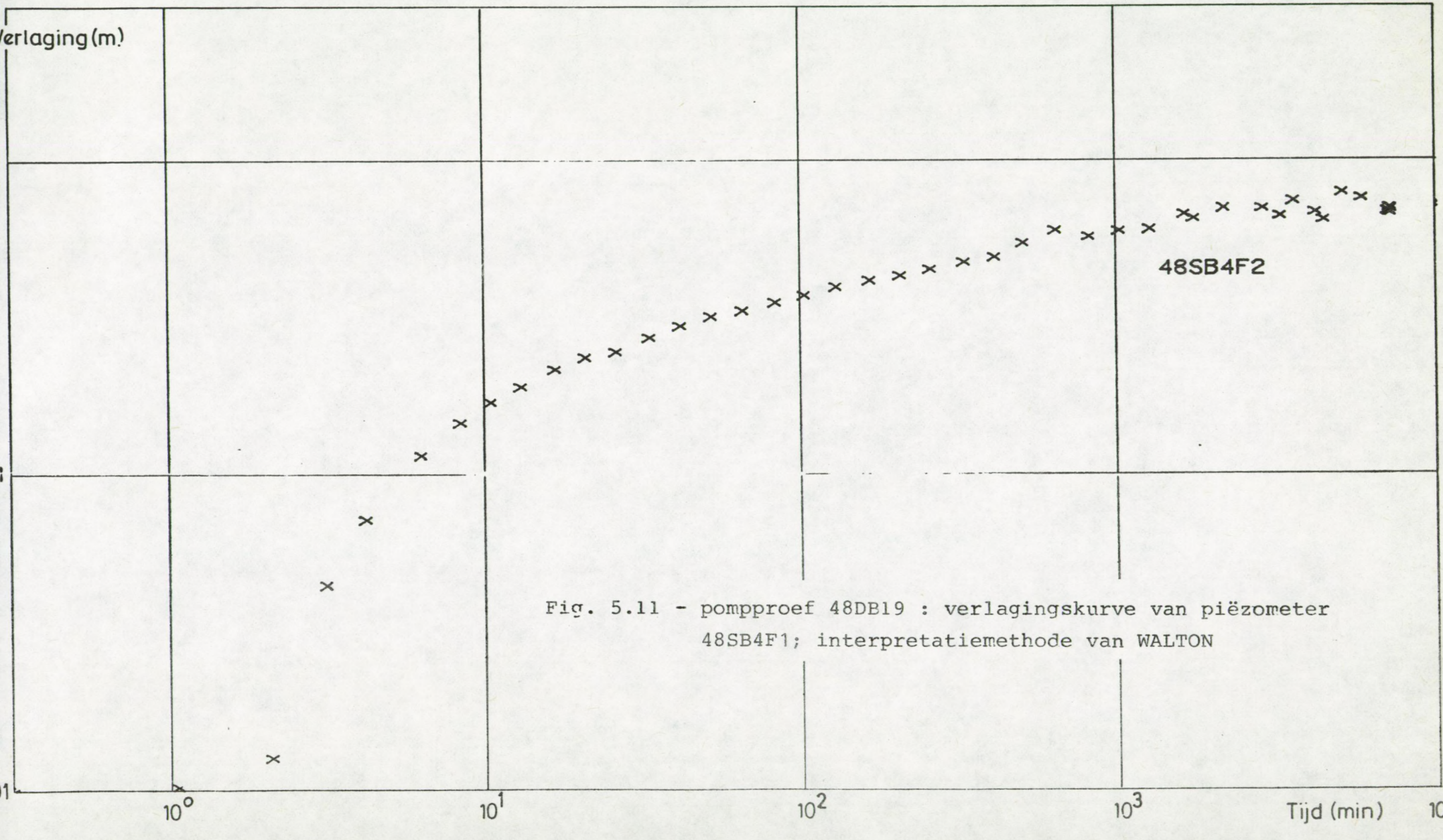


Fig. 5.11 - pompproef 48DB19 : verlagingskurve van piëzometer 48SB4F1; interpretatiemethode van WALTON

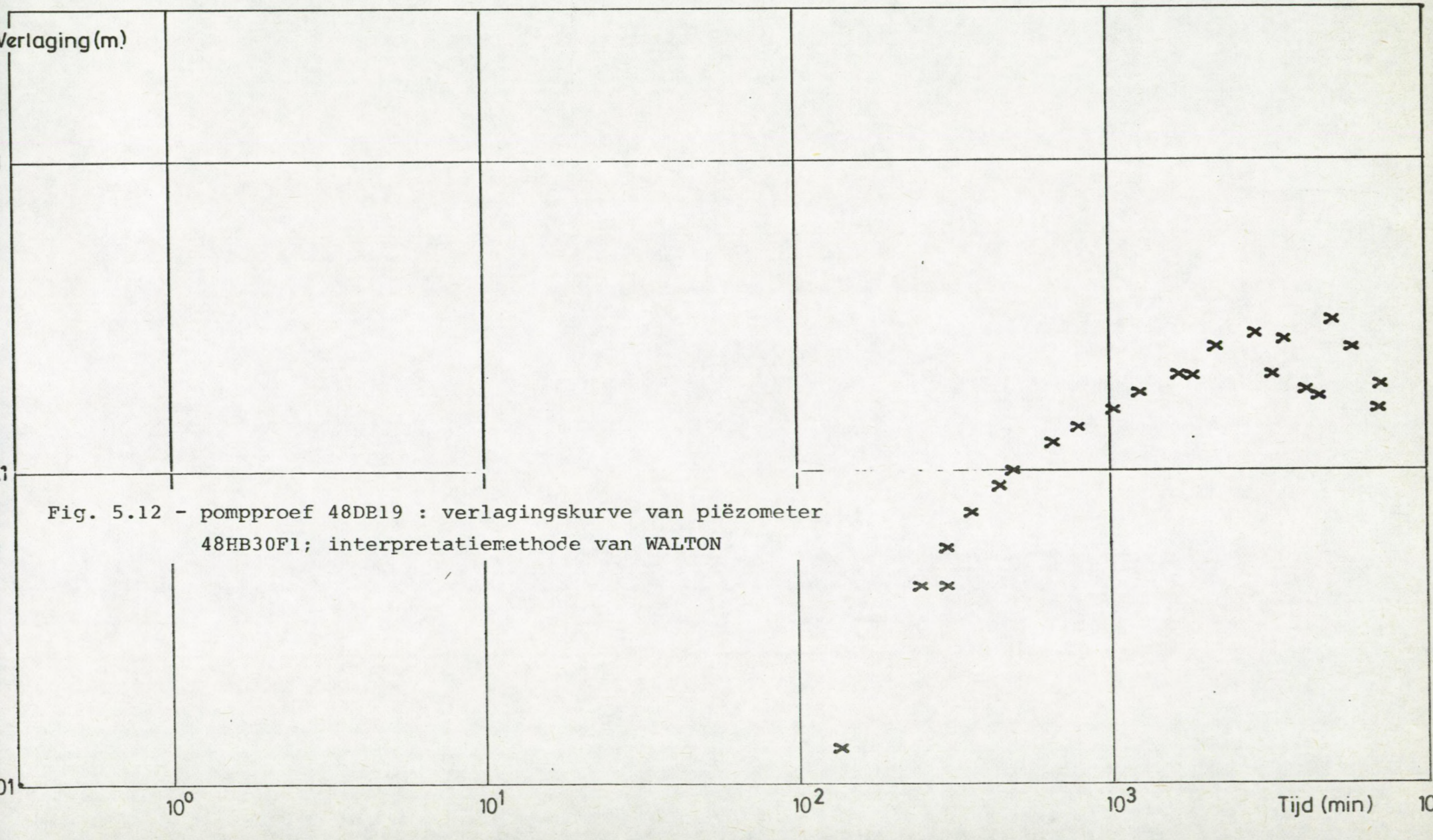


Fig. 5.12 - pompproef 48DB19 : verlagingskurve van piëzometer 48HB30F1; interpretatiemethode van WALTON

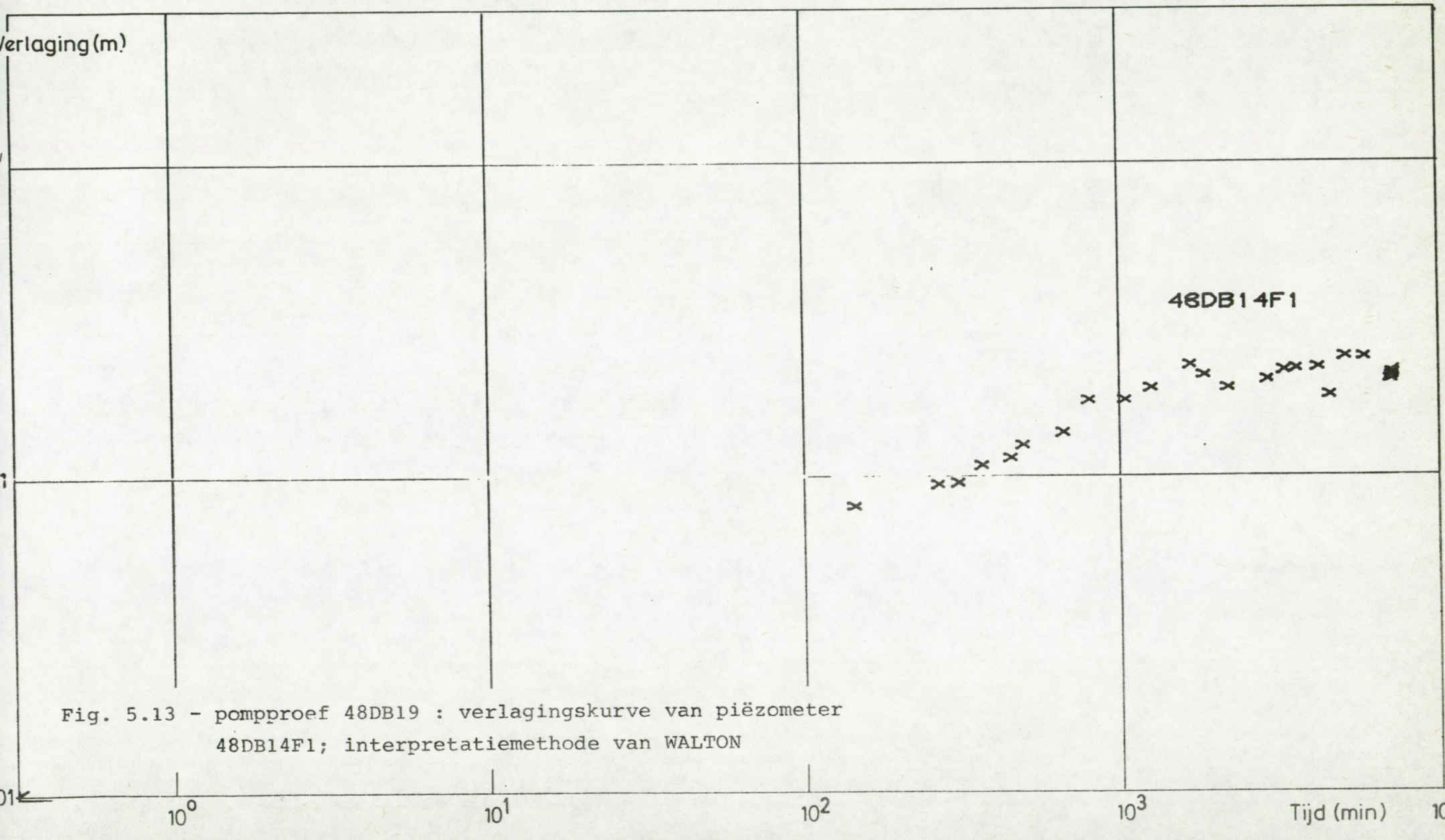


Fig. 5.13 - pompproef 48DB19 : verlagingskurve van piëzometer 48DB14F1; interpretatiemethode van WALTON

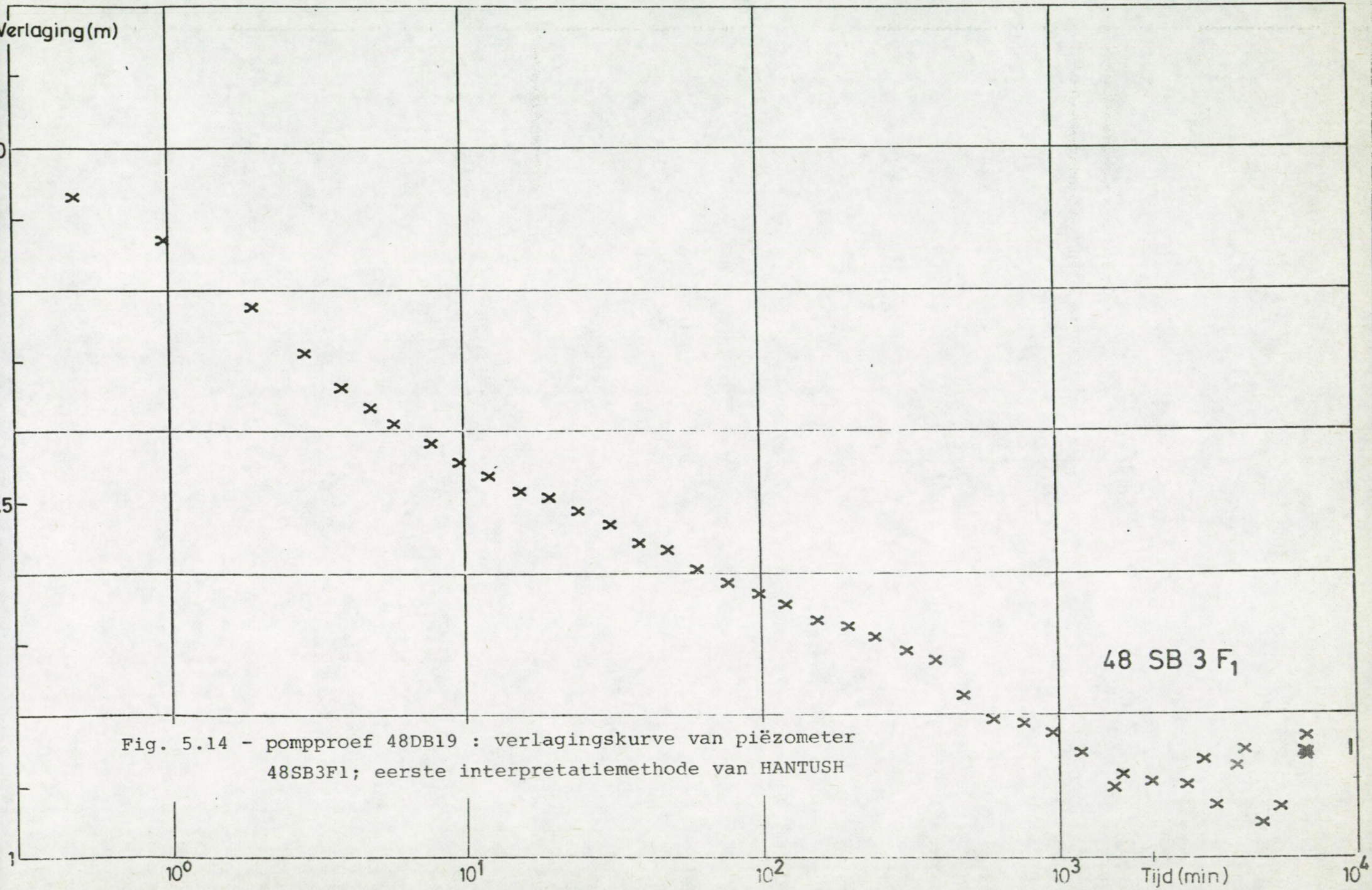


Fig. 5.14 - pompproef 48DB19 : verlagingskurve van piëzometer 48SB3F1; eerste interpretatiemethode van HANTUSH

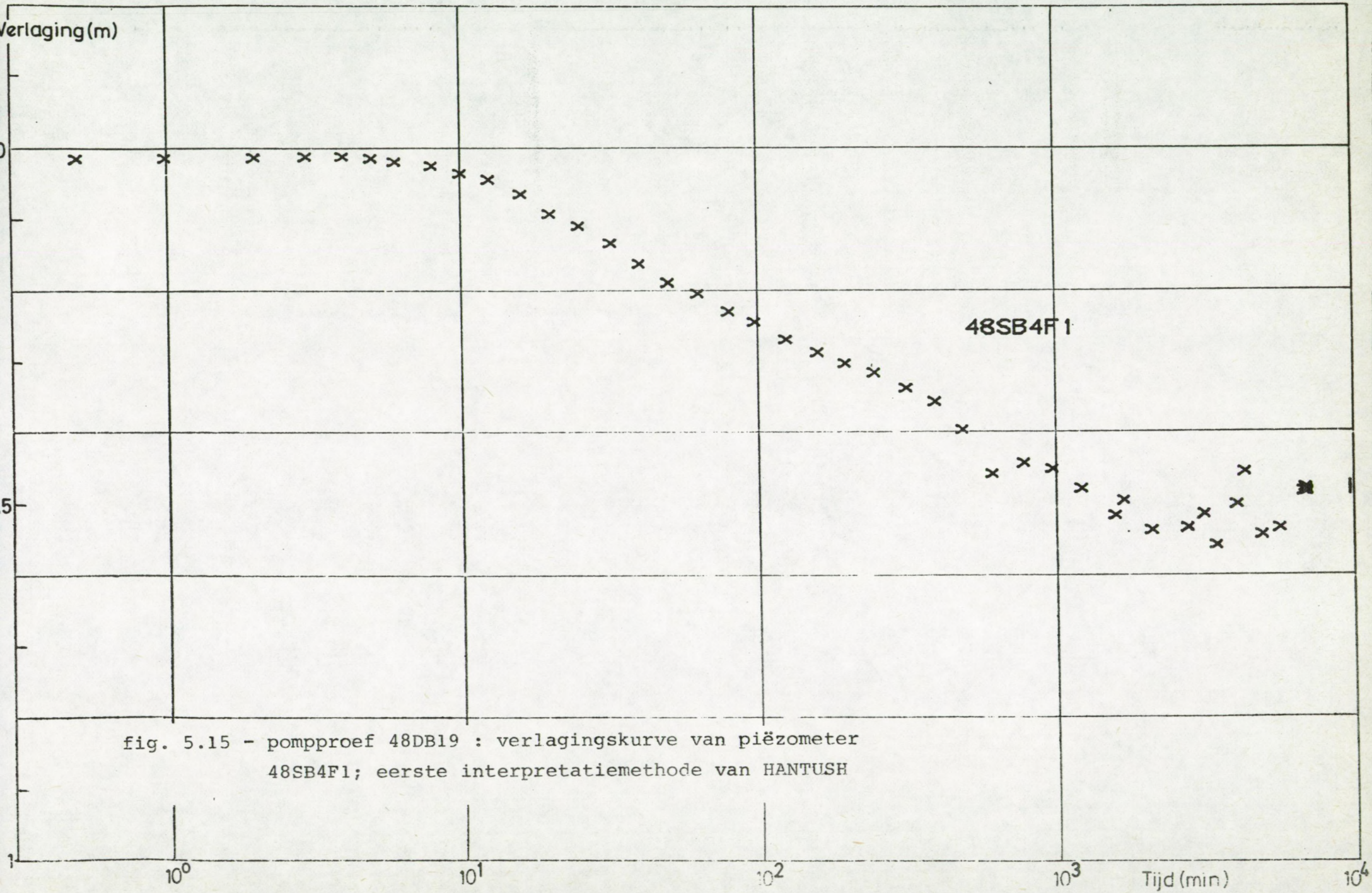


fig. 5.15 - pompproef 48DB19 : verlagingskurve van piëzometer 48SB4F1; eerste interpretatiemethode van HANTUSH

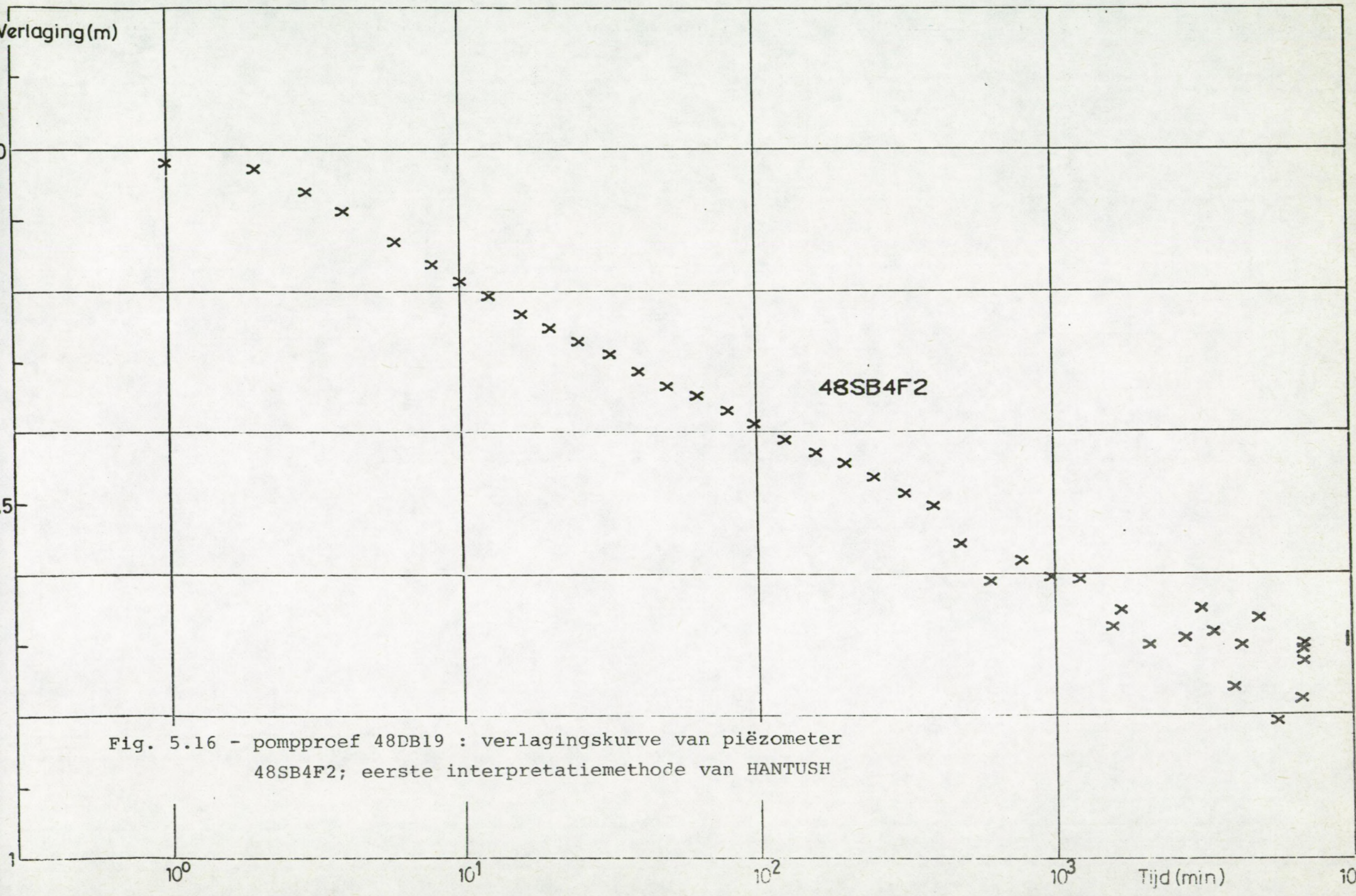


Fig. 5.16 - pompproef 48DB19 : verlagingskurve van piëzometer 48SB4F2; eerste interpretatiemethode van HANTUSH

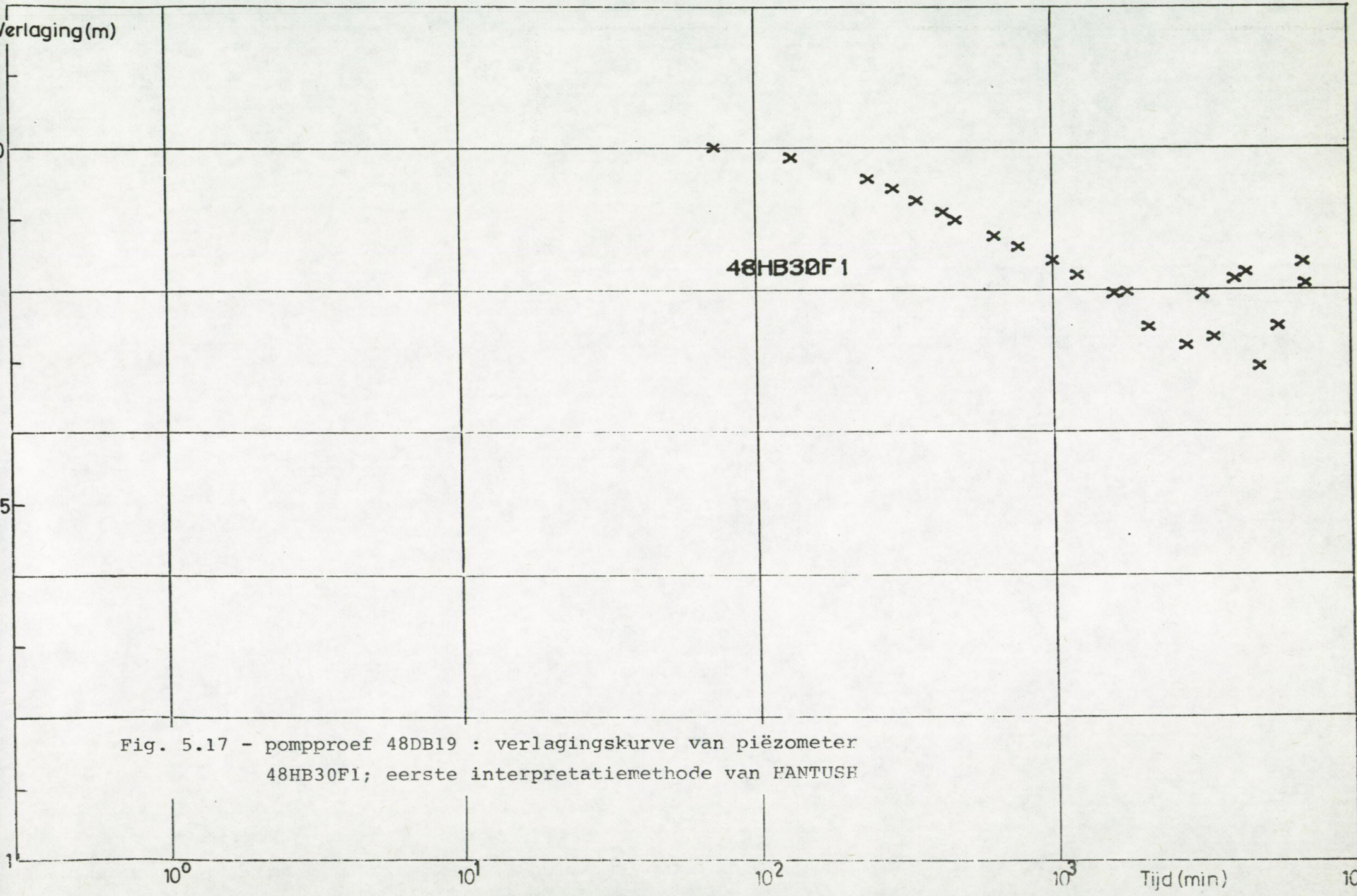


Fig. 5.17 - pompproef 48DB19 : verlagingskurve van piëzometer 48HB30F1; eerste interpretatiemethode van HANTUSH

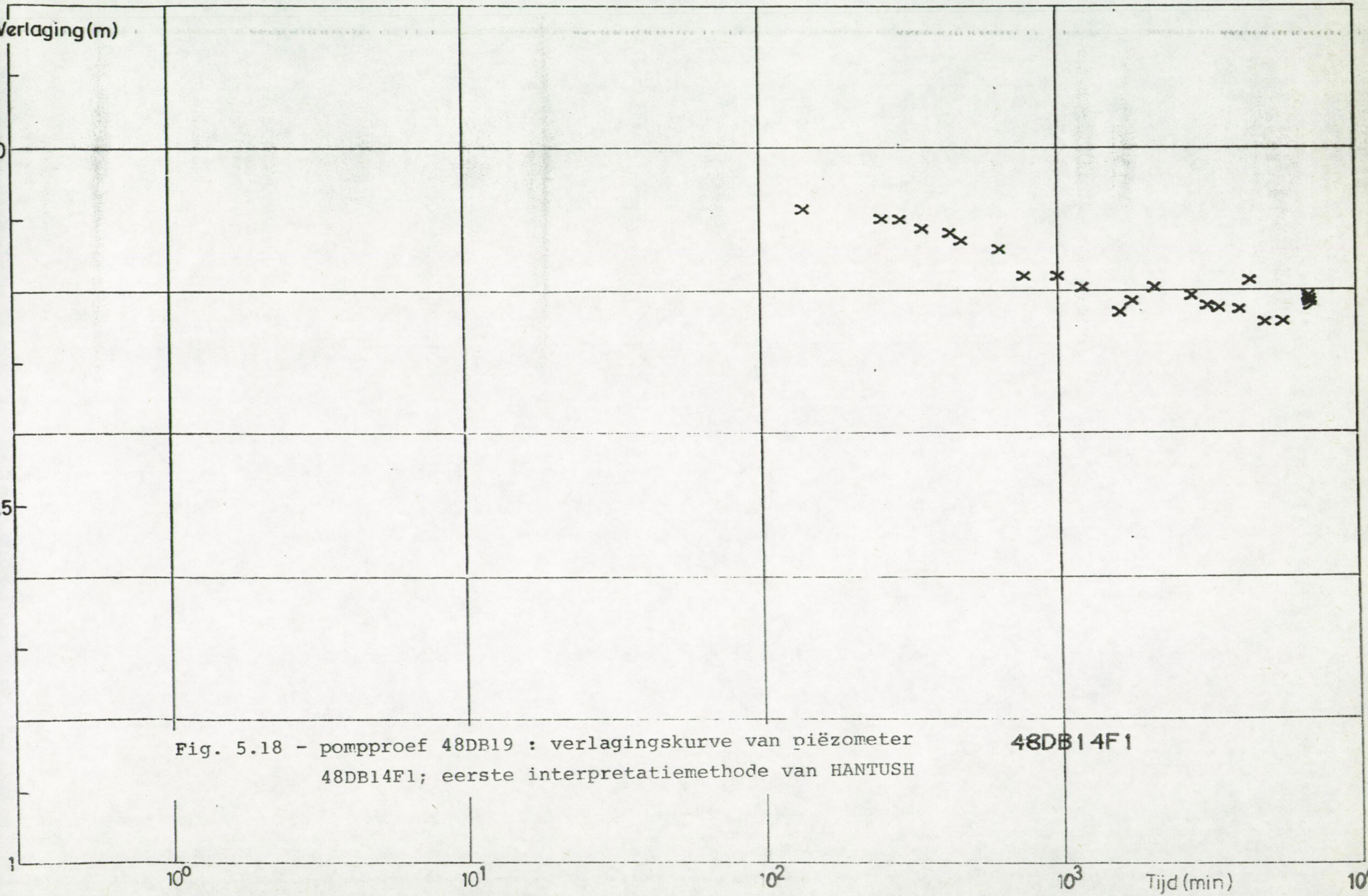


Fig. 5.18 - pompproef 48DB19 : verlagingskurve van piëzometer 48DB14F1; eerste interpretatiemethode van HANTUSH

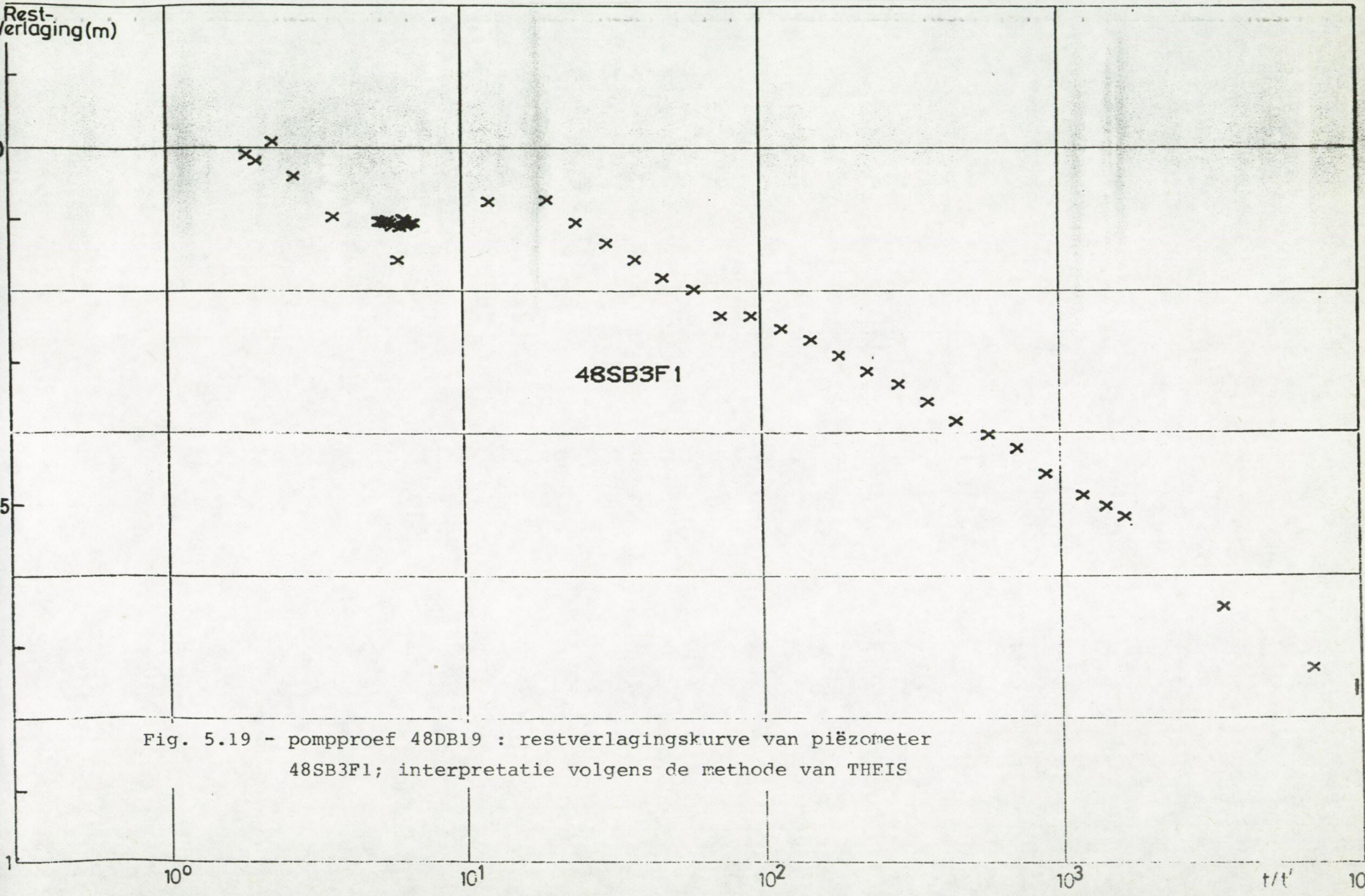


Fig. 5.19 - pompproef 48DB19 : restverlagingskurve van piëzometer 48SB3F1; interpretatie volgens de methode van THEIS

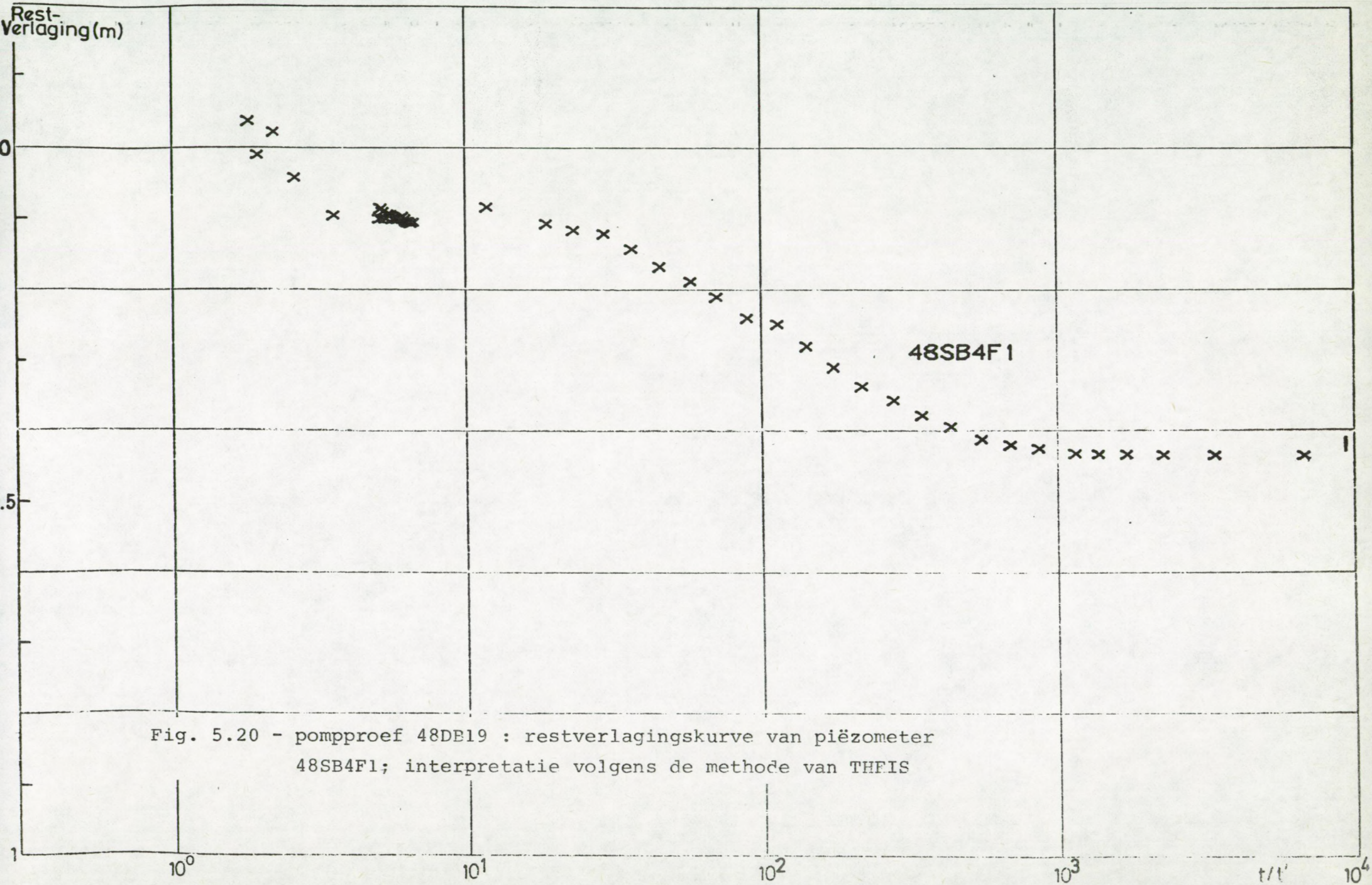


Fig. 5.20 - pompproef 48DB19 : restverlagingskurve van piëzometer 48SB4F1; interpretatie volgens de methode van THEIS

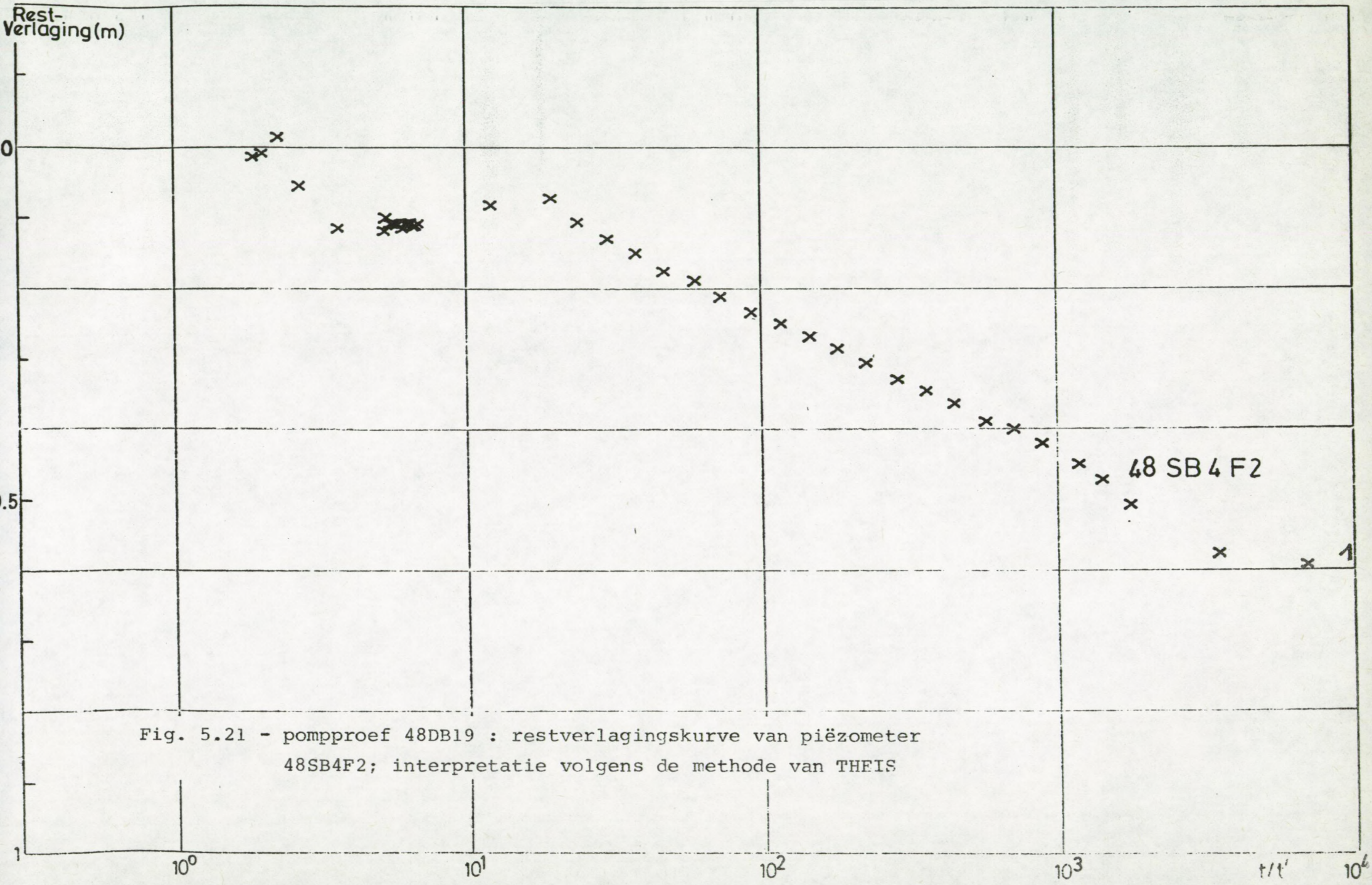


Fig. 5.21 - pompproef 48DB19 : restverlagingskurve van piëzometer 48SB4F2; interpretatie volgens de methode van THEIS

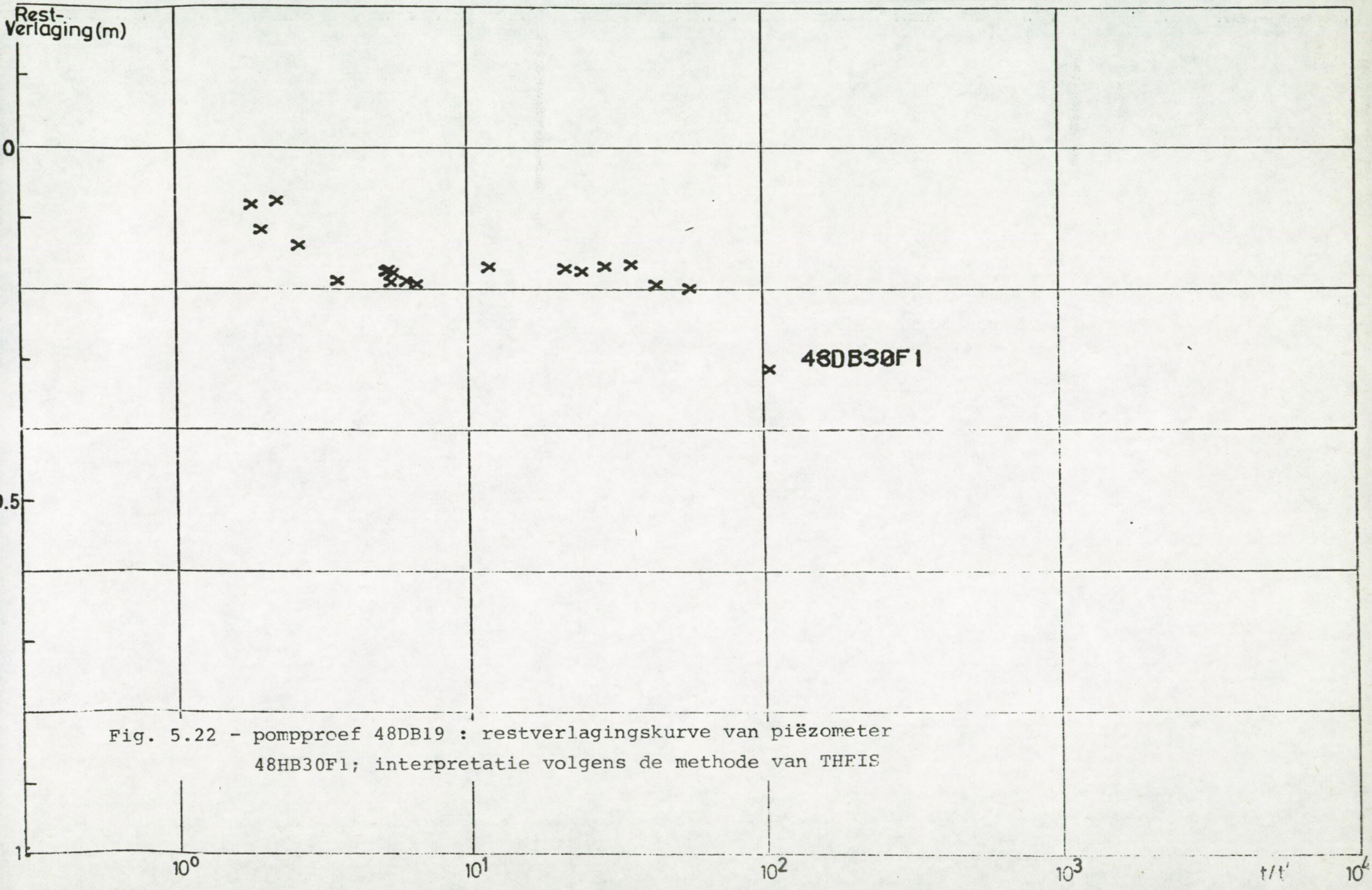


Fig. 5.22 - pompproef 48DB19 : restverlagingskurve van piëzometer 48HB30F1; interpretatie volgens de methode van THEIS

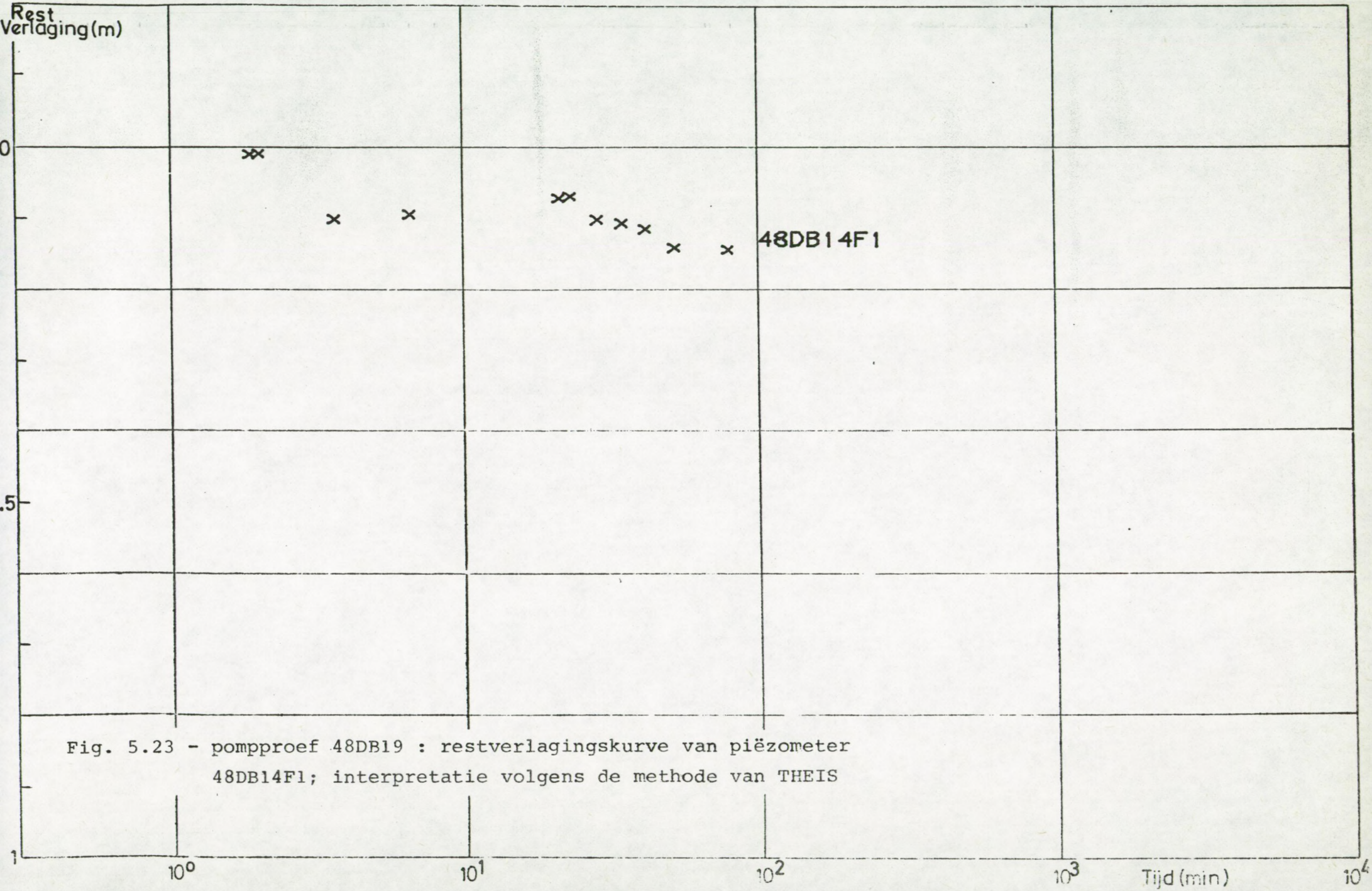


Fig. 5.23 - pompproef 48DB19 : restverlagingskurve van piëzometer 48DB14F1; interpretatie volgens de methode van THEIS

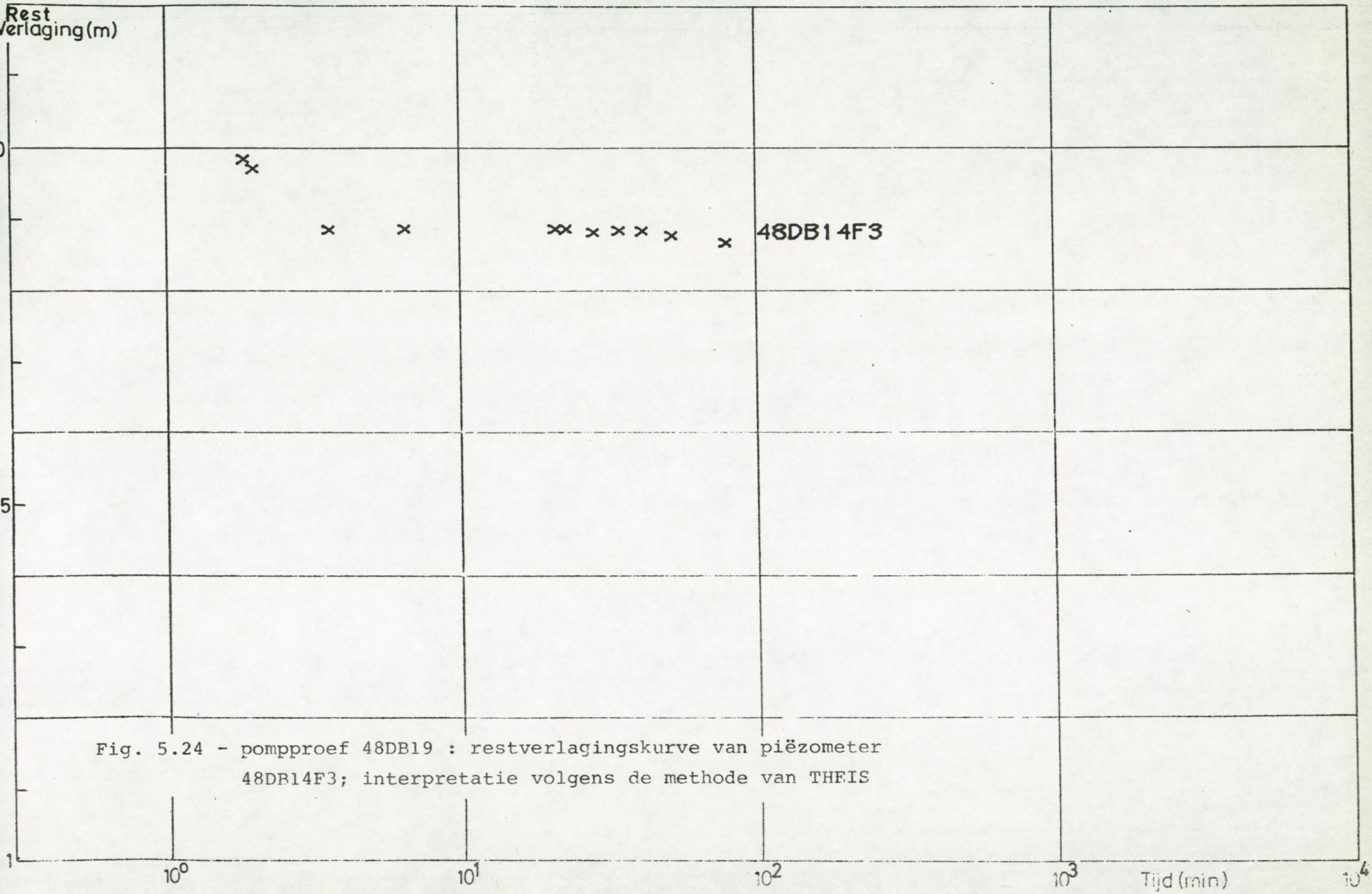


Fig. 5.24 - pompproef 48DB19 : restverlagingskurve van piëzometer 48DB14F3; interpretatie volgens de methode van THEIS

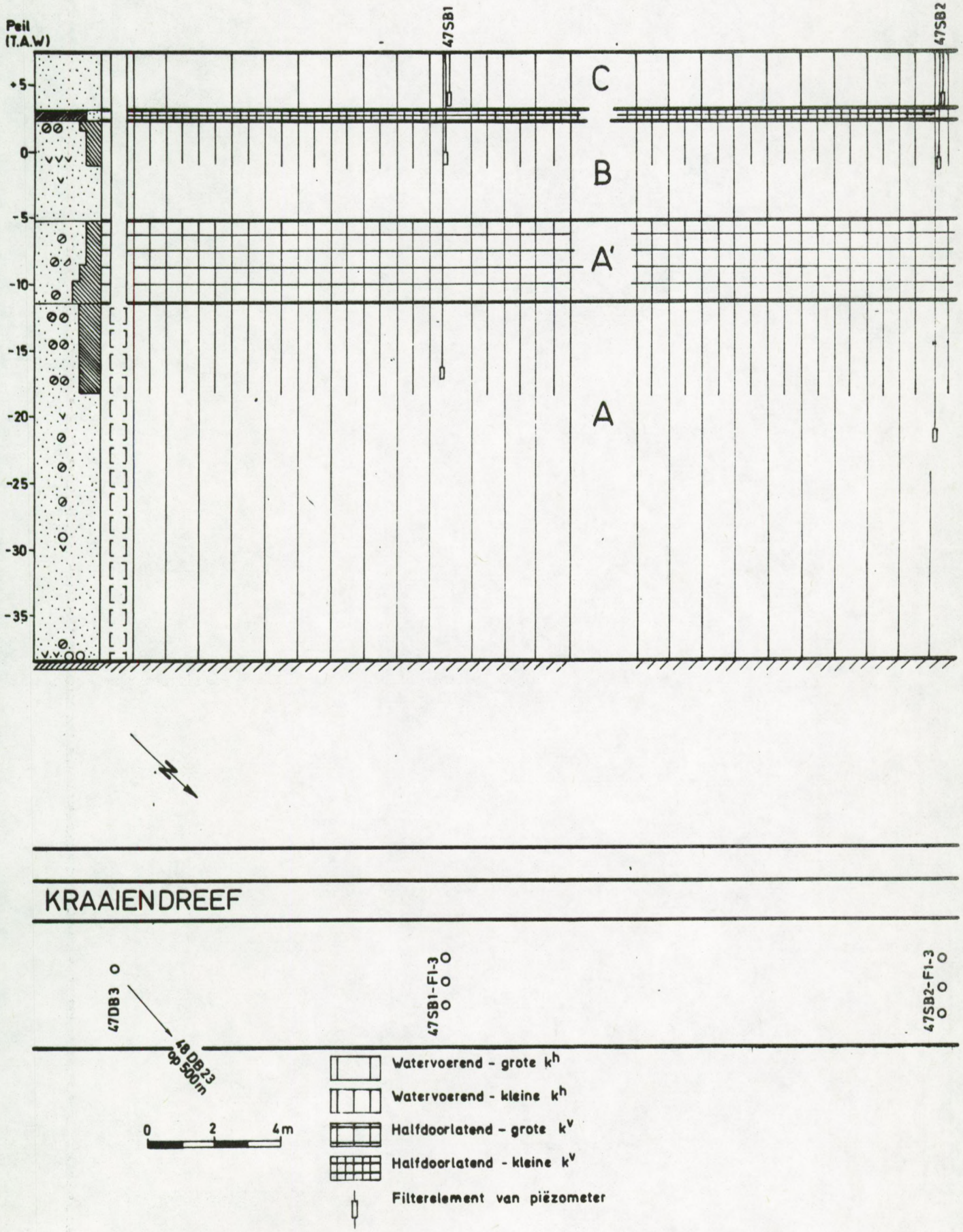


Fig. 5.25 - pompproef 47DB3 : plaats en hydrogeologisch profiel

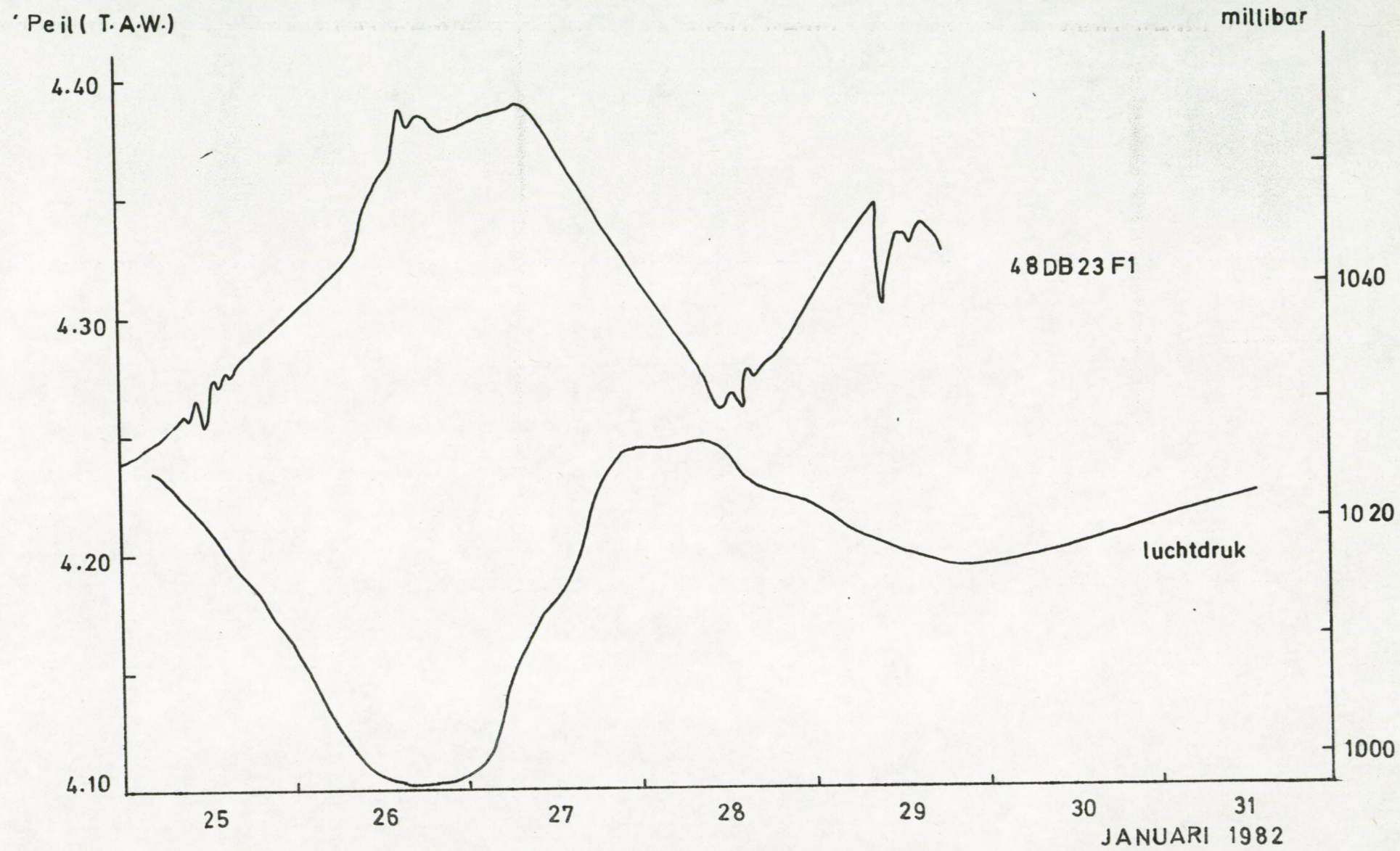


Fig. 5.26 - peilveranderingen in de getuigeput 48DB23F1 tijdens het verloop van de pompproef 47DB3 en vergelijking met de schommelingen van de luchtdruk

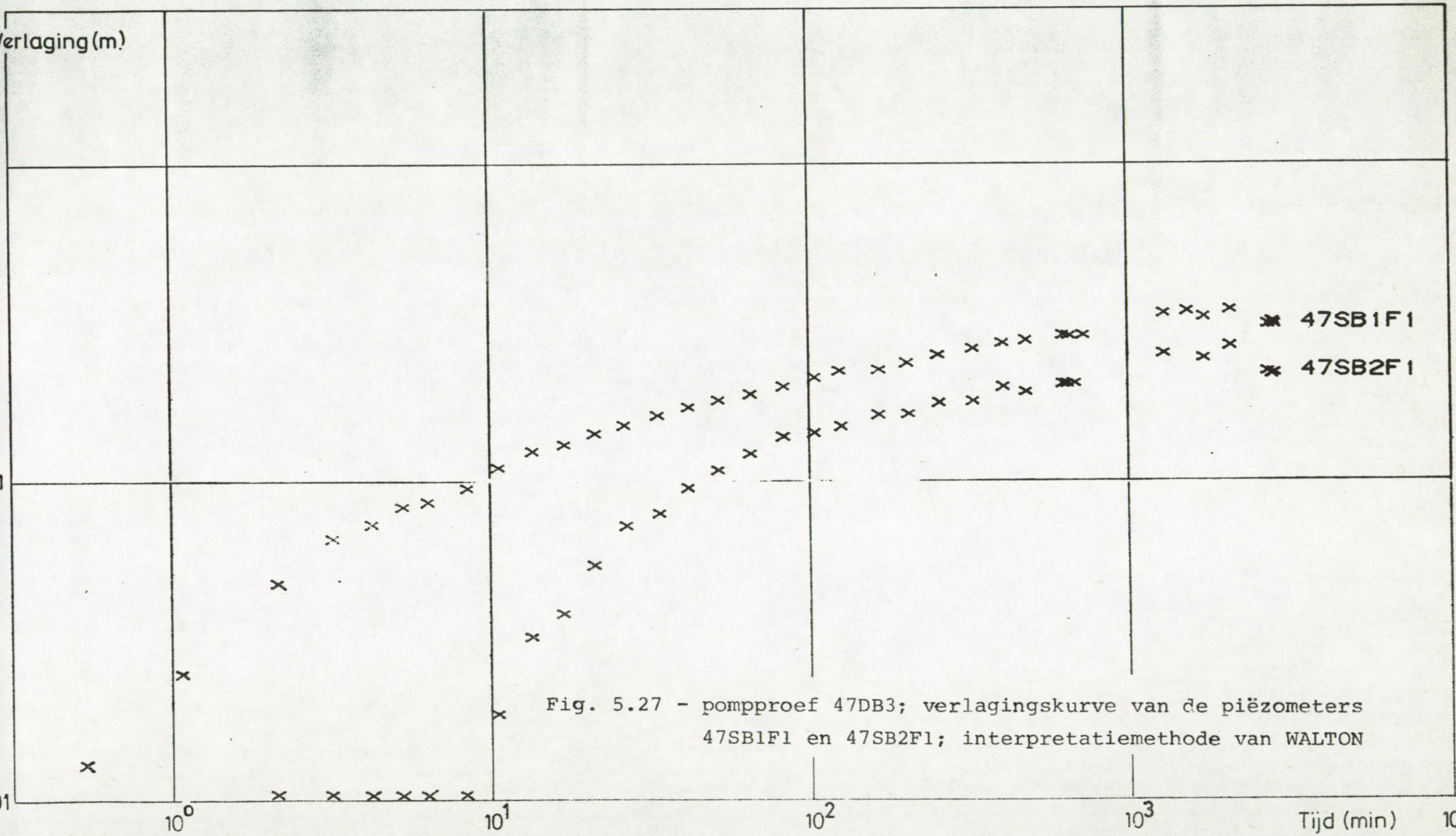


Fig. 5.27 - pompproef 47DB3; verlagingskurve van de piëzometers 47SB1F1 en 47SB2F1; interpretatiemethode van WALTON

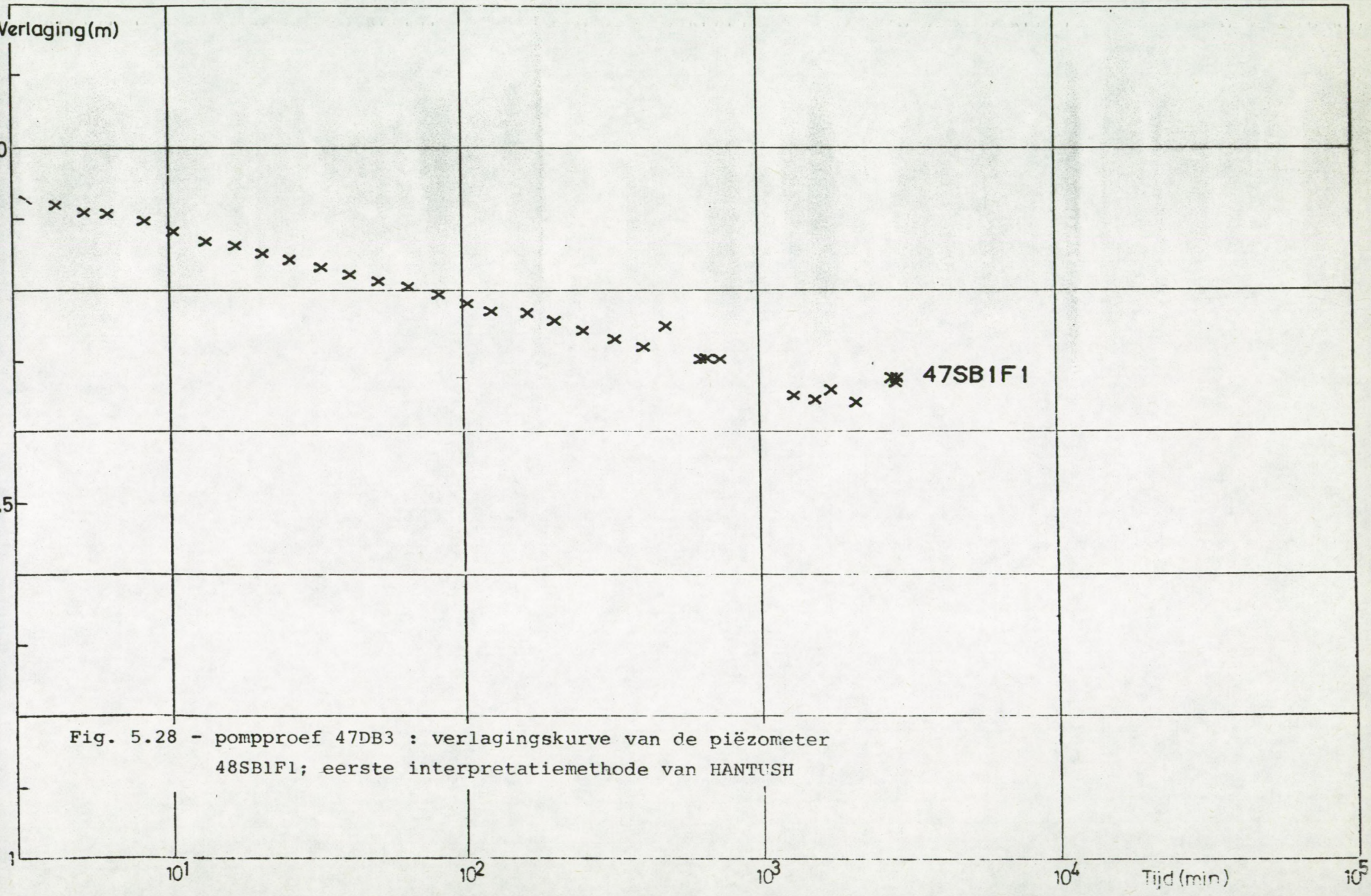


Fig. 5.28 - pompproef 47DB3 : verlagingskurve van de piëzometer 48SB1F1; eerste interpretatiemethode van HANTUSH

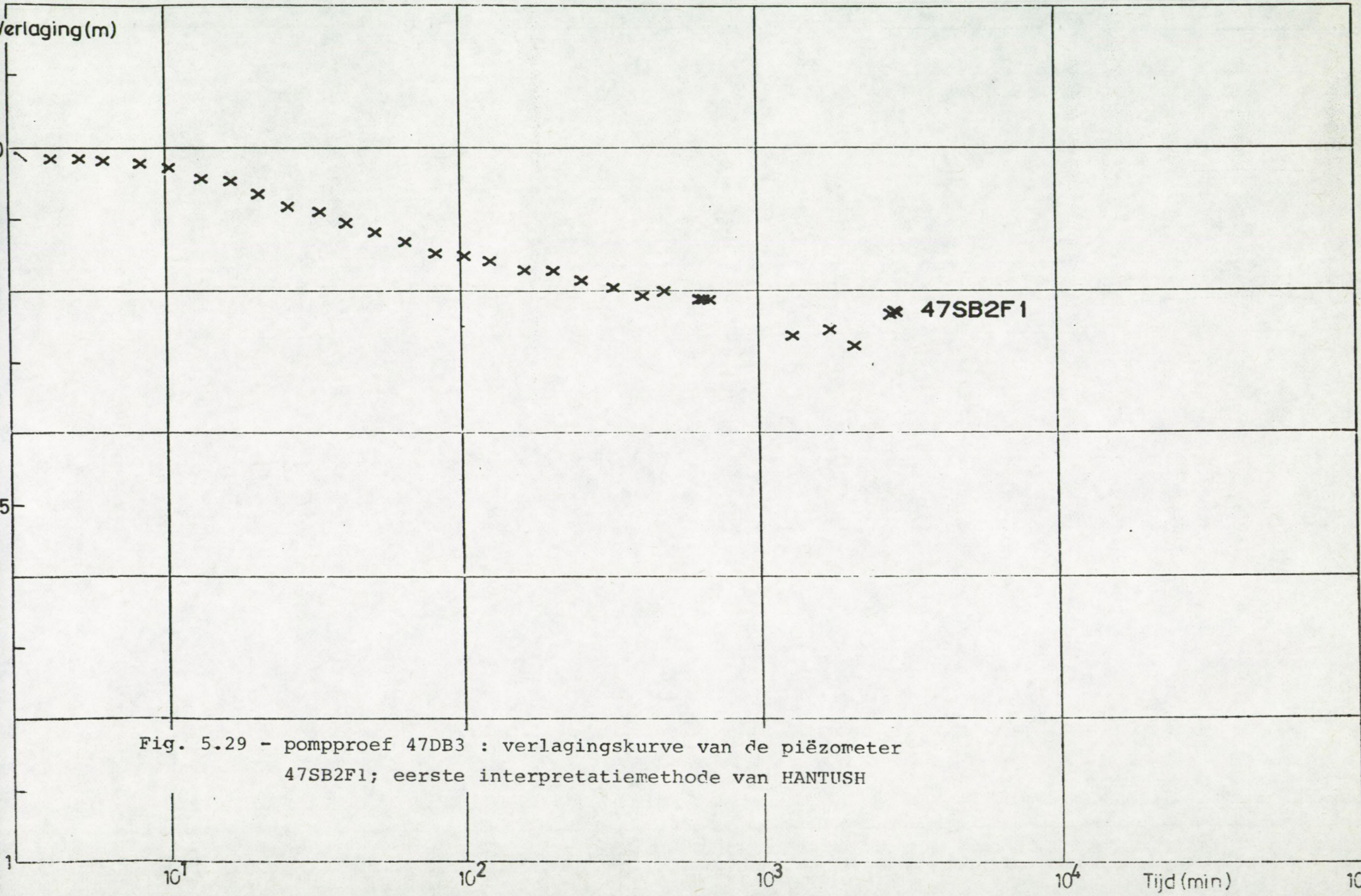


Fig. 5.29 - pompproef 47DB3 : verlagingskurve van de piëzometer 47SB2F1; eerste interpretatiemethode van HANTUSH

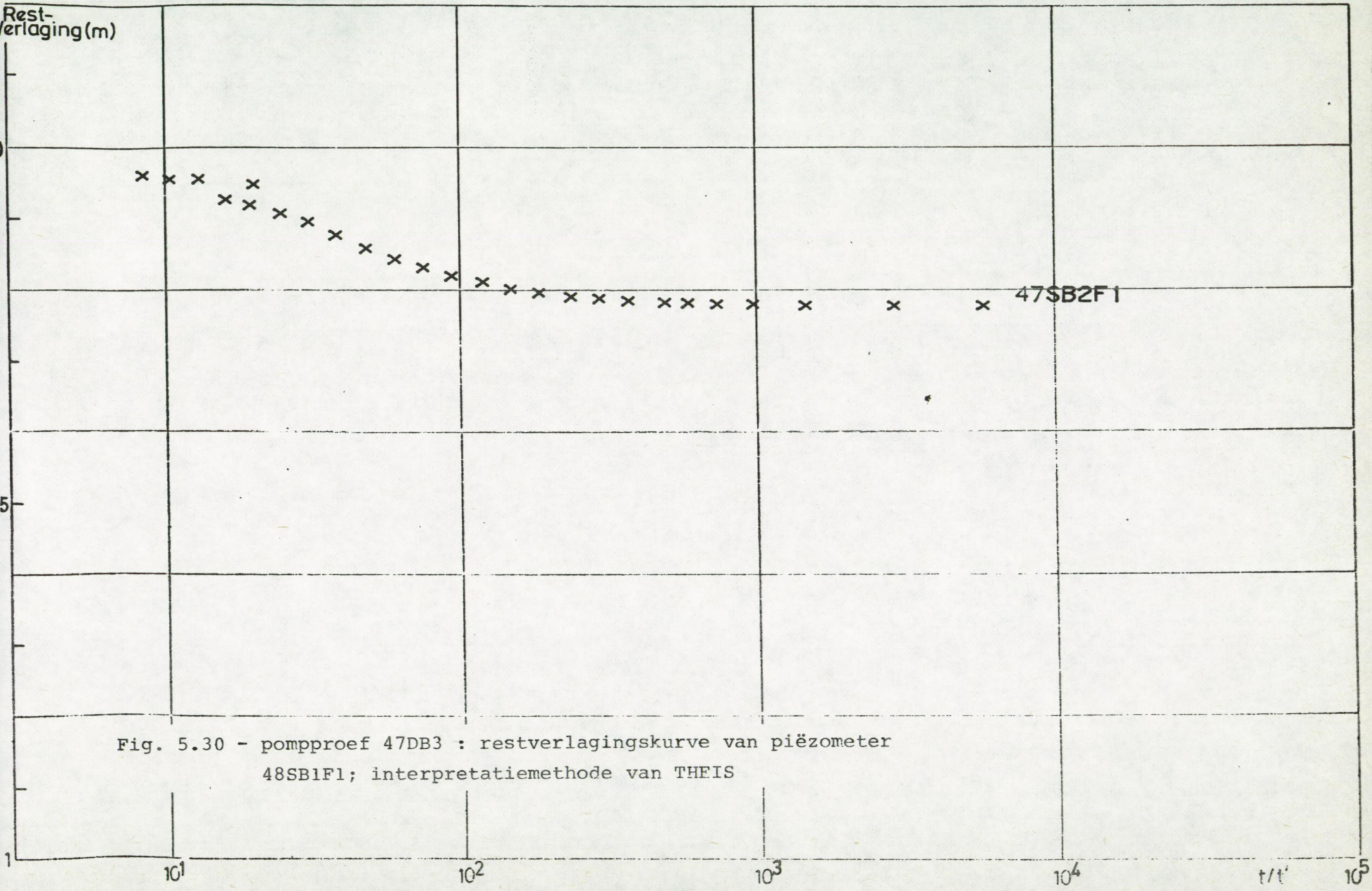


Fig. 5.30 - pompproef 47DB3 : restverlagingskurve van piëzometer 48SB1F1; interpretatiemethode van THEIS

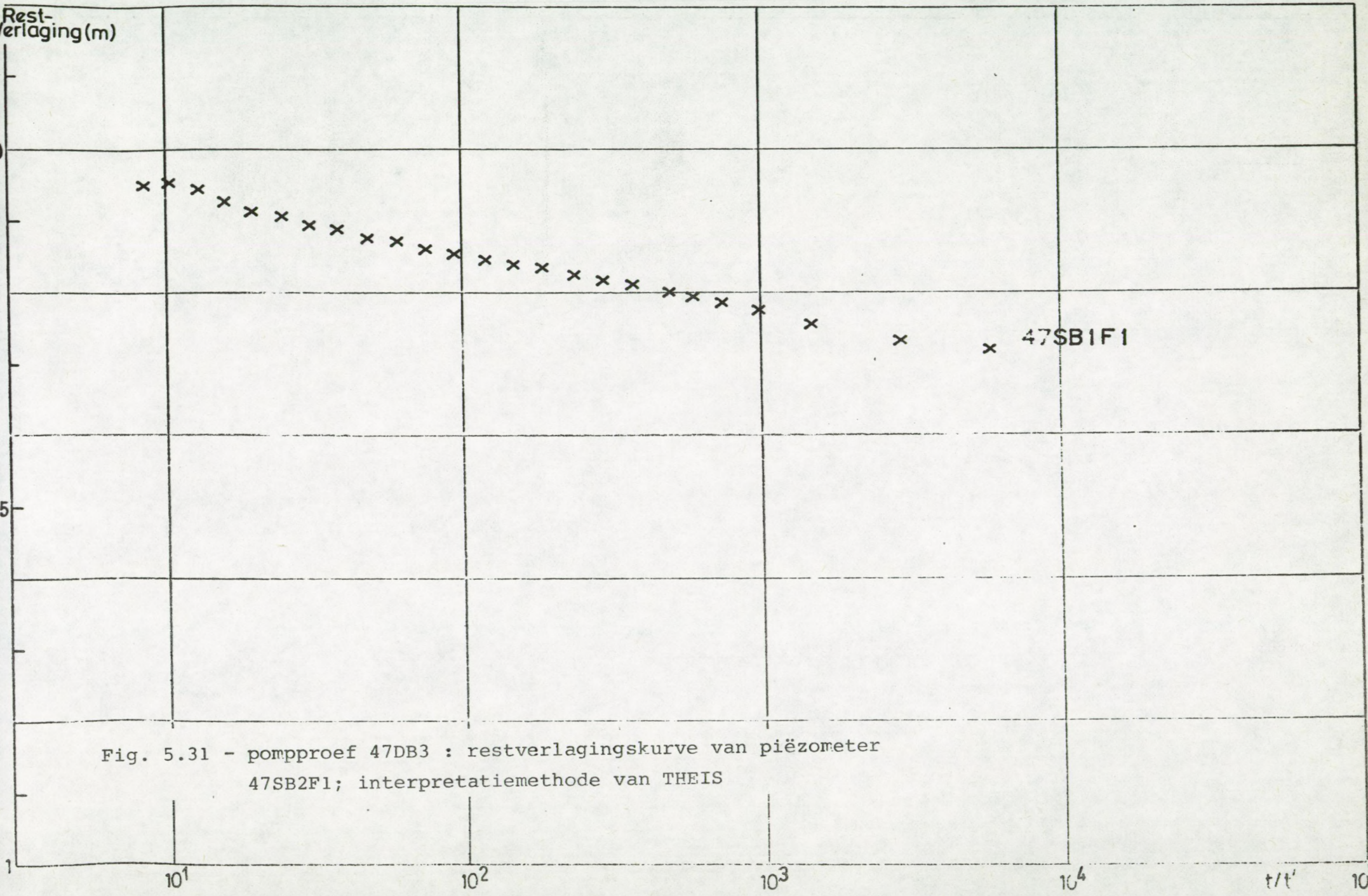


Fig. 5.31 - pompproef 47DB3 : restverlagingskurve van piëzometer 47SB2F1; interpretatiemethode van THEIS

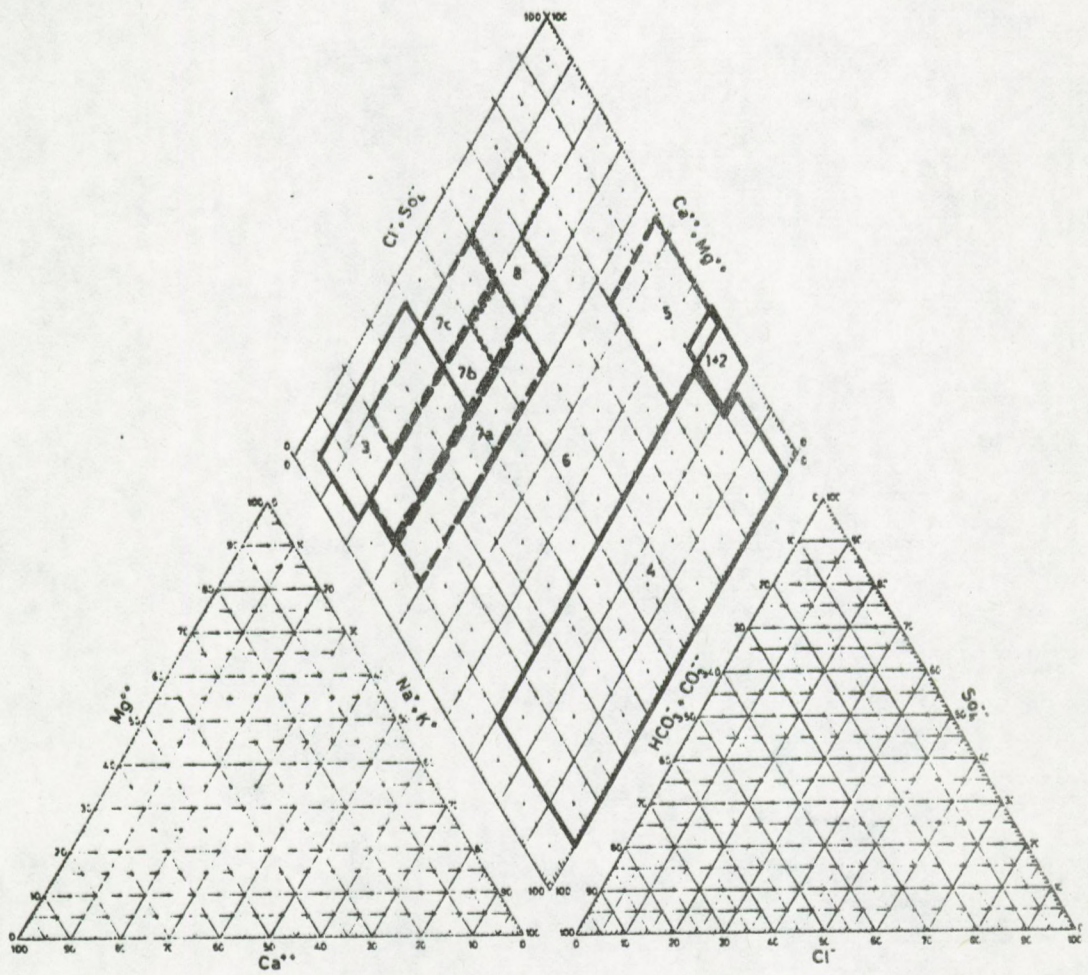
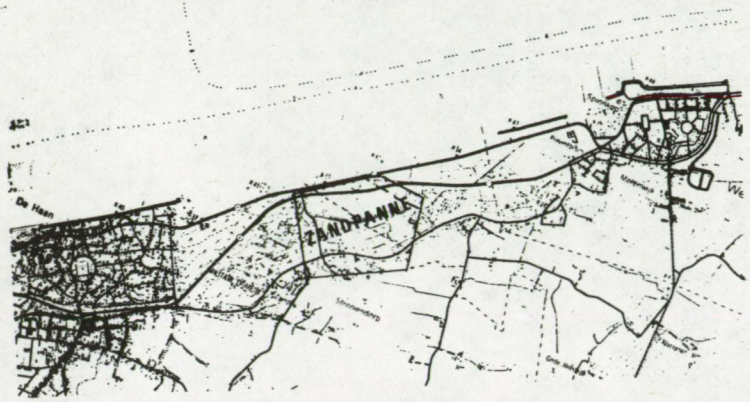
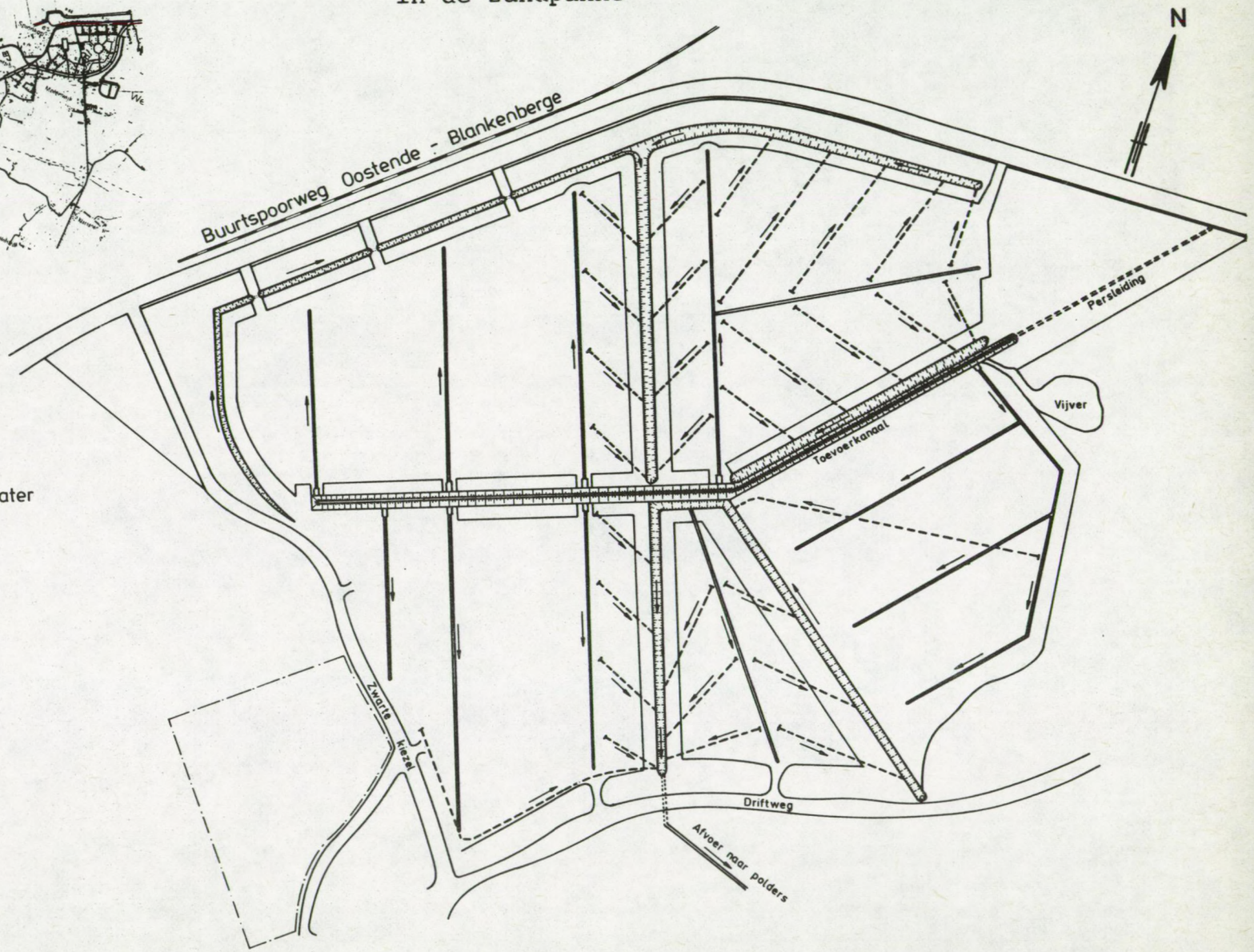


Fig. 6.1 - PIPER-diagram met de verschillende grondwatergroepen naar G. DE MOOR en W. DE BREUCK (1969)

Fig. 6.2 - Algemeen plan van de voormalige afvalwaterinstallatie in de Zandpanne





0 100 m

Distributiegoten voor afvalwater

Drains

Drainagegrachten

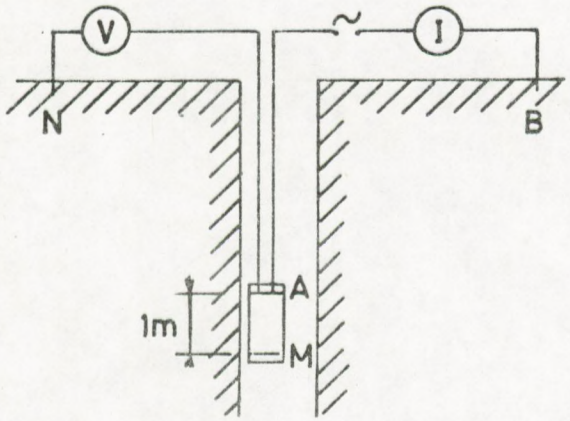


FIG. 6.3 DE LONG-NORMAL-OPSTELLING

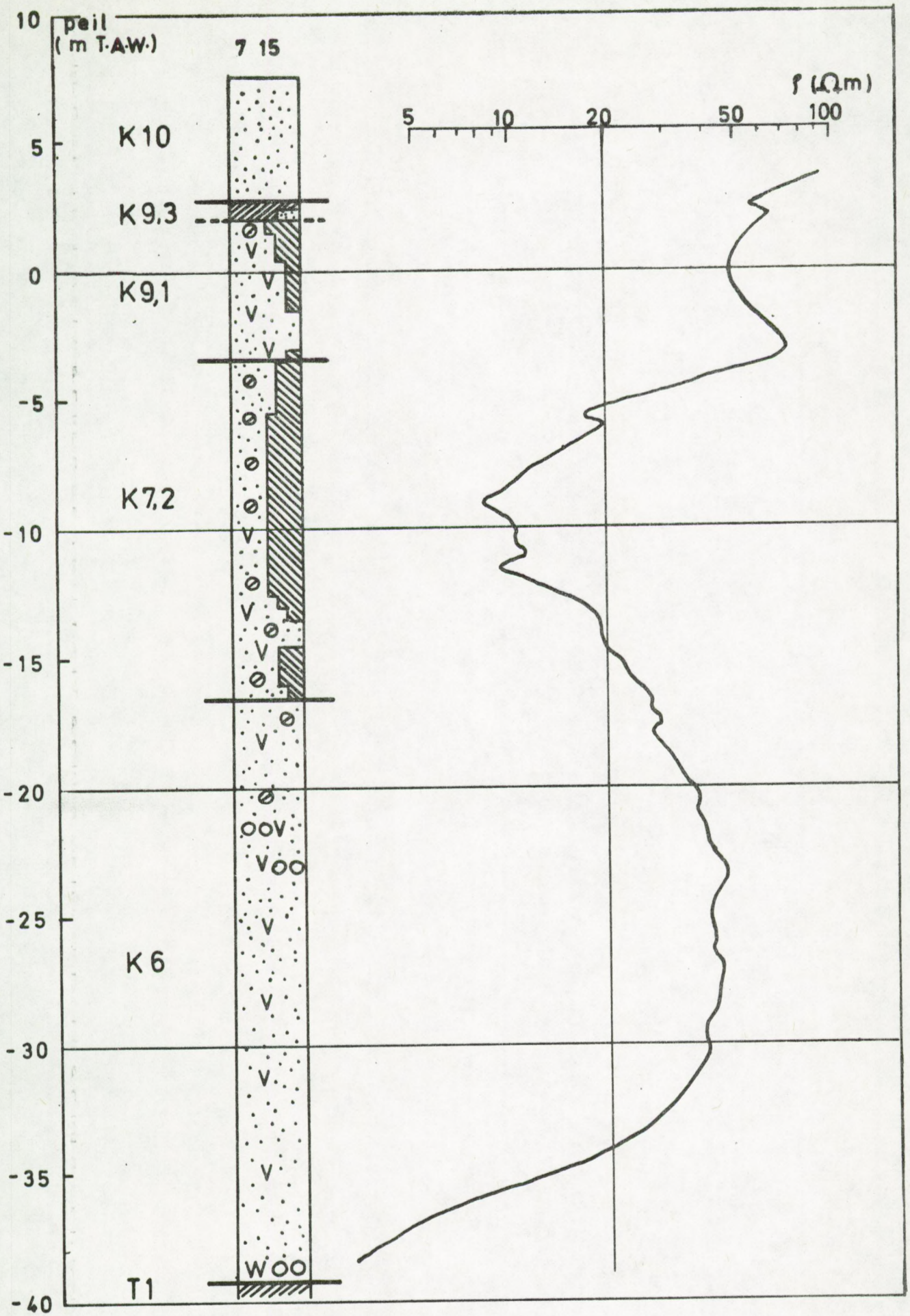


Fig. 6.4 - Boorgatmeting in 7.15/7.17

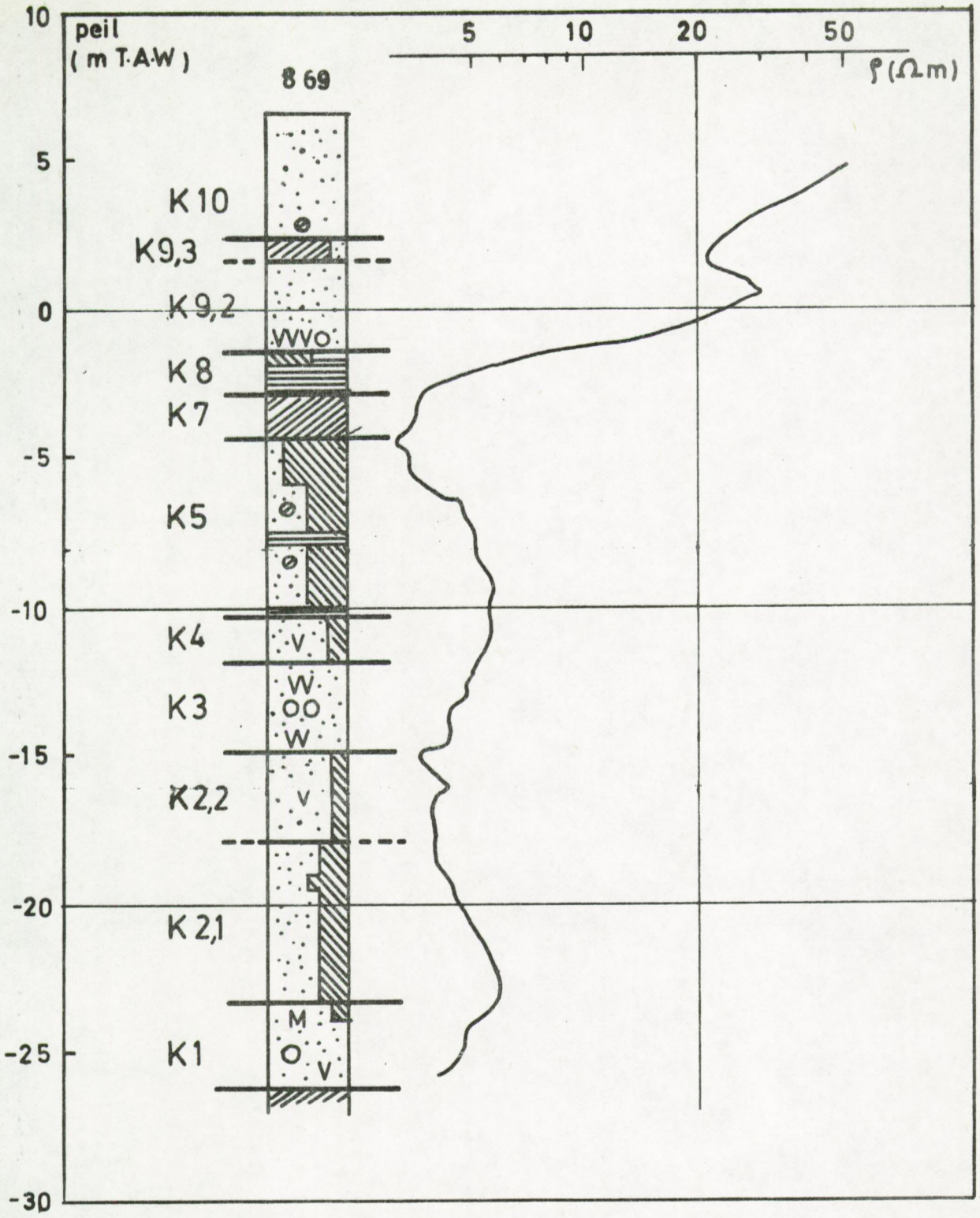


Fig. 6.5 - Boorgatmeting in 8.69/8.77

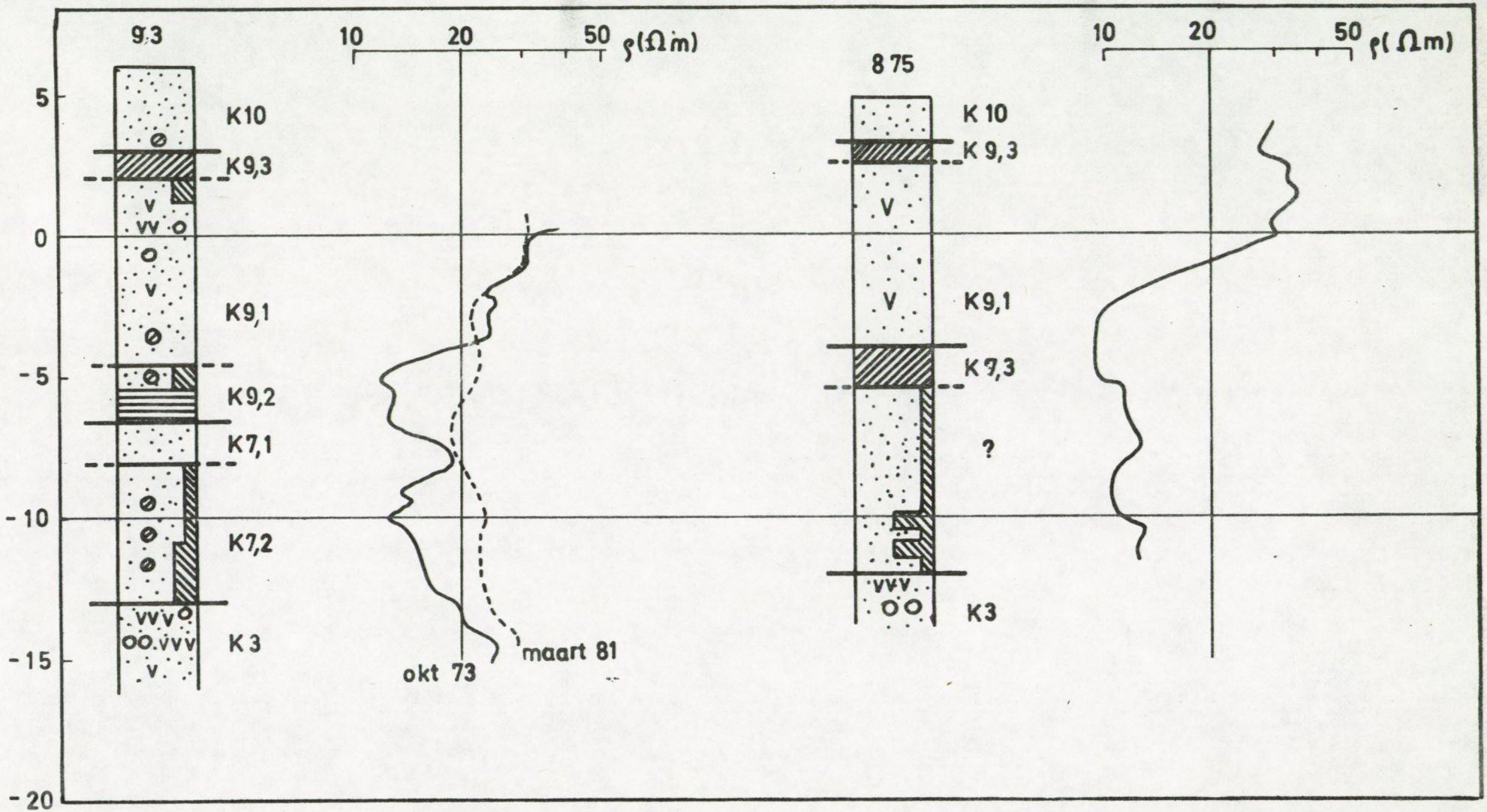


Fig. 6.6 - Boorgatmeting in 8.75 en 9.3

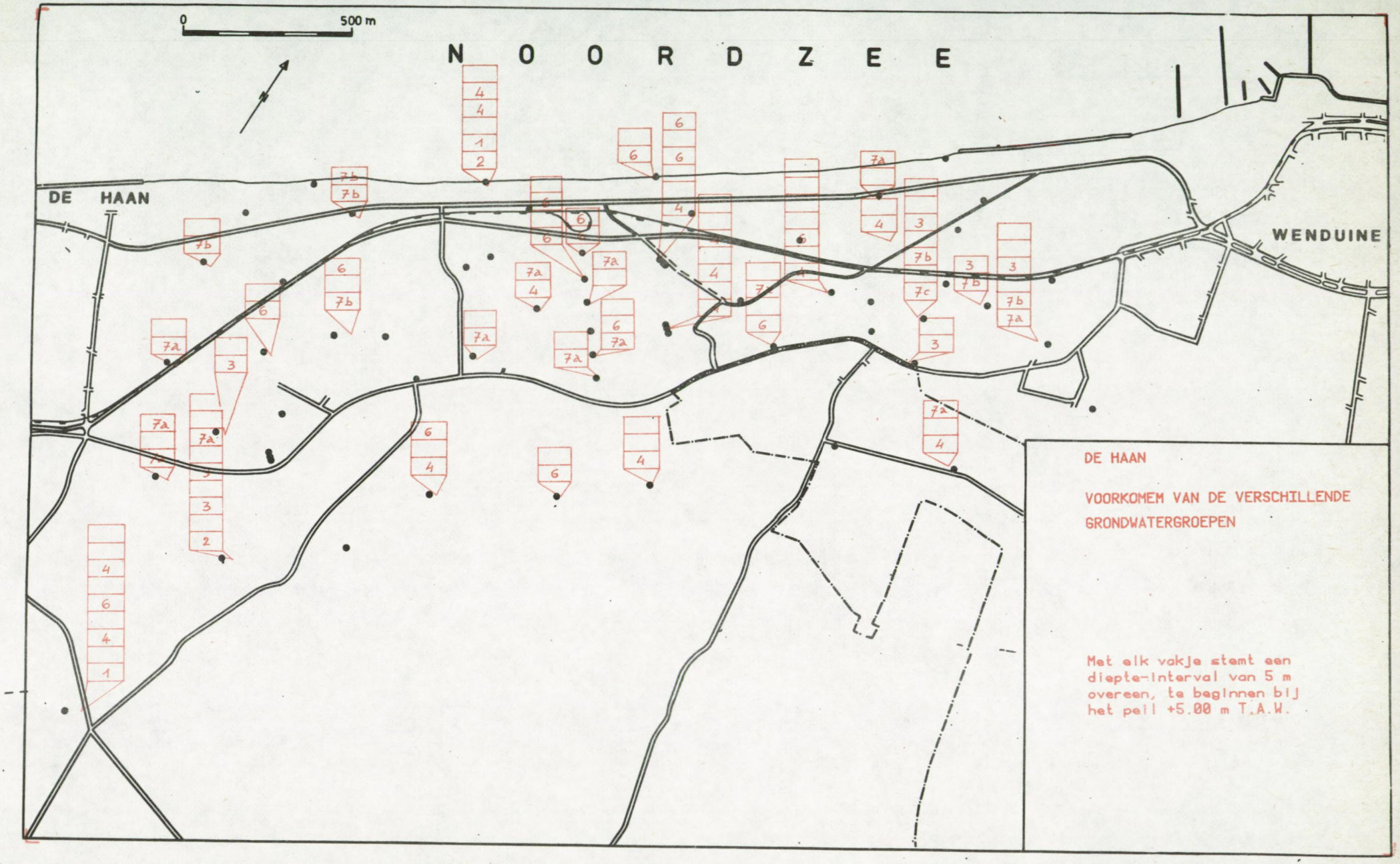


Fig. 6.7 - Verspreiding van de verschillende watergroepen

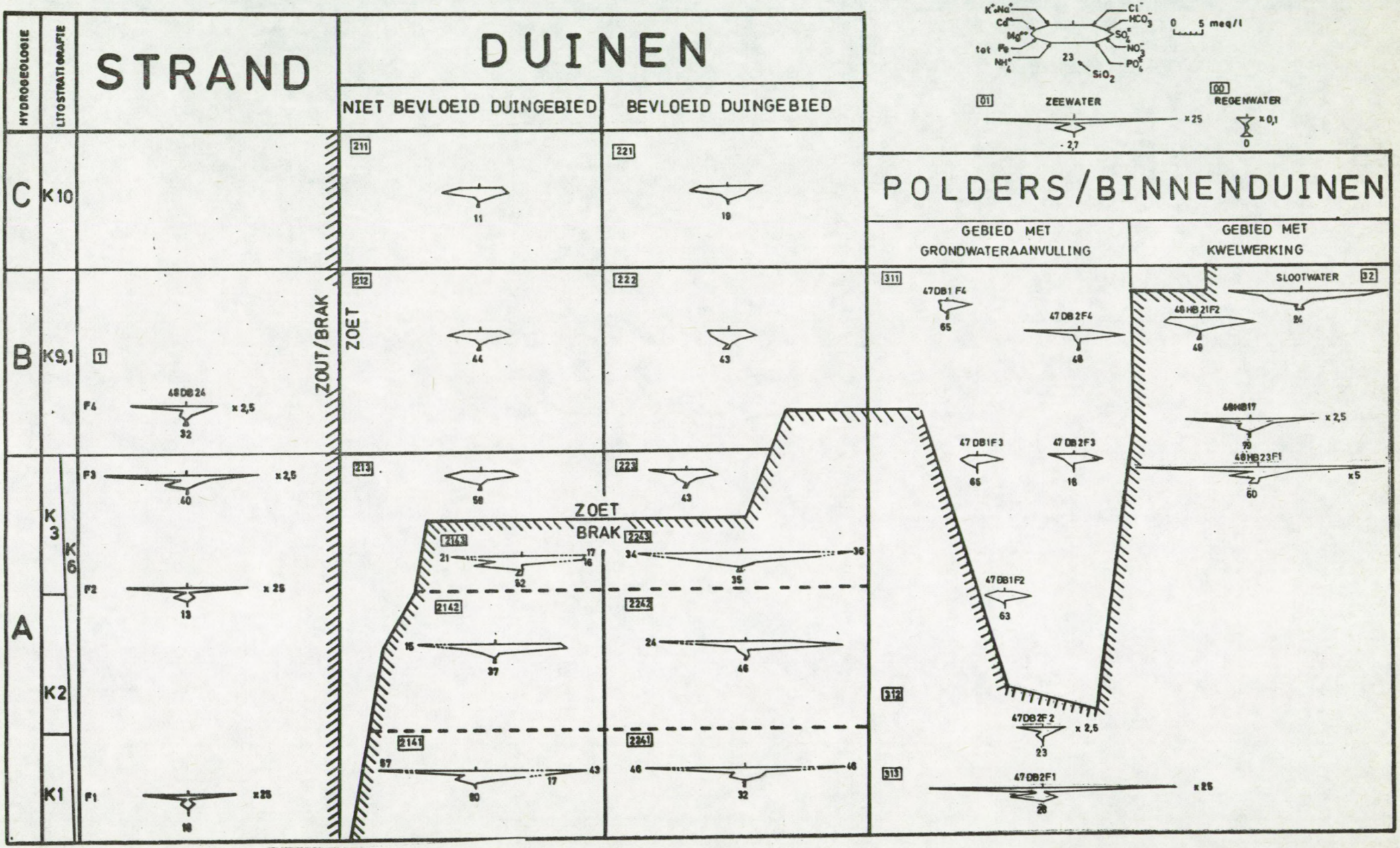


Fig. 6.8 - Zonering van het reservoir

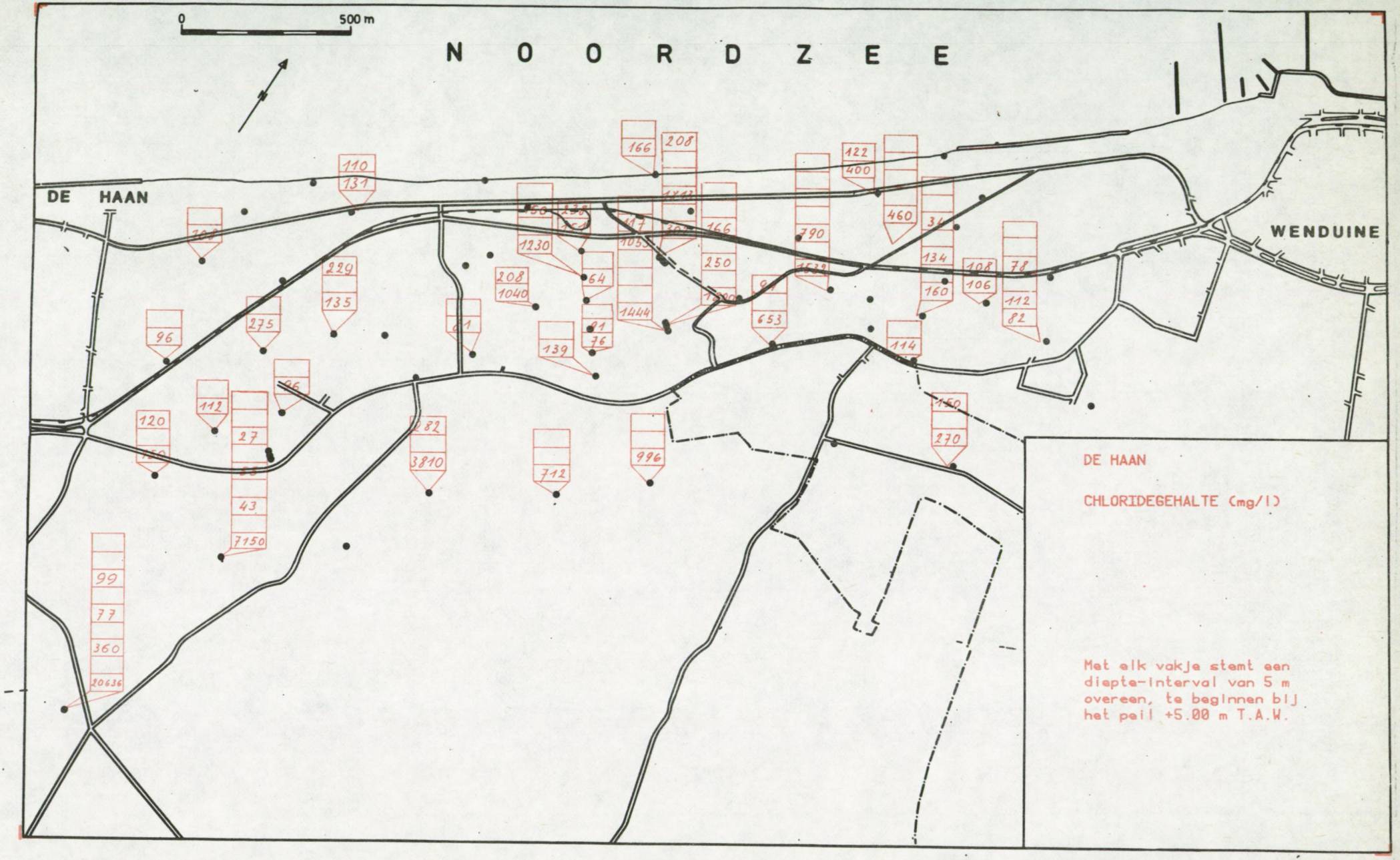

0
500 m
N O O R D Z E E
DE HAAN
WENDUINE
DE HAAN
CHLORIDEGEHALTE (mg/l)
Met elk vakje stemt een diepte-interval van 5 m overeen, te beginnen bij het peil +5.00 m T.A.W.

fig. 6.9

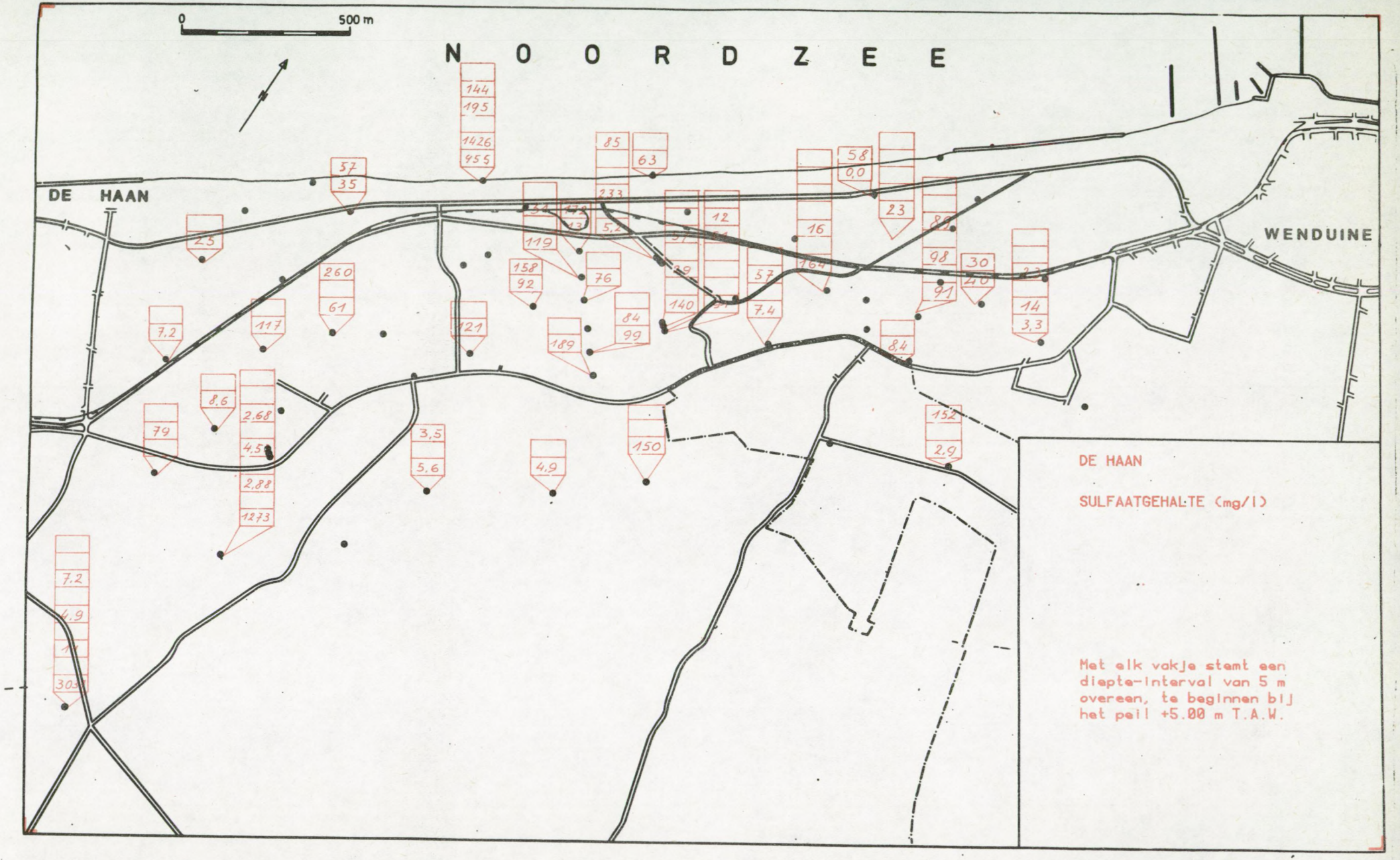

0
500 m
N O O R D Z E E
DE HAAN
WENDUINE
DE HAAN
SULFAATGEHALTE (mg/l)
Met elk vakje stemt een diepte-interval van 5 m overeen, te beginnen bij het peil +5.00 m T.A.W.

fig. 6.10

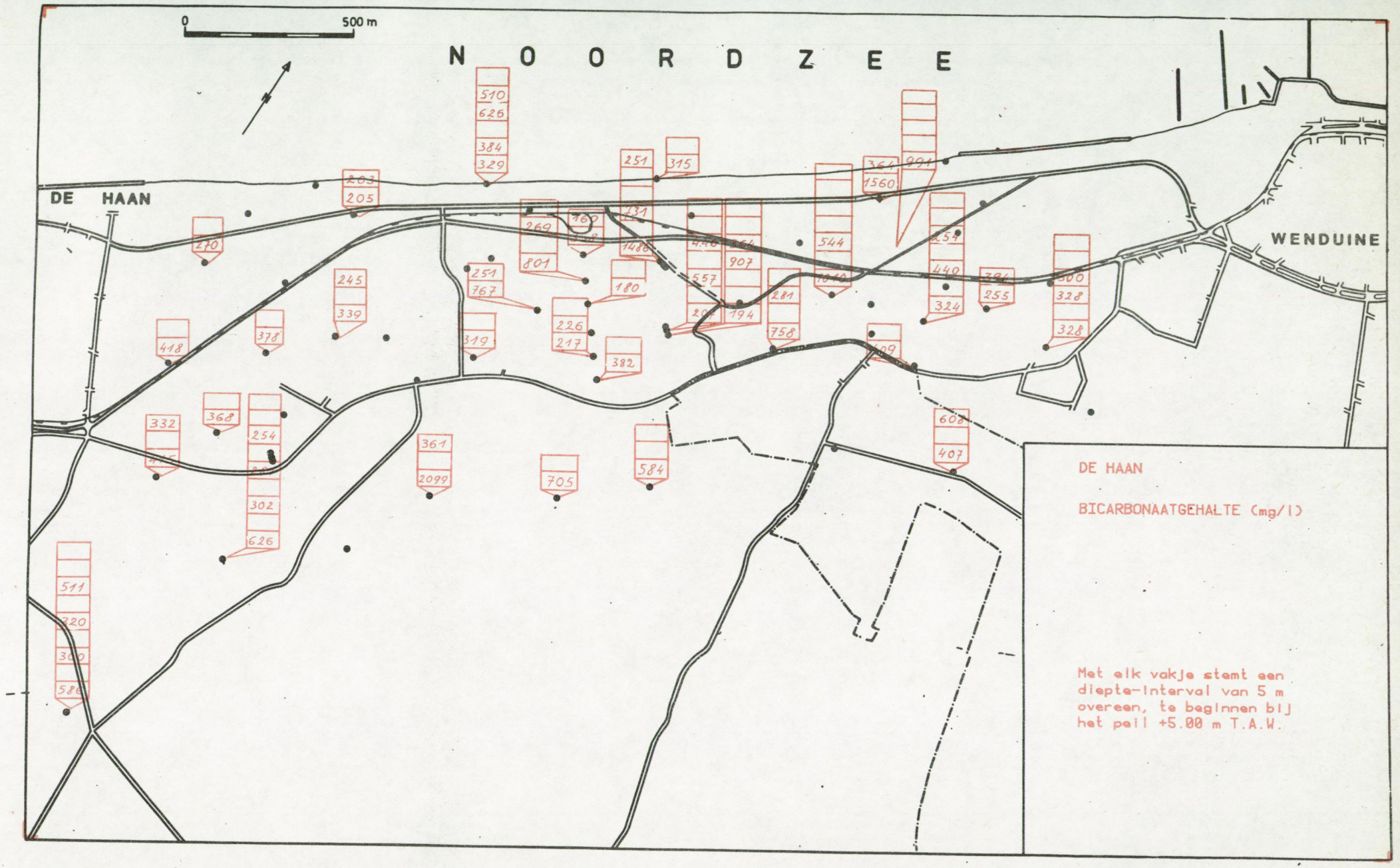

0
500 m
N O O R D Z E E
DE HAAN
WENDUINE
DE HAAN
BICARBONAATGEHALTE (mg/l)
Met elk vakje stemt een diepte-interval van 5 m overeen, te beginnen bij het peil +5.00 m T.A.W.

fig. 6.11

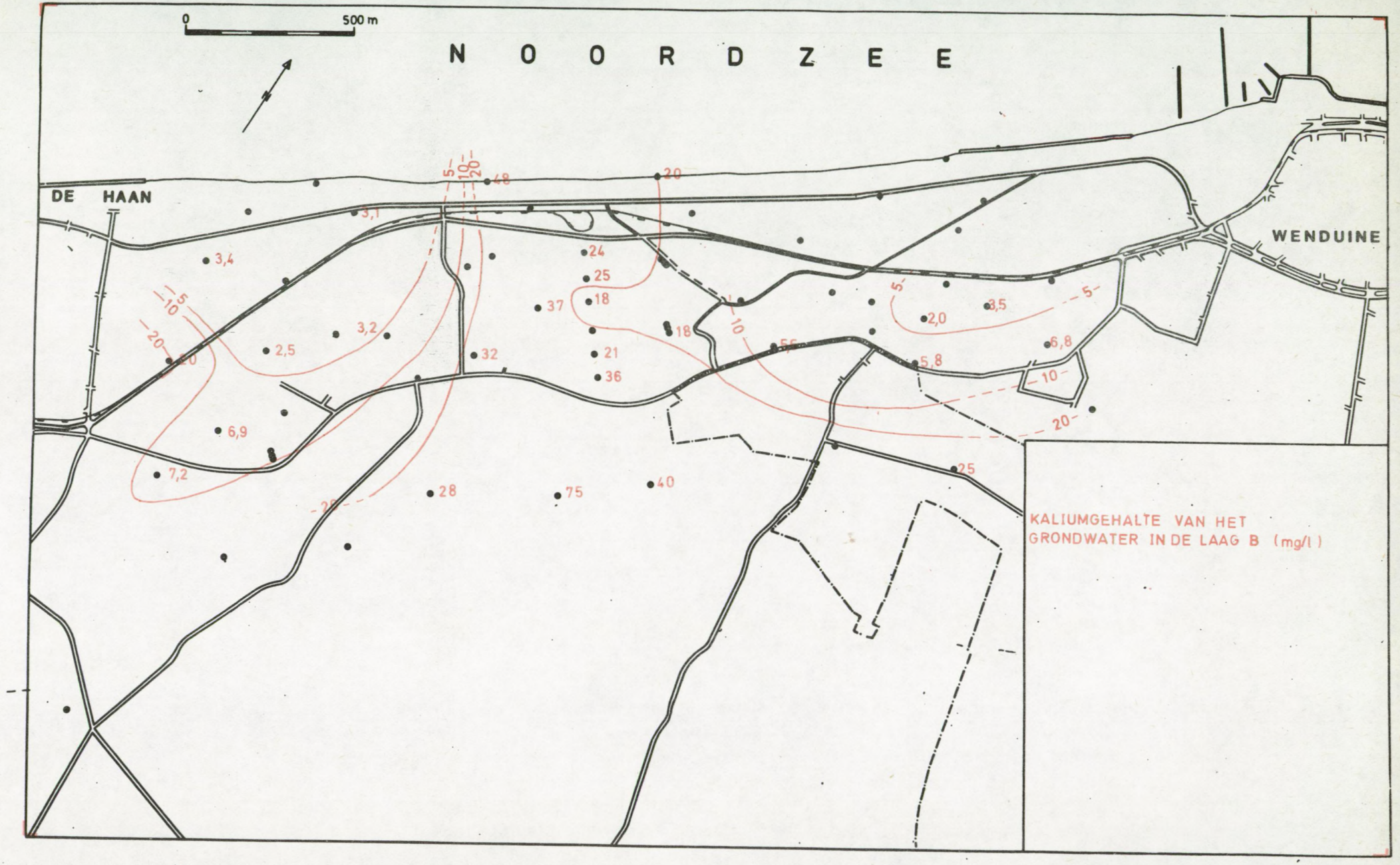

0
500 m
N O O R D Z E E
DE HAAN
WENDUINE
KALIUMGEHALTE VAN HET
GRONDWATER IN DE LAAG B (mg/l)

fig. 6.12

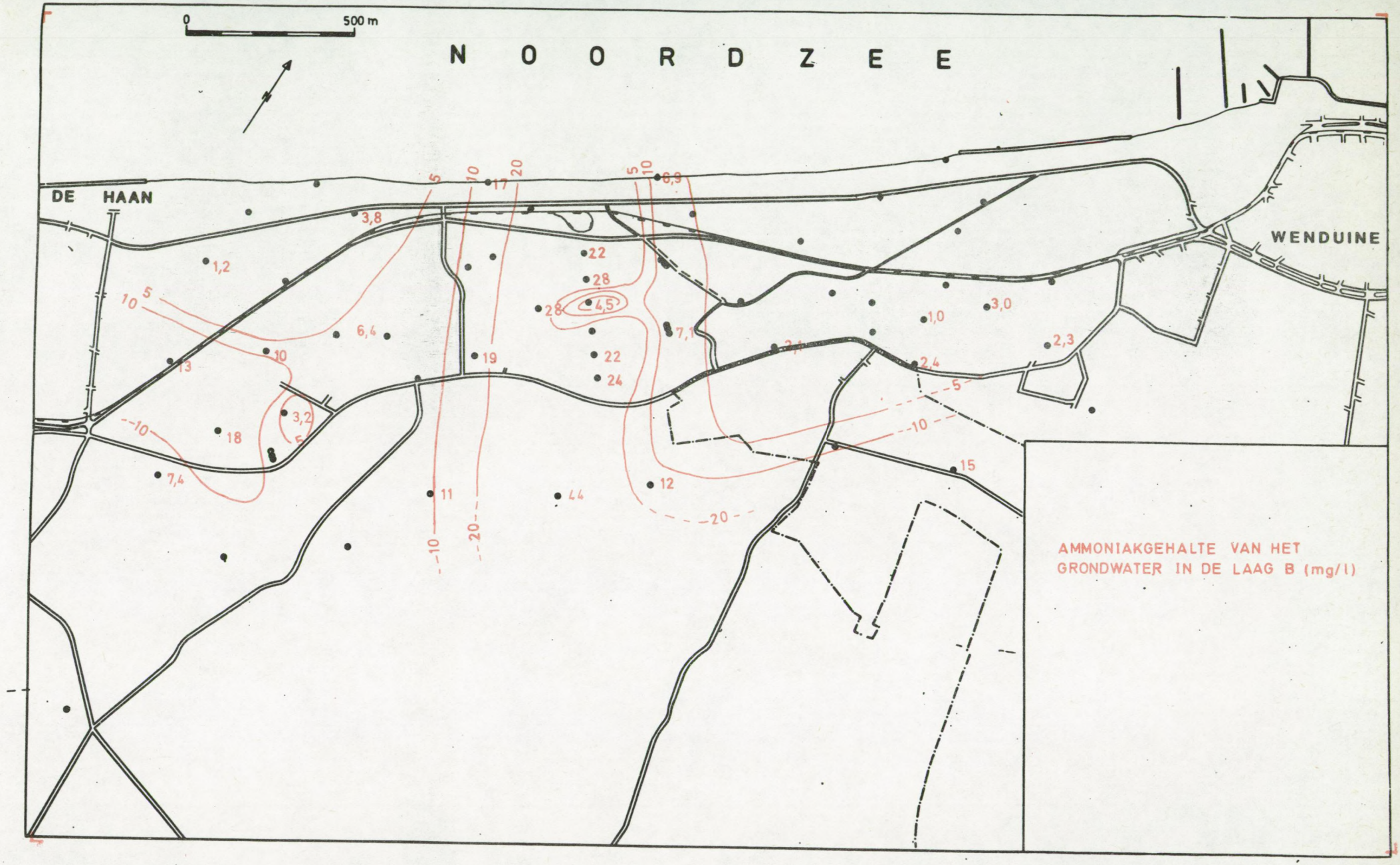

0
500 m
N O O R D Z E E
DE HAAN
WENDUINE
AMMONIAKGEHALTE VAN HET
GRONDWATER IN DE LAAG B (mg/l)

fig. 6.13

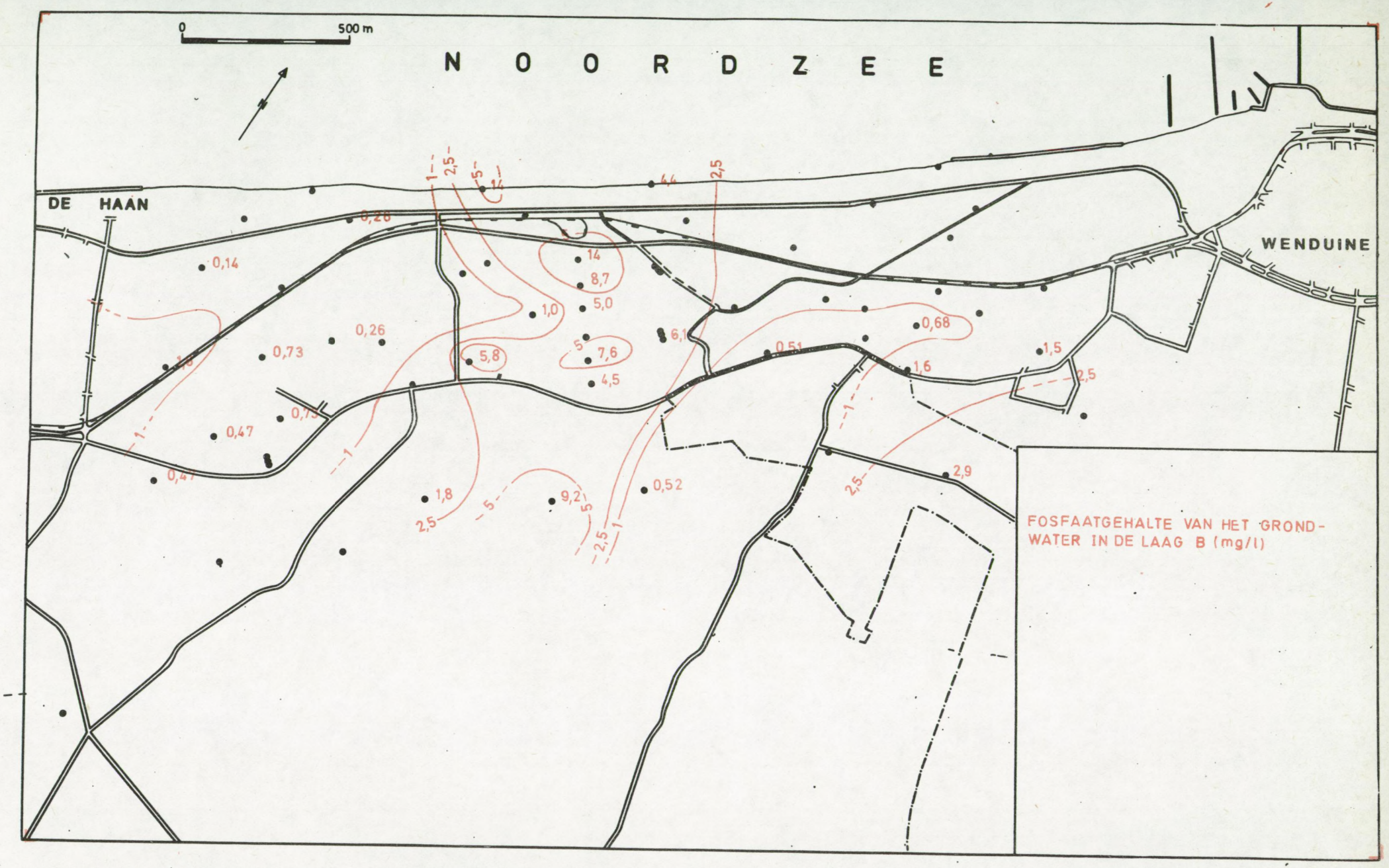

0
500 m
N O O R D Z E E
DE HAAN
WENDUINE
0,14
0,26
0,73
0,47
0,47
1,8
9,2
0,52
14
8,7
5,0
1,0
5,8
7,6
4,5
6,1
0,51
0,68
1,5
1,6
2,5
2,9
FOSFAATGEHALTE VAN HET GROND-
WATER IN DE LAAG B (mg/l)

fig. 6.14

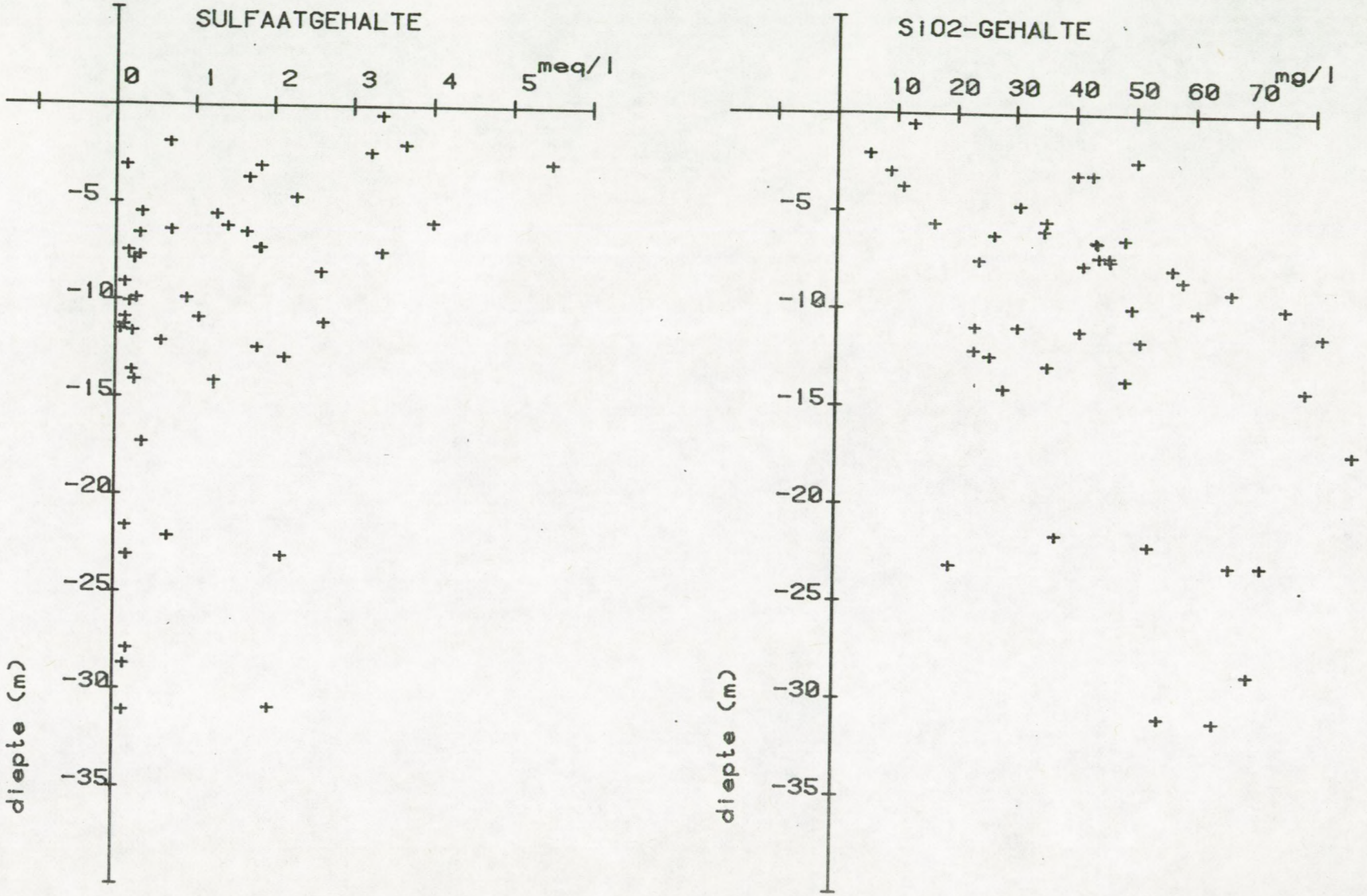


Fig. 6.15 - Variaties van het sulfaat- en kiezelzuurgehalte met de diepte

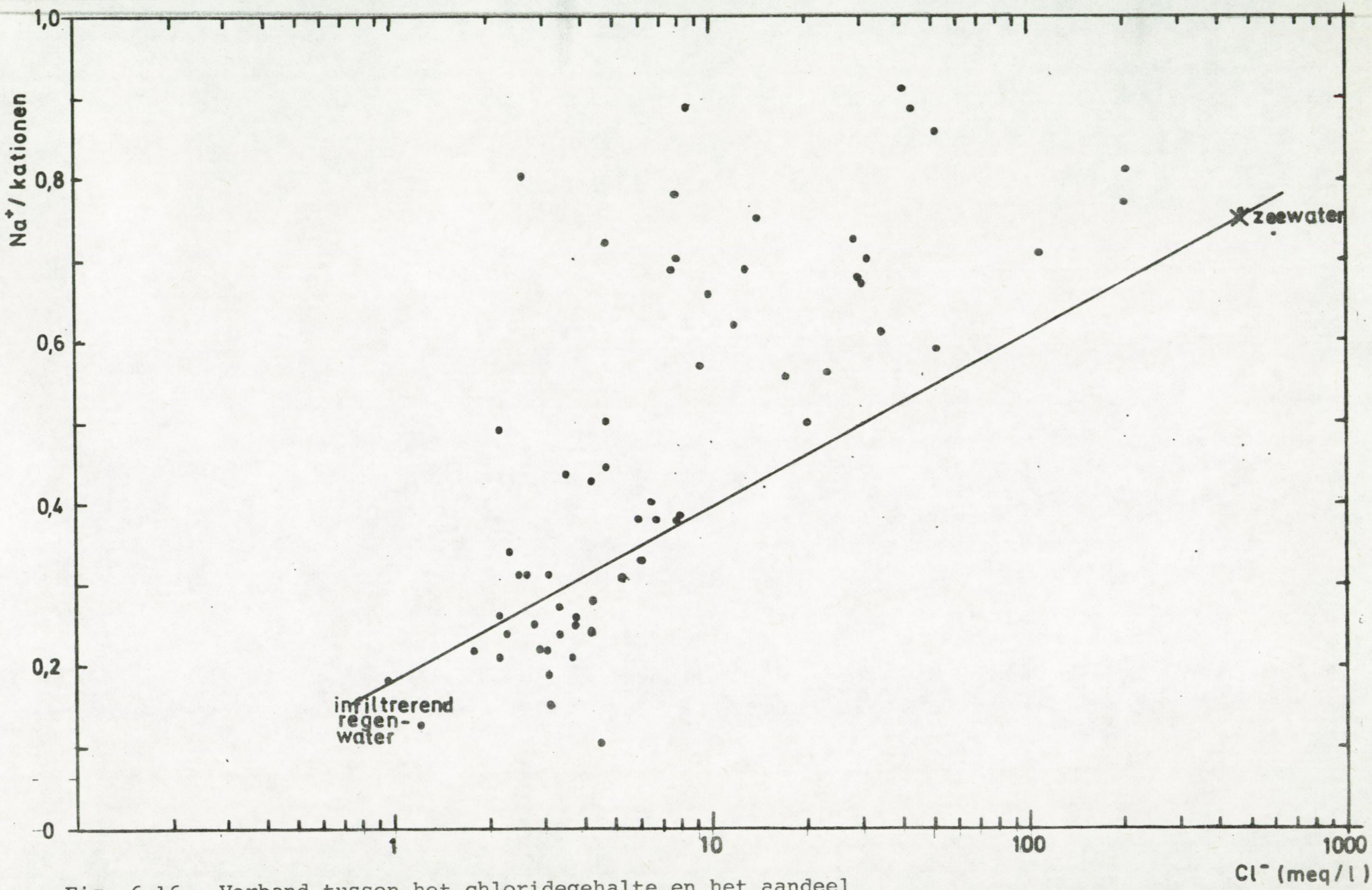


Fig. 6.16 - Verband tussen het chloridegehalte en het aandeel van natrium in de kationensom

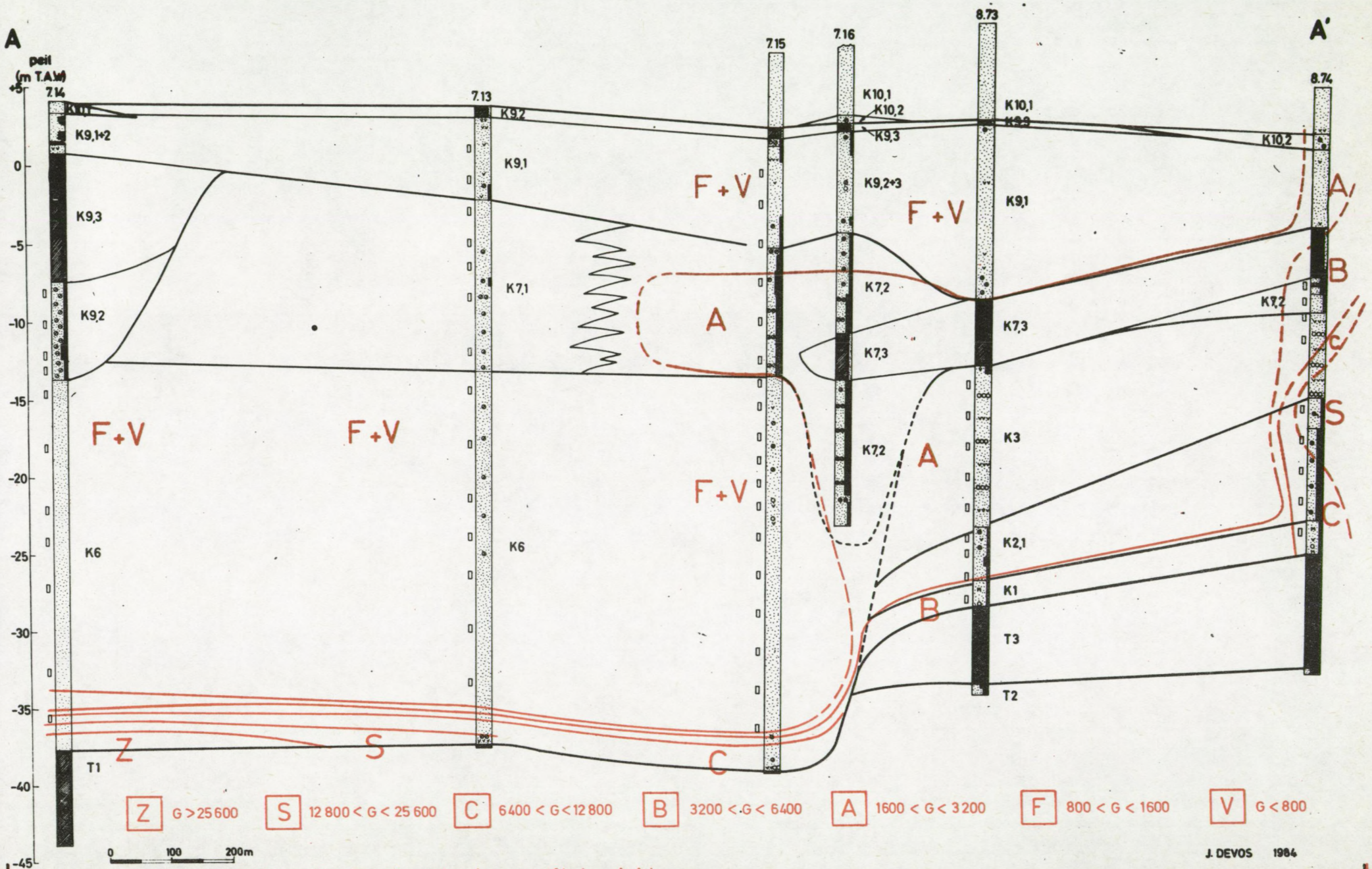


Fig. : 6.17 Hydrochemisch profiel AA'

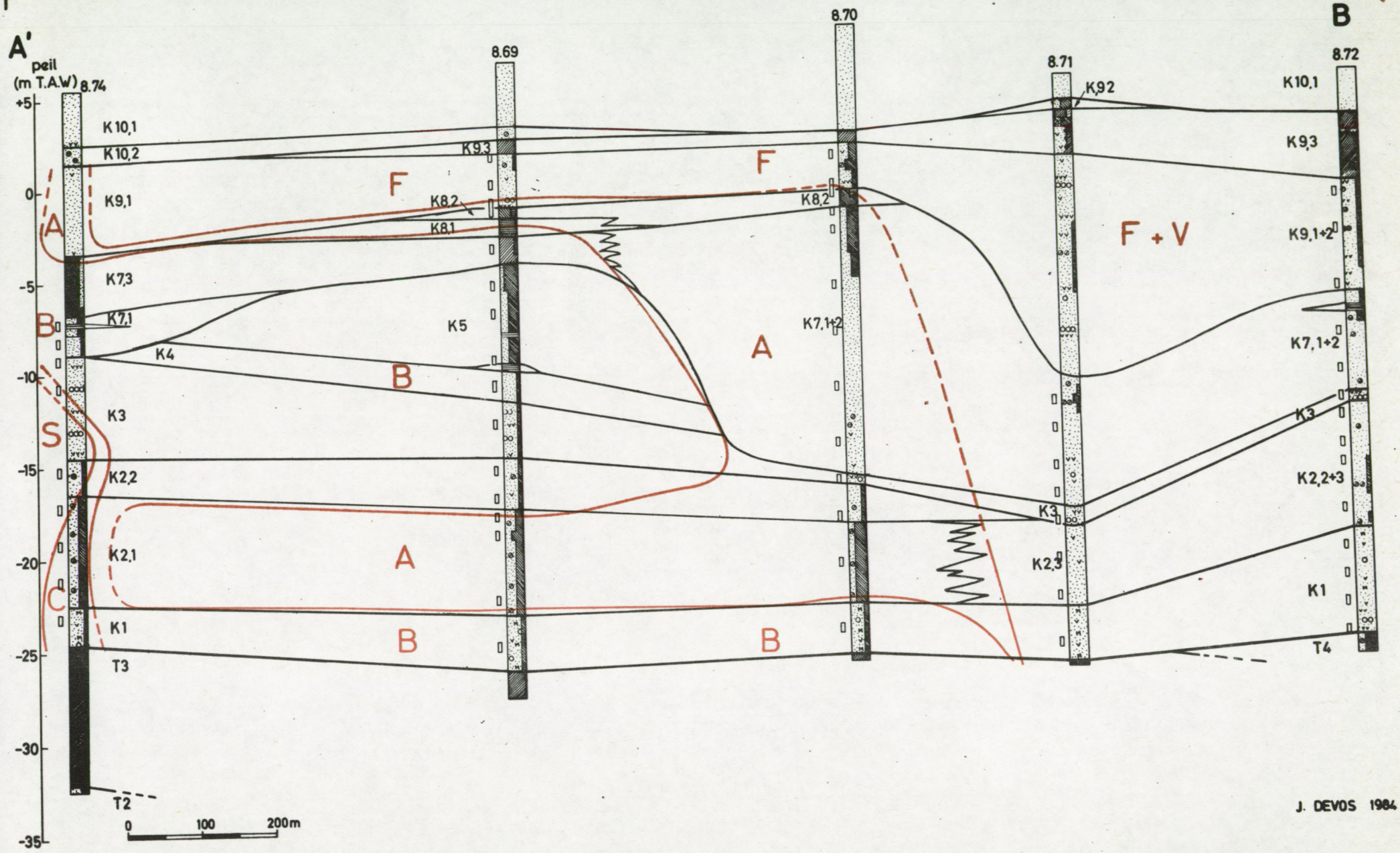


Fig.: 6.18 Hydrochemisch profiel A'B

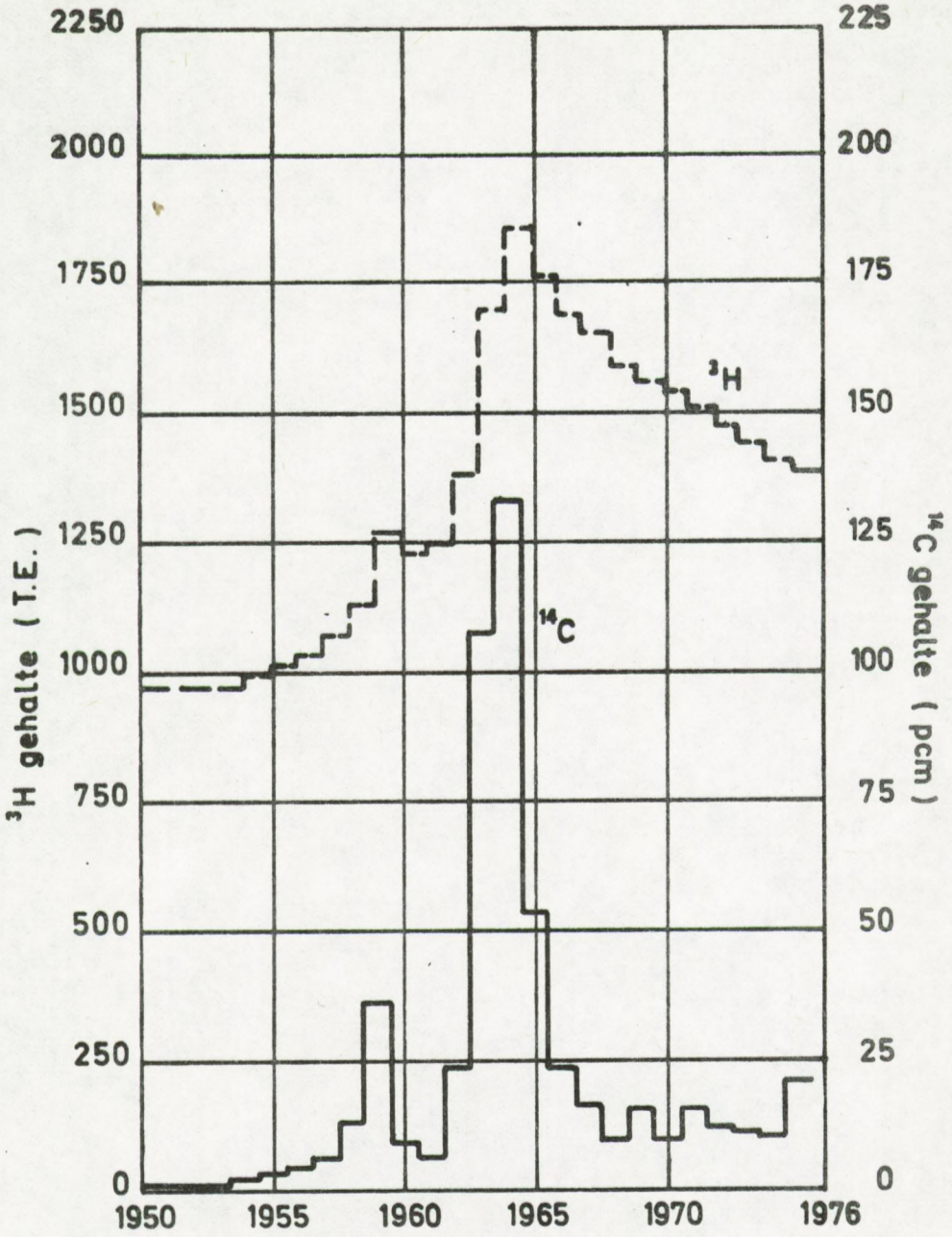


Fig. 6.19 - Schommelingen van het ^{14}C- en tritiumgehalte in de atmosfeer na 1952

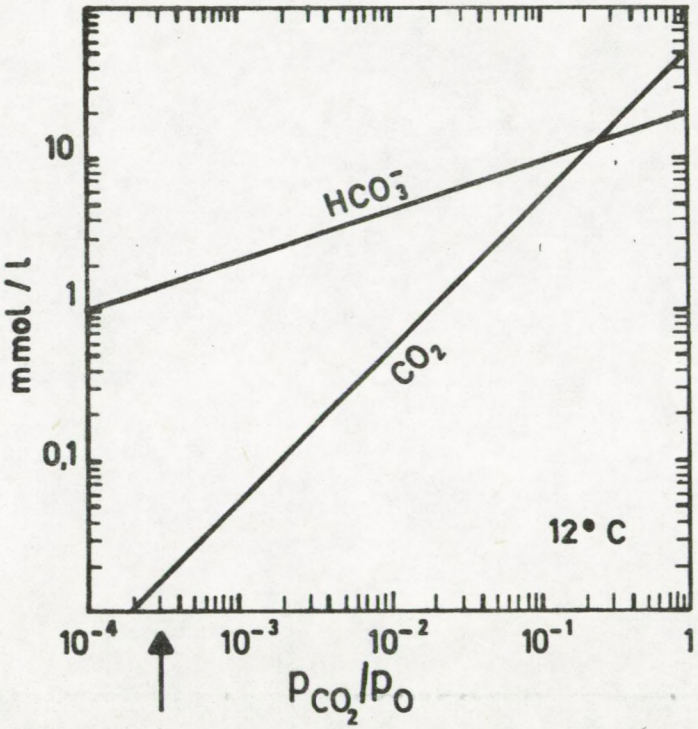


Fig. 6.20 - Evenwichtskoncentraties in het systeem $CaCO_3$-HCO_3^--CO_2

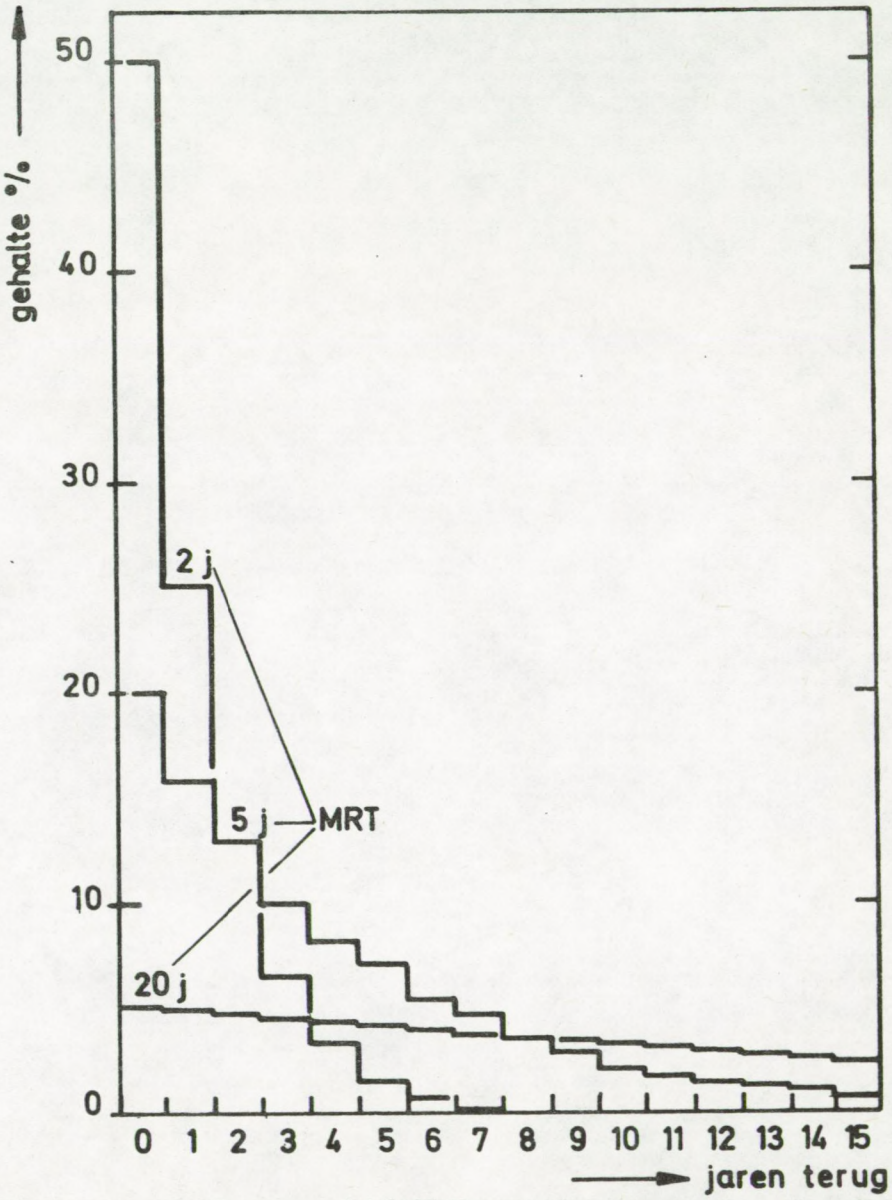


Fig. 6.21 - Gehalten van verschillend oude komponenten van grondwater met verschillende MRT bij het exponentieel model (ERIKSSON,1962)

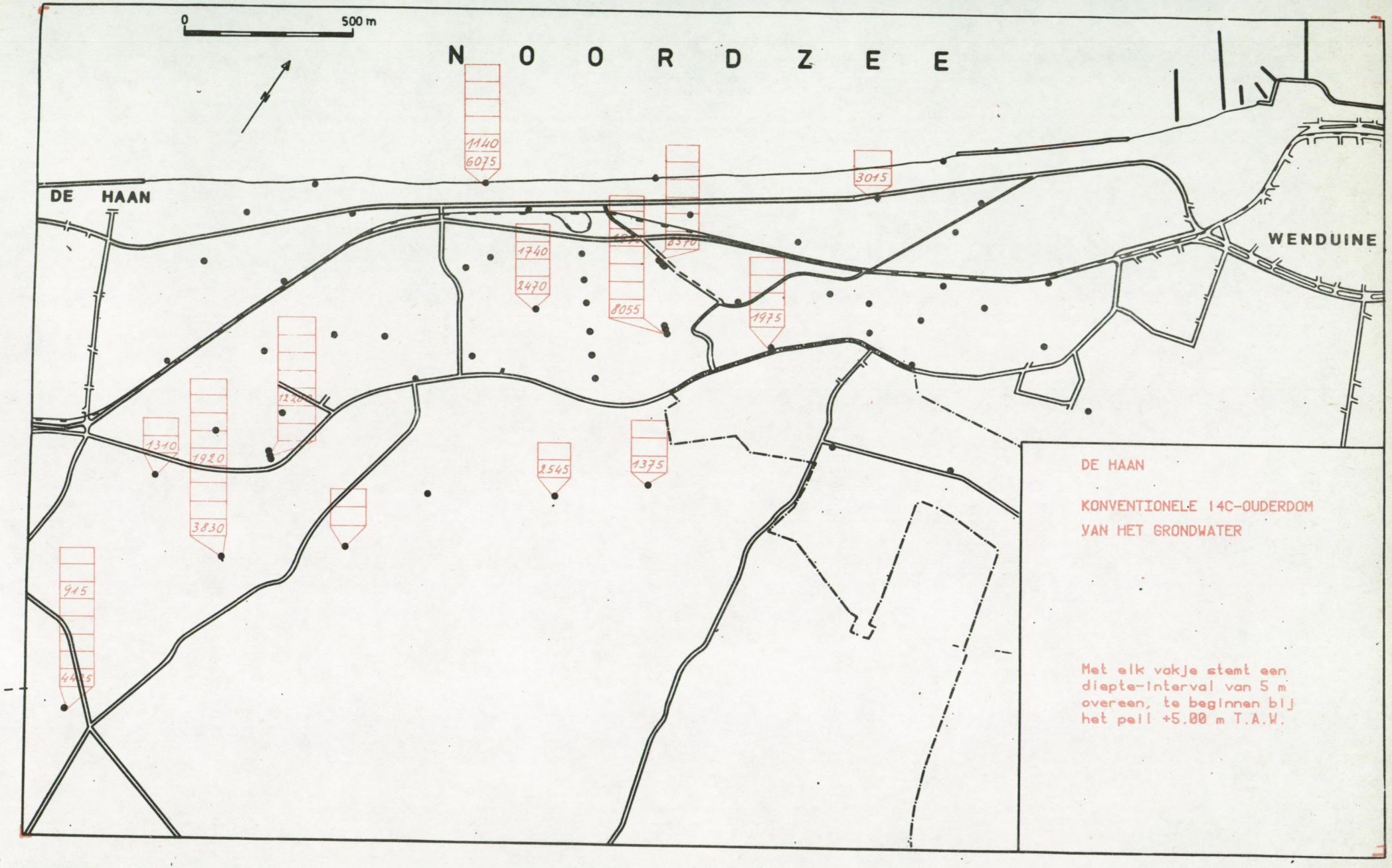

0
500 m
N O O R D Z E E
DE HAAN
WENDUINE
1140
6075
3015
1740
2470
8370
8055
1975
1310
1920
3830
2545
1375
915
DE HAAN
KONVENTIONELE 14C-OUDERDOM
VAN HET GRONDWATER
Met elk vakje stemt een
diepte-interval van 5 m
overeen, te beginnen bij
het peil +5.00 m T.A.W.

fig. 6.22

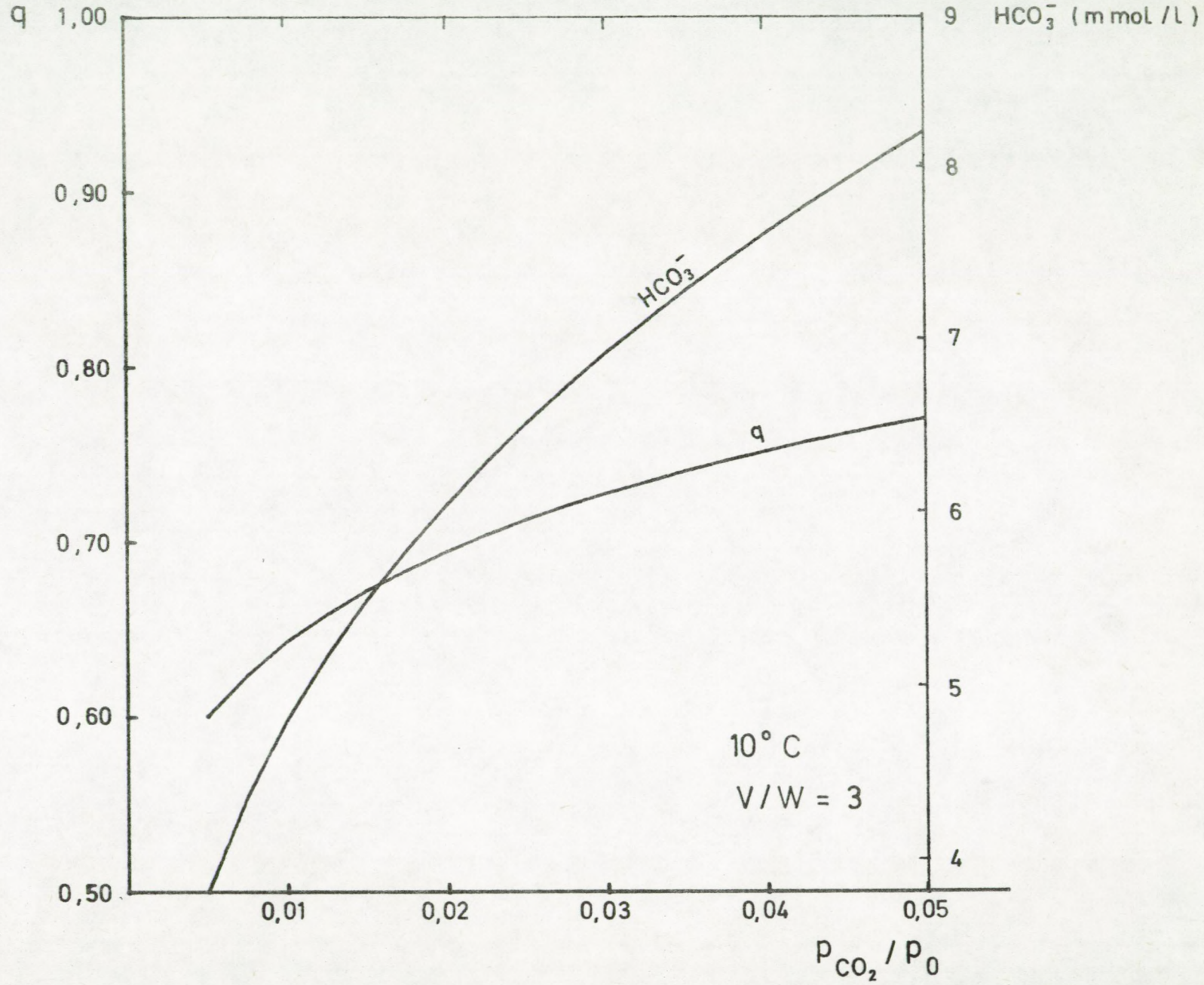


fig. 6.23 Verband tussen q, (HCO_3^-) en p_{CO_2} (I. WENDT et al., 1967)

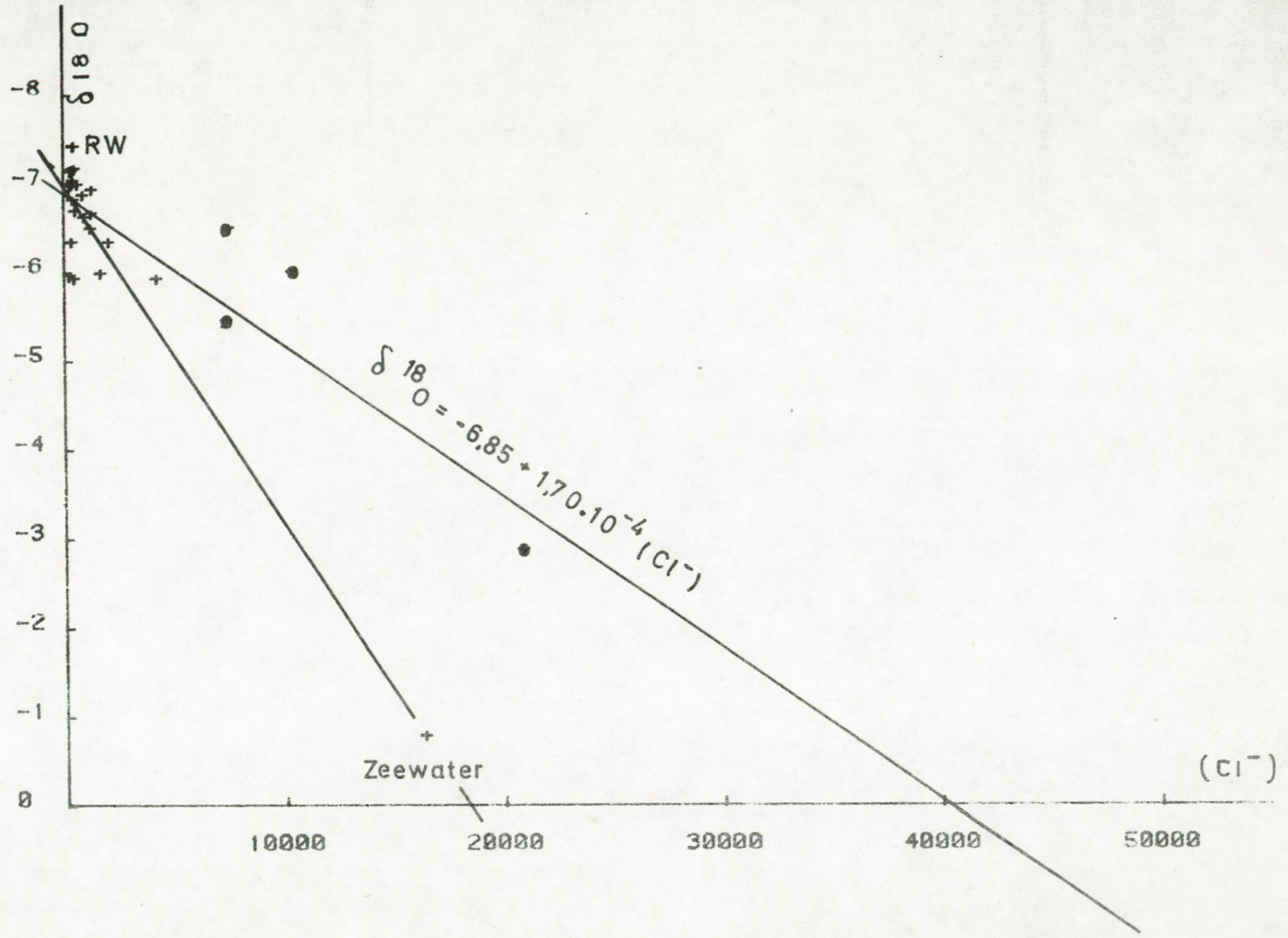
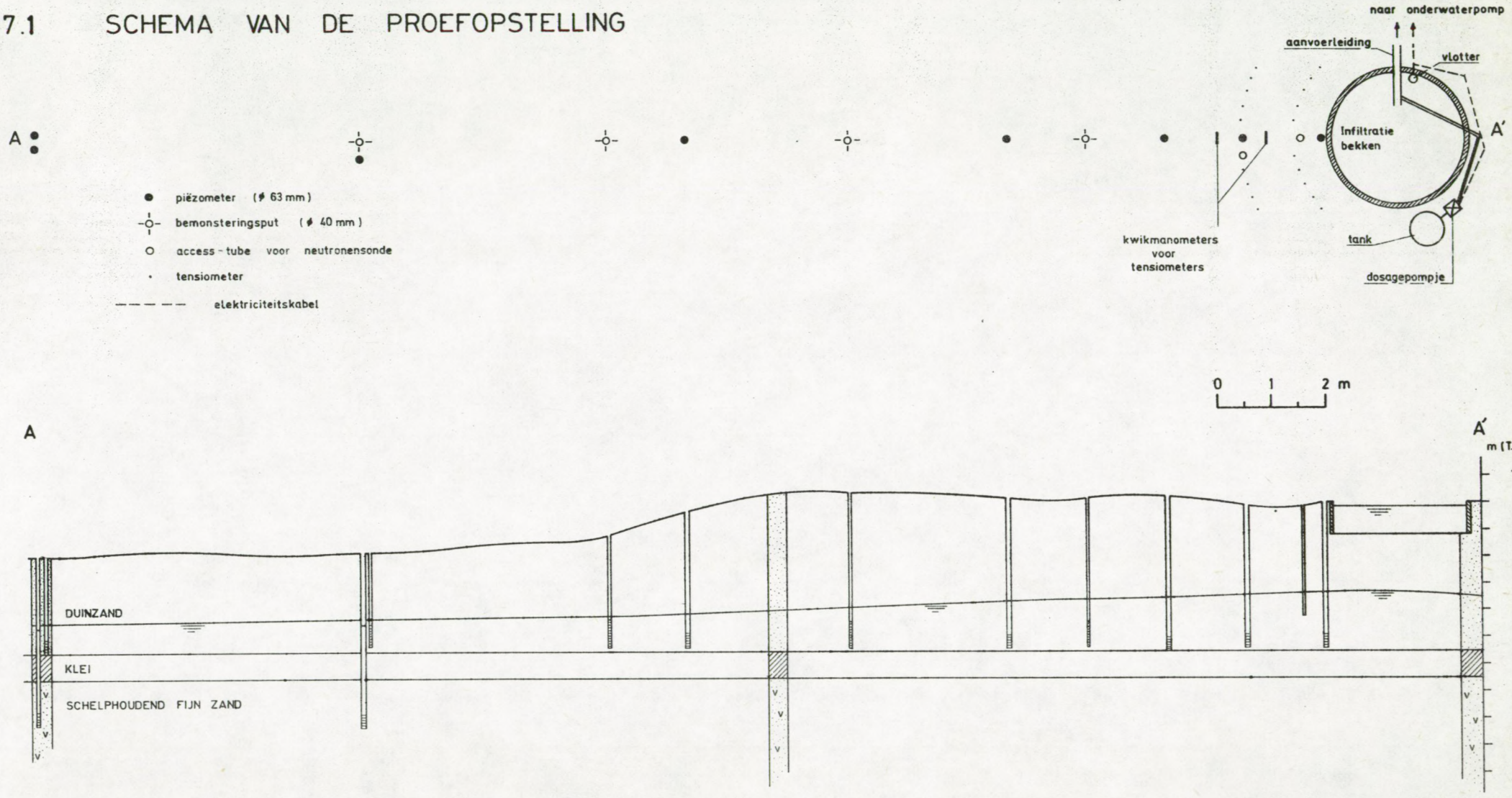


fig. 6. 24 Verband tussen (Cl^-) en $\delta^{18}O$

ig. 7.1 SCHEMA VAN DE PROEFOPSTELLING



DOORSNEDE A A'

SCHEMATISCHE VOORSTELLING VAN EEN TENSIOMETER

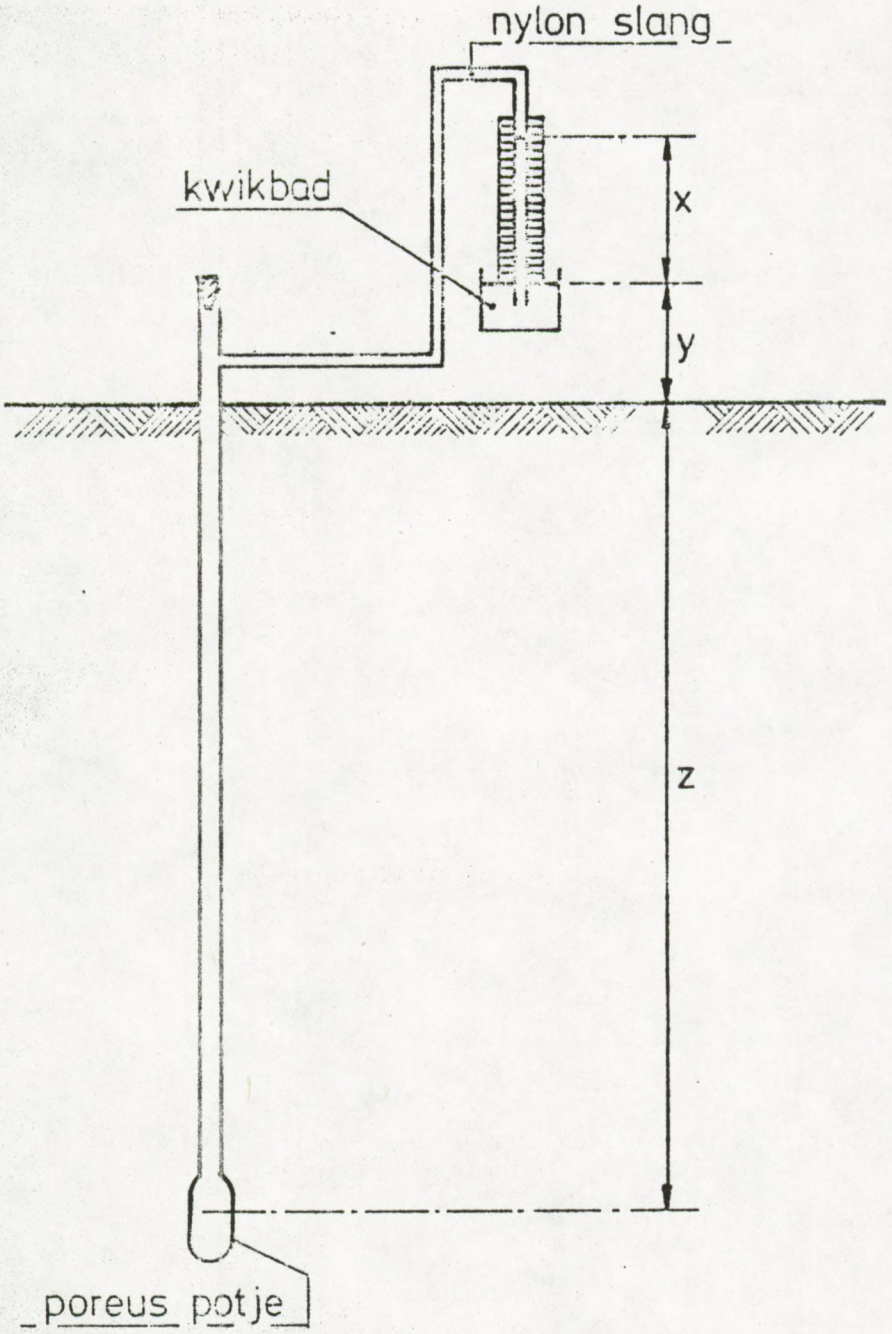


Fig. 7.2 - Schematische voorstelling van een tensiometer

BODEMVOCHTMETING MET DE NEUTRONENSONDE

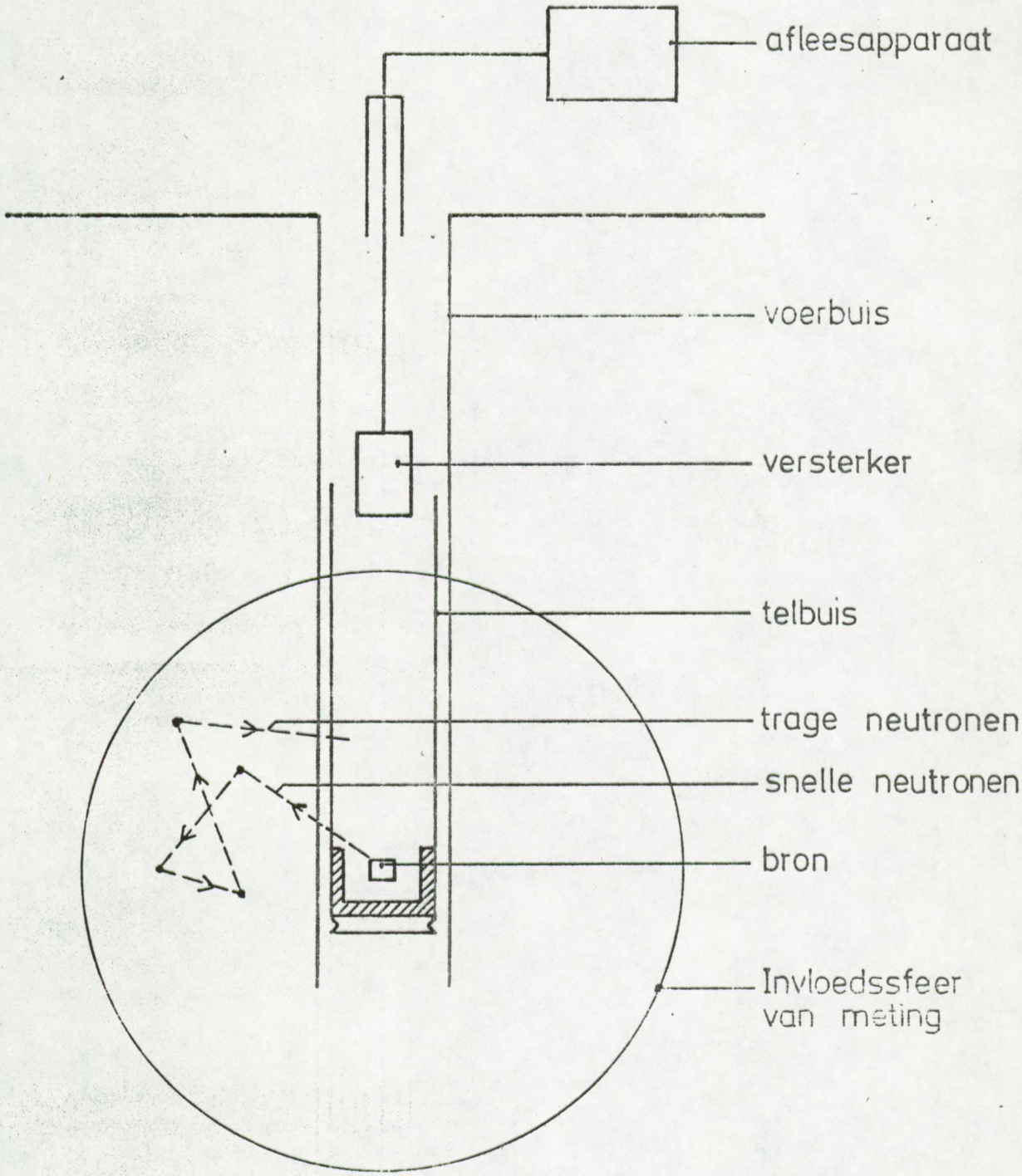


Fig. 7.3 - Bodemvochtmeting met de neutronensonde

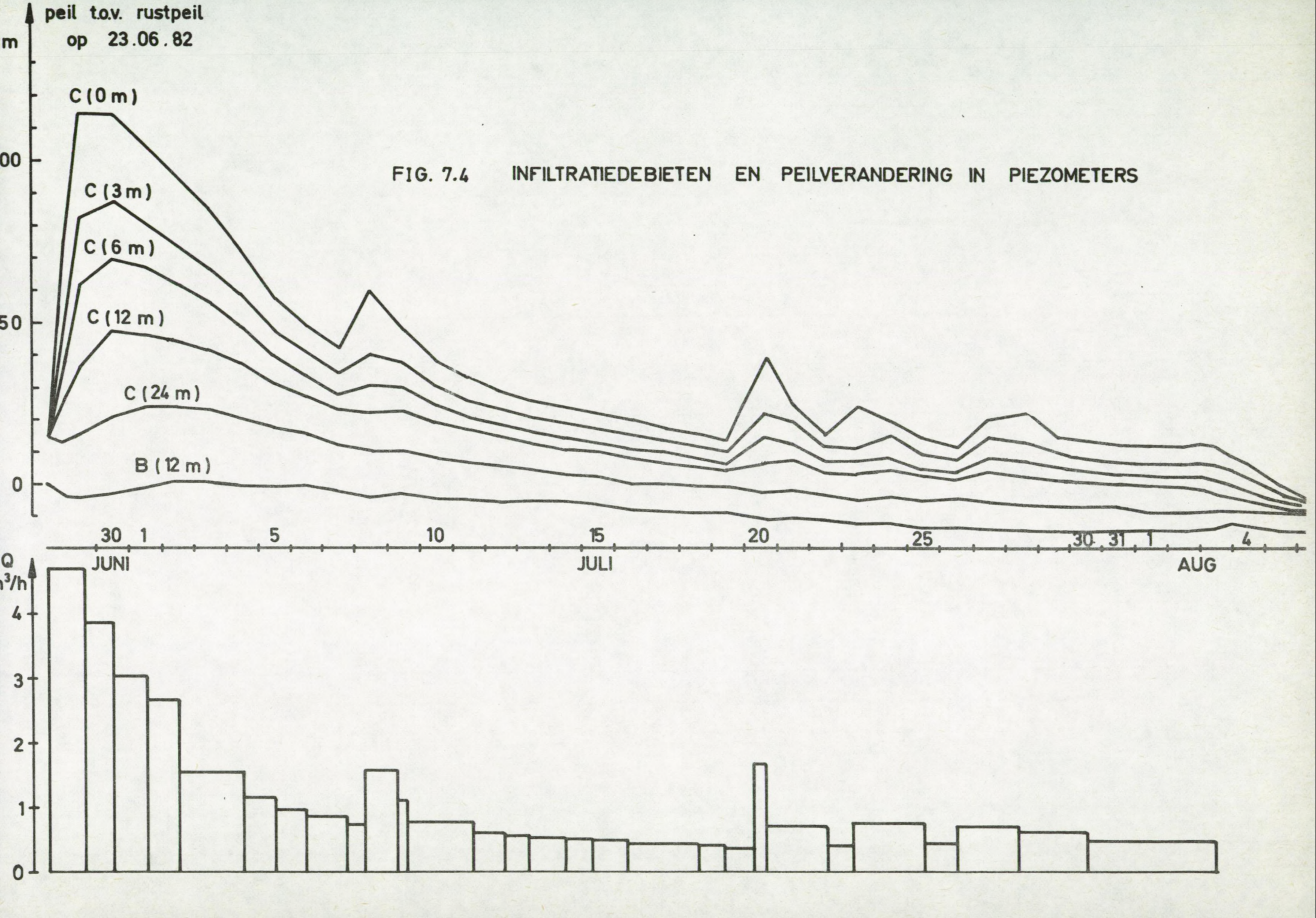


FIG. 7.4 INFILTRATIEDEBIETEN EN PEILVERANDERING IN PIEZOMETERS

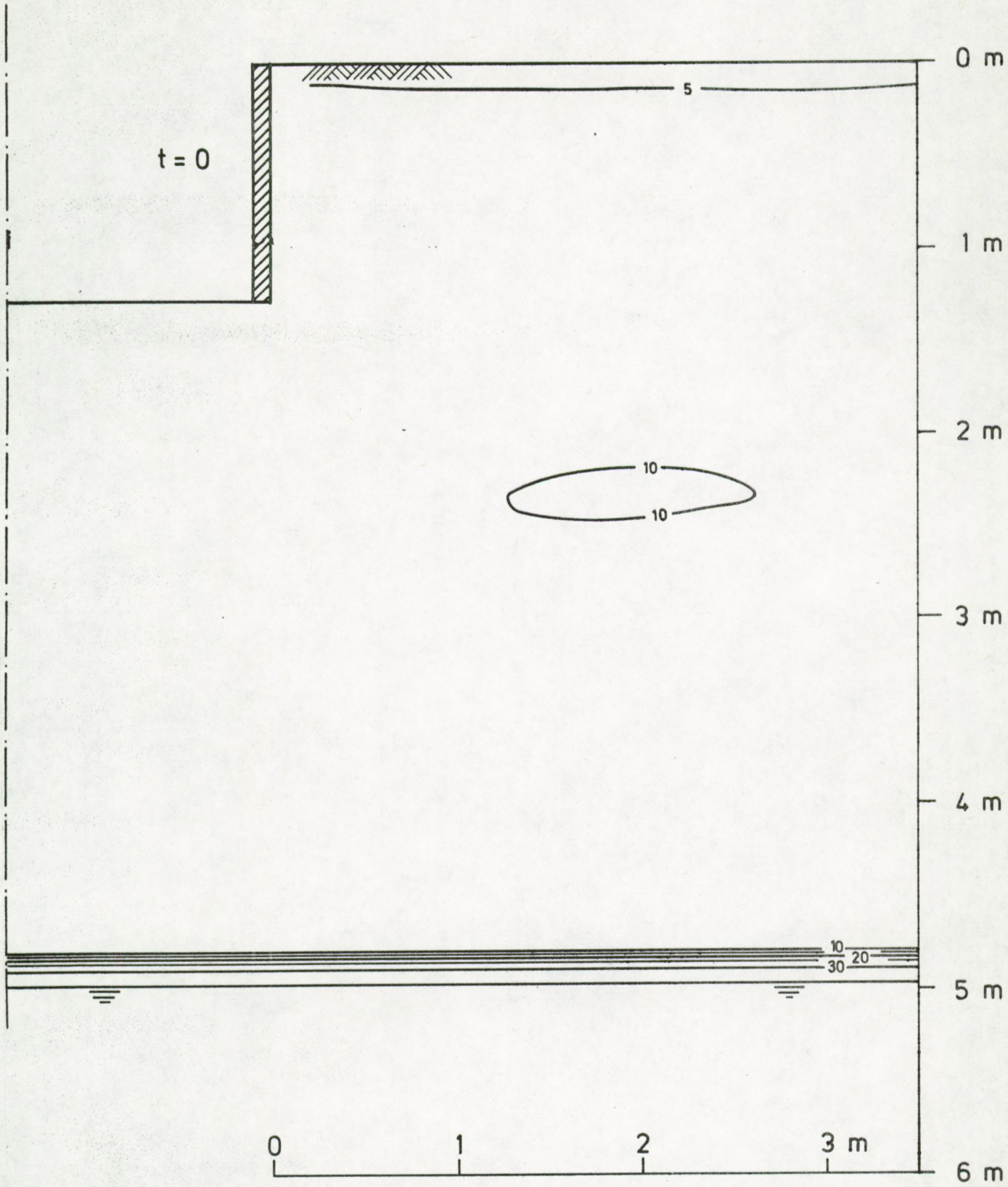


Fig. 7.5- bodemvochtgehalte (vol.%)

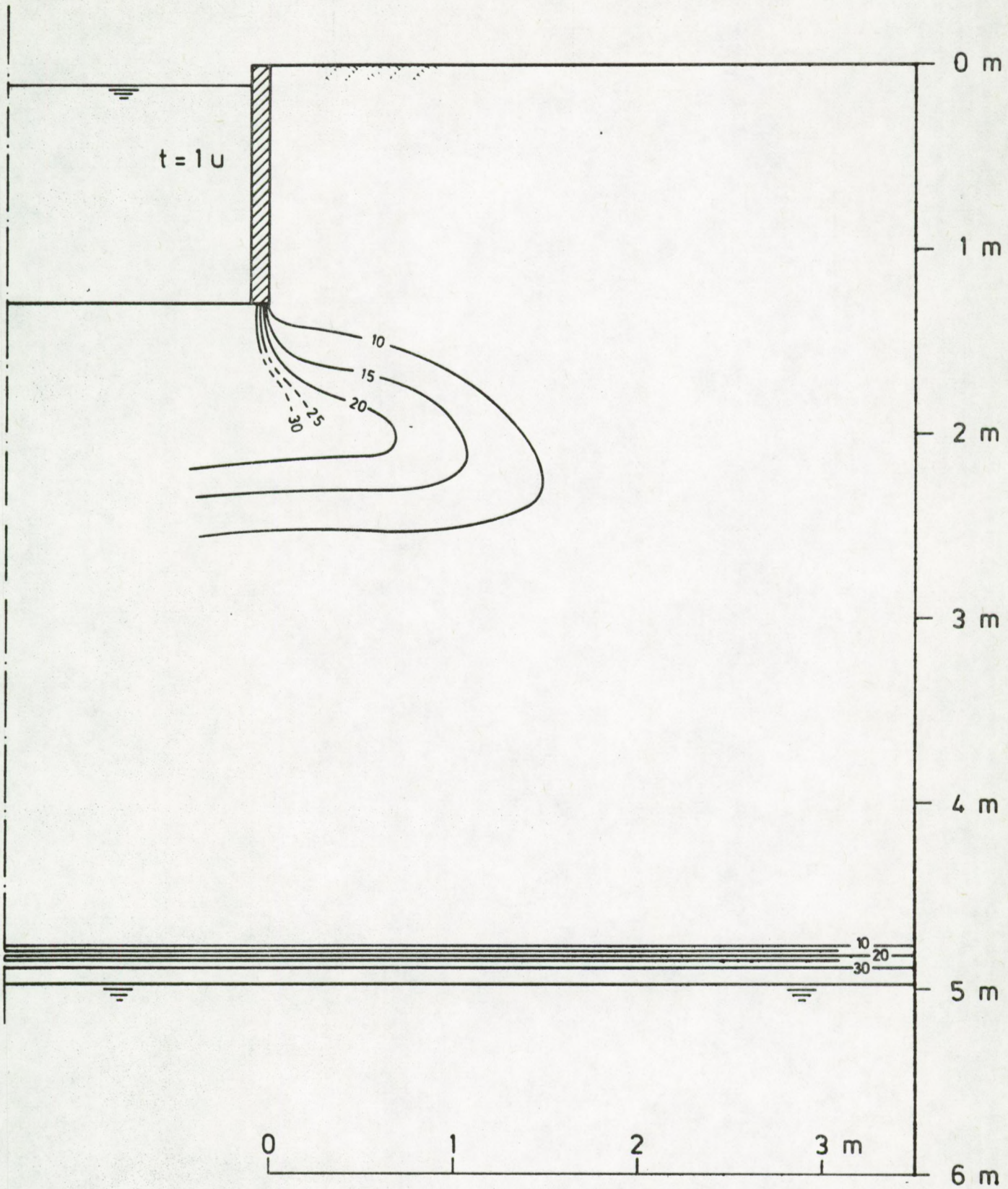


Fig. 7.6- bodemvochtgehalte (vol.%)

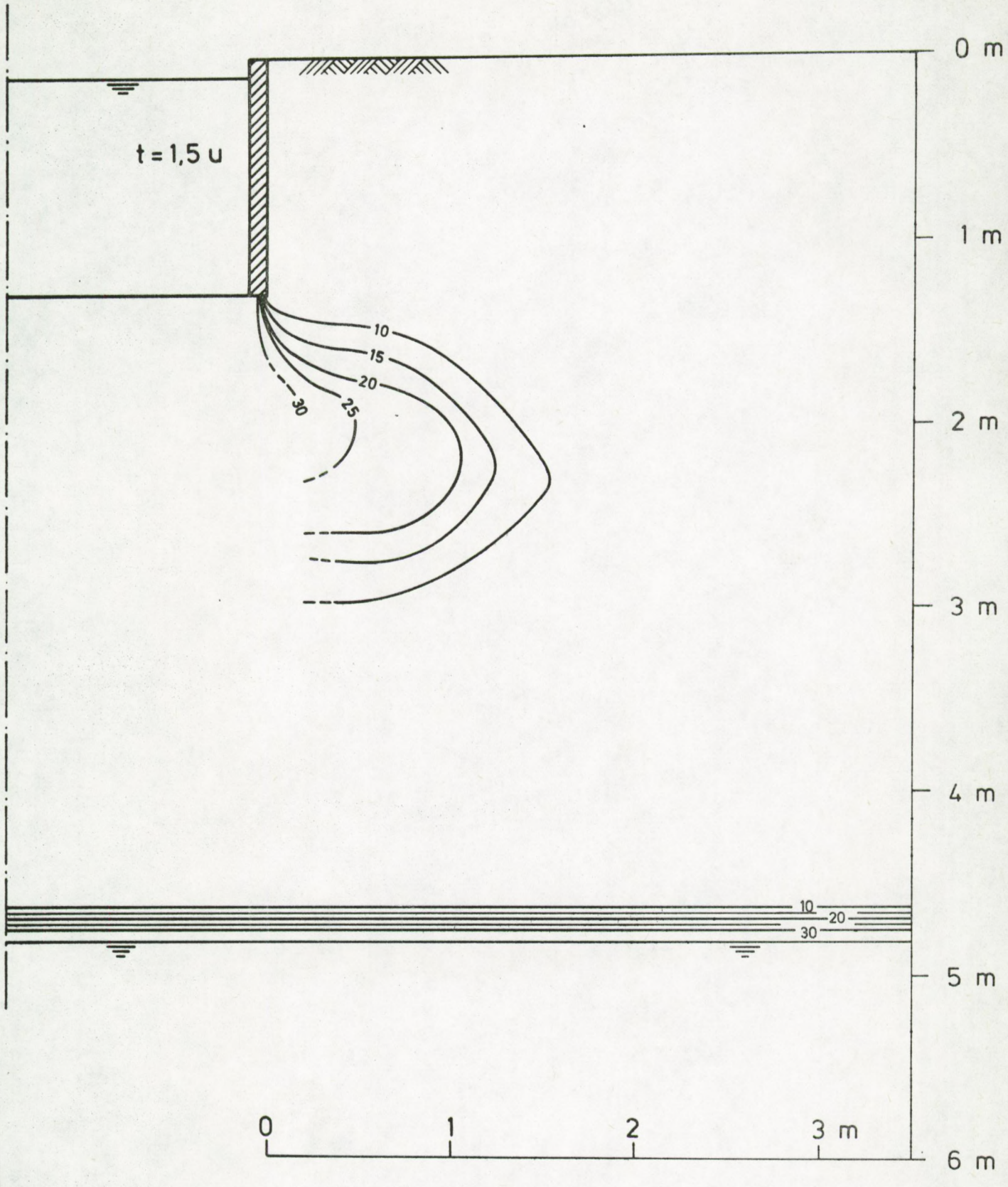


Fig. 7.7- bodemvochtgehalte (vol.%)

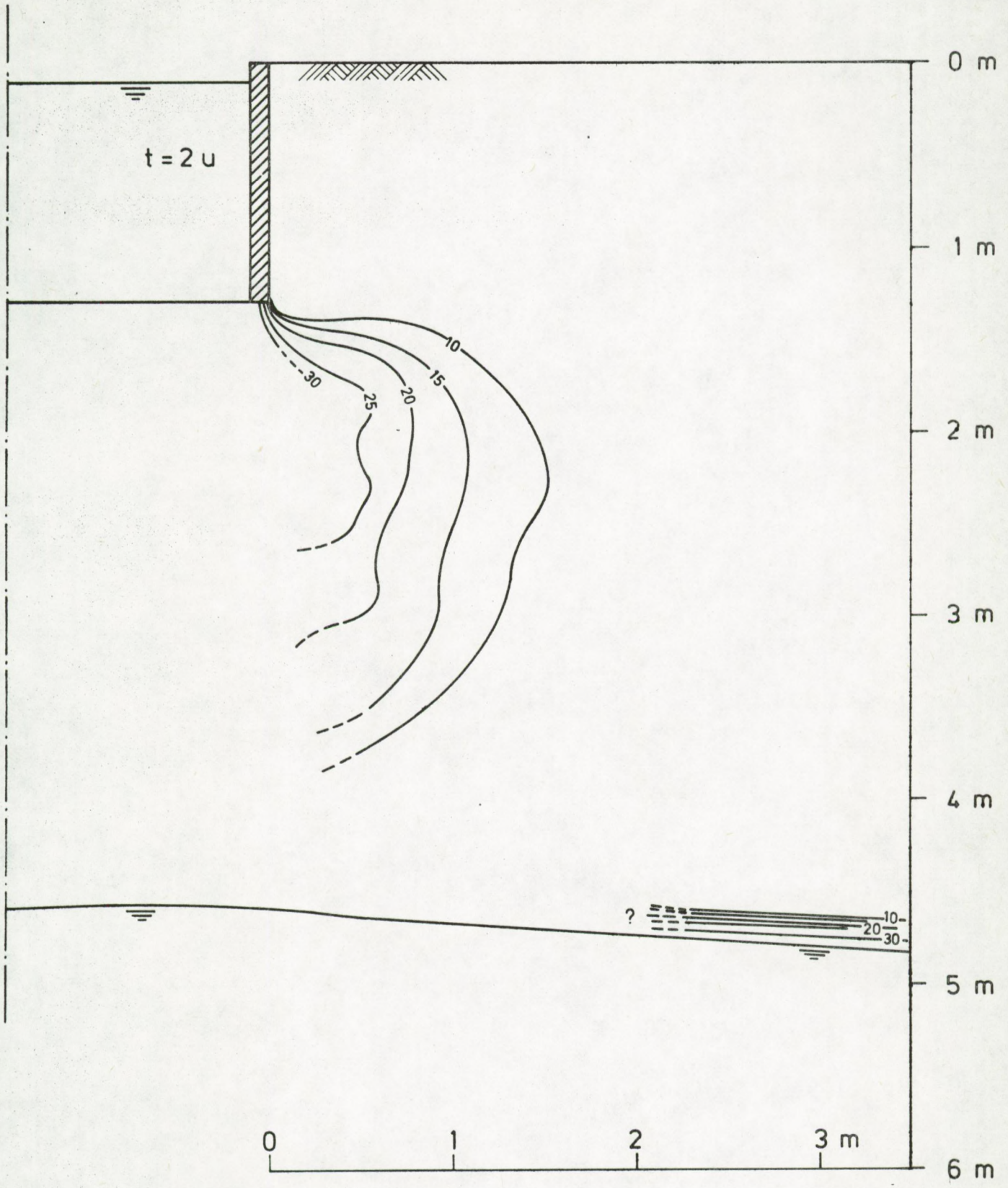


Fig. 7.8- bodemvochtgehalte (vol.%)

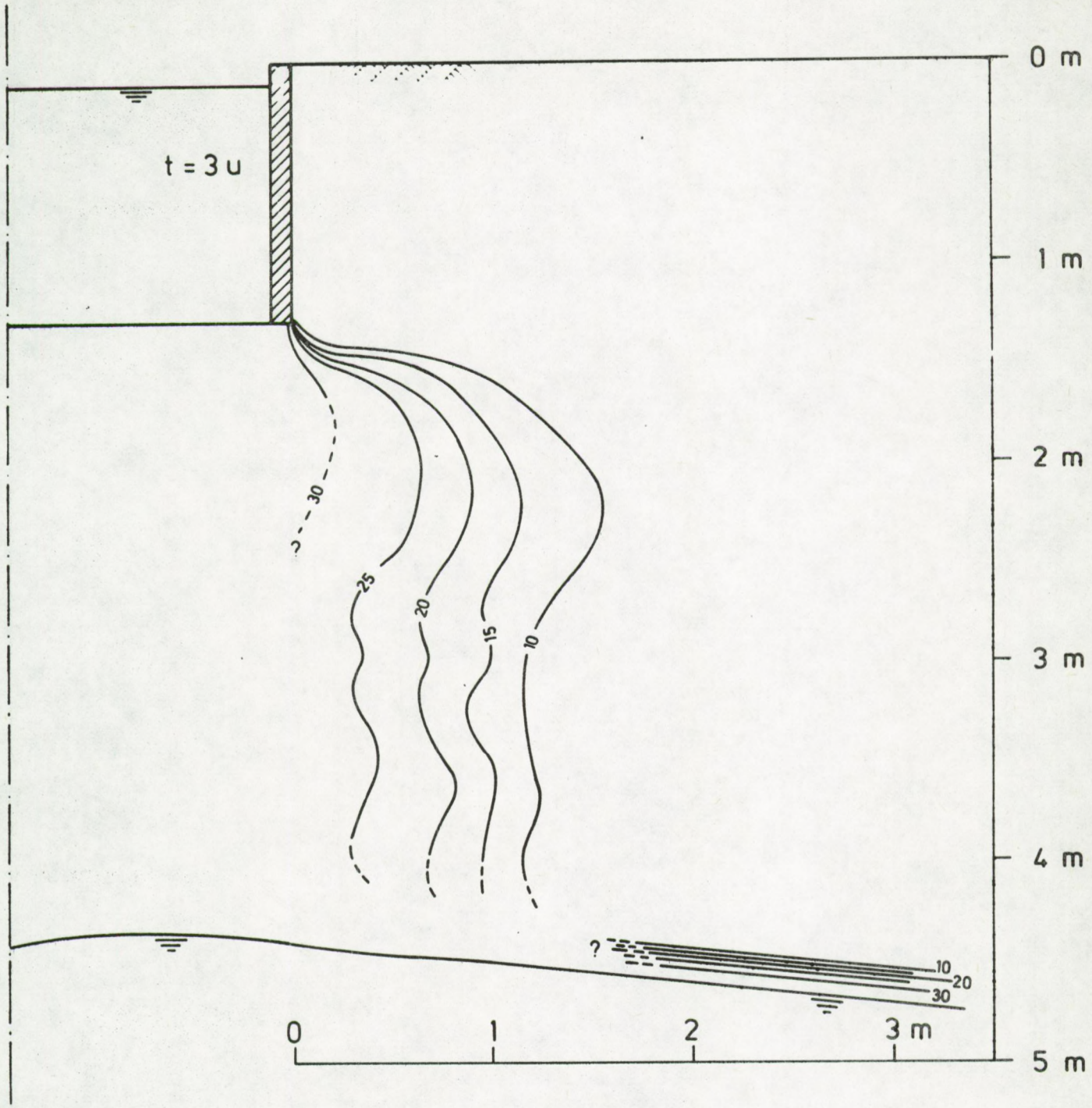


Fig. 7.9- bodemvochtgehalte (vol.%)

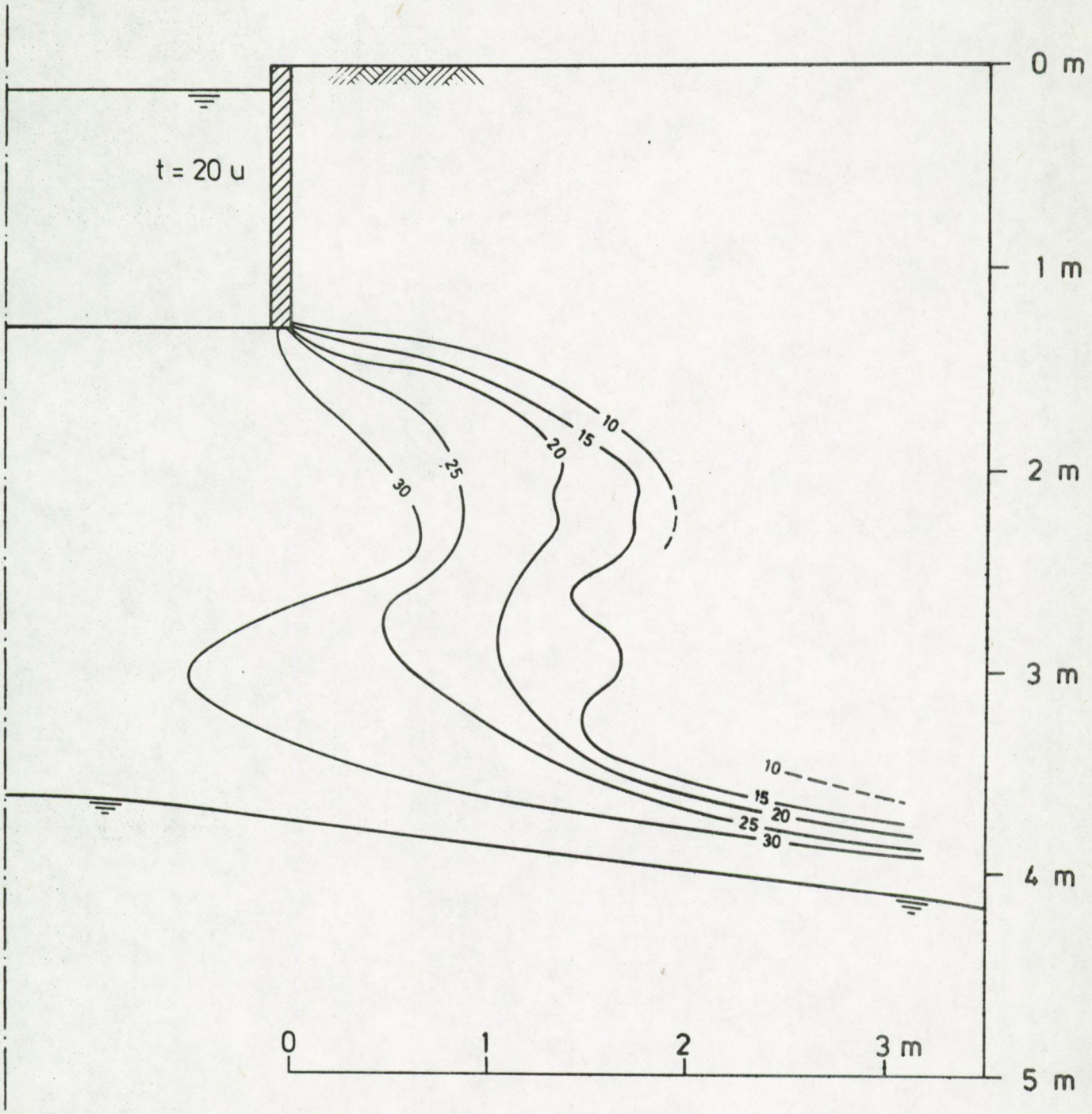


Fig. 7.10- bodemvochtgehalte (vol.%)

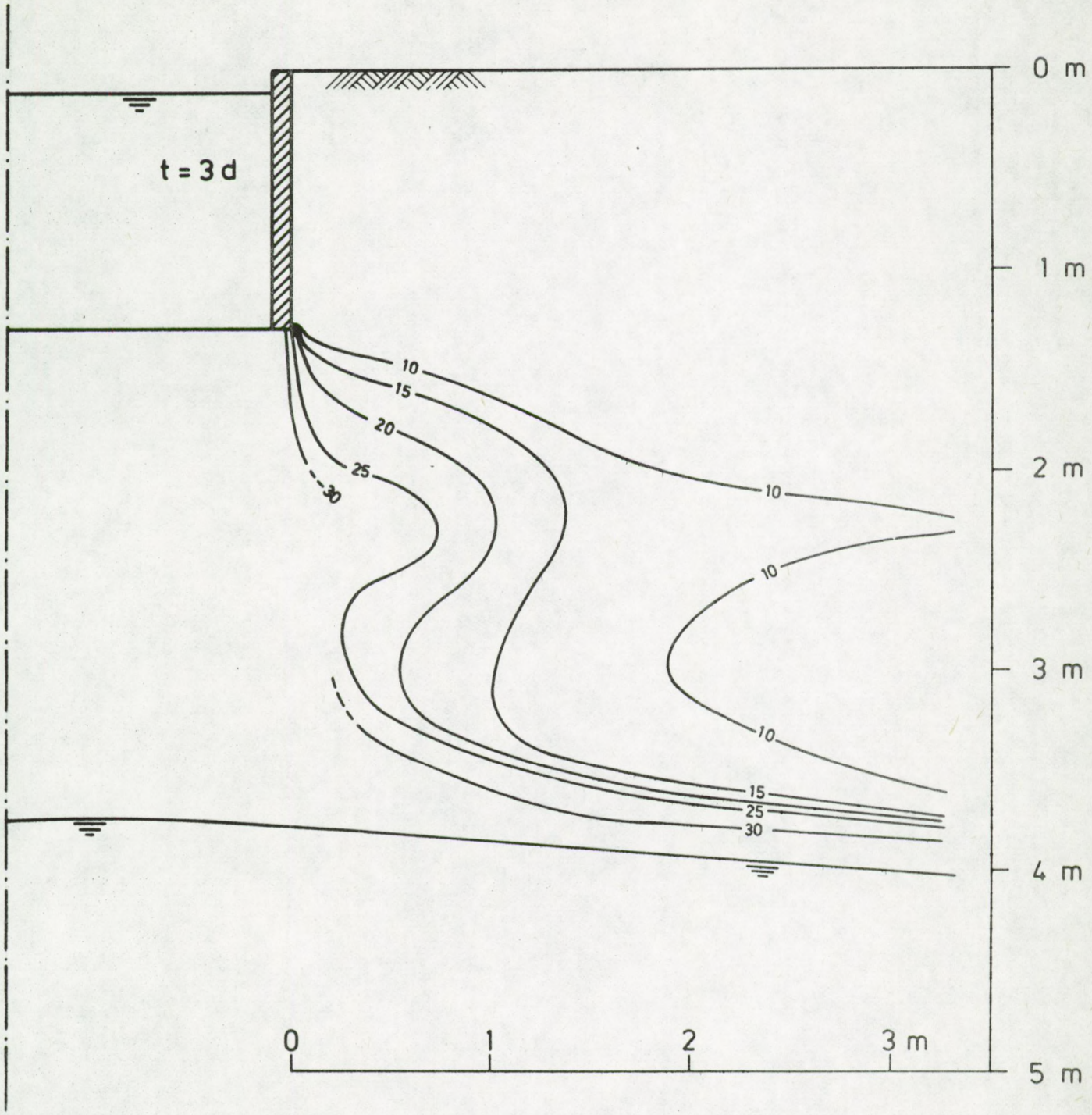


Fig. 7.11- bodemvochtgehalte (vol.%)

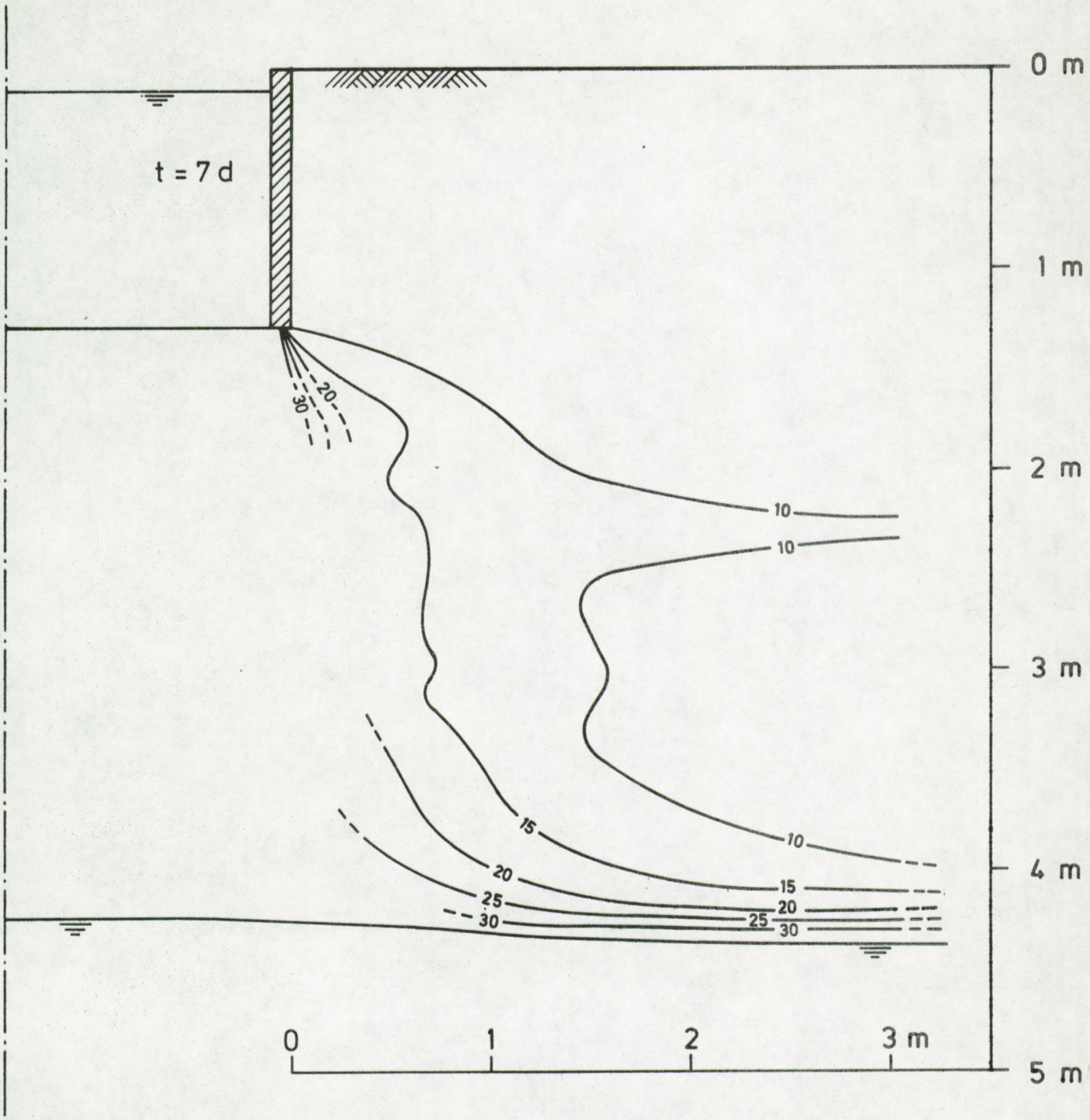


Fig. 7.12- bodemvochtgehalte (vol.%)

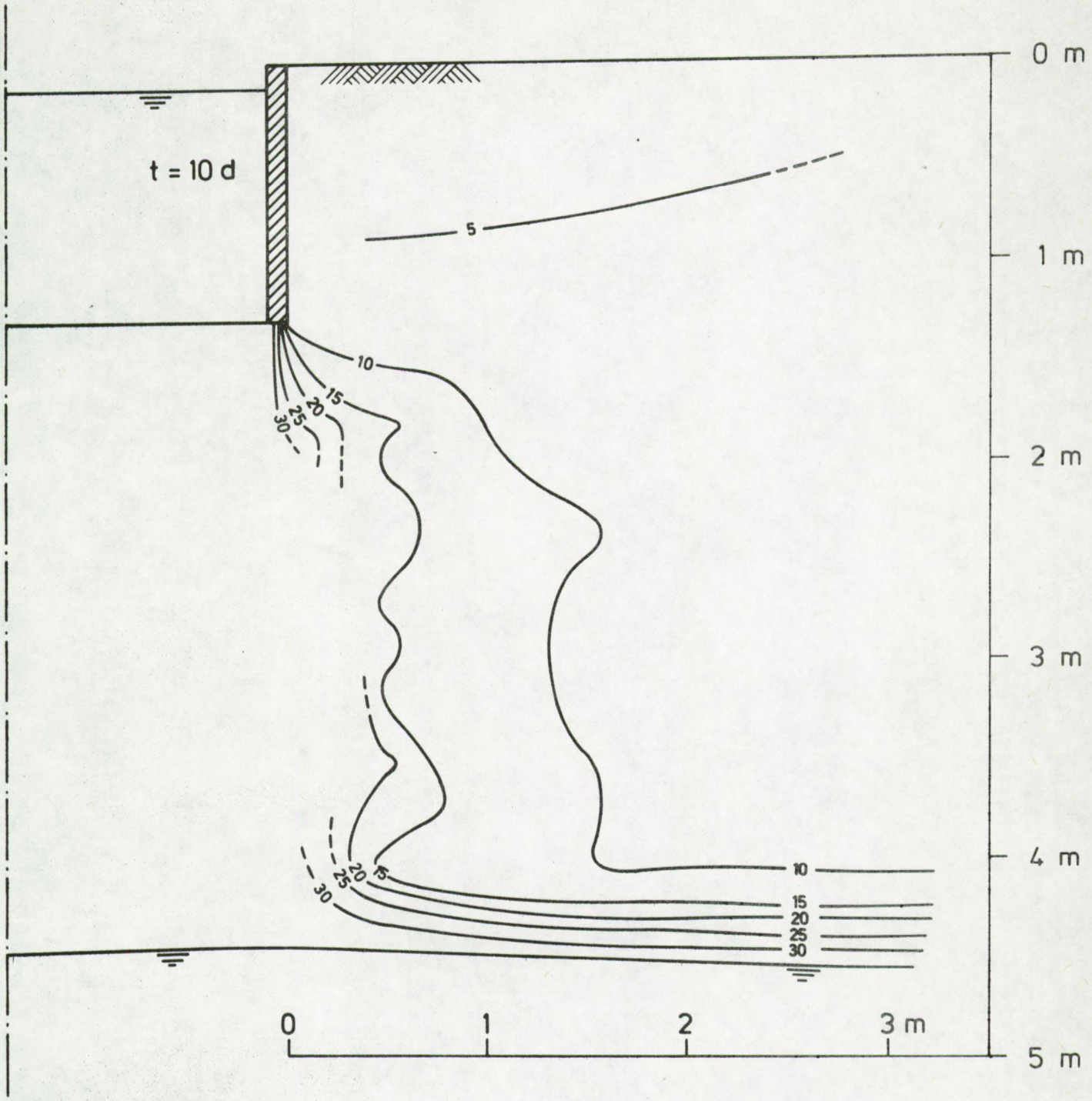


Fig. 7.13- bodemvochtgehalte (vol.%)

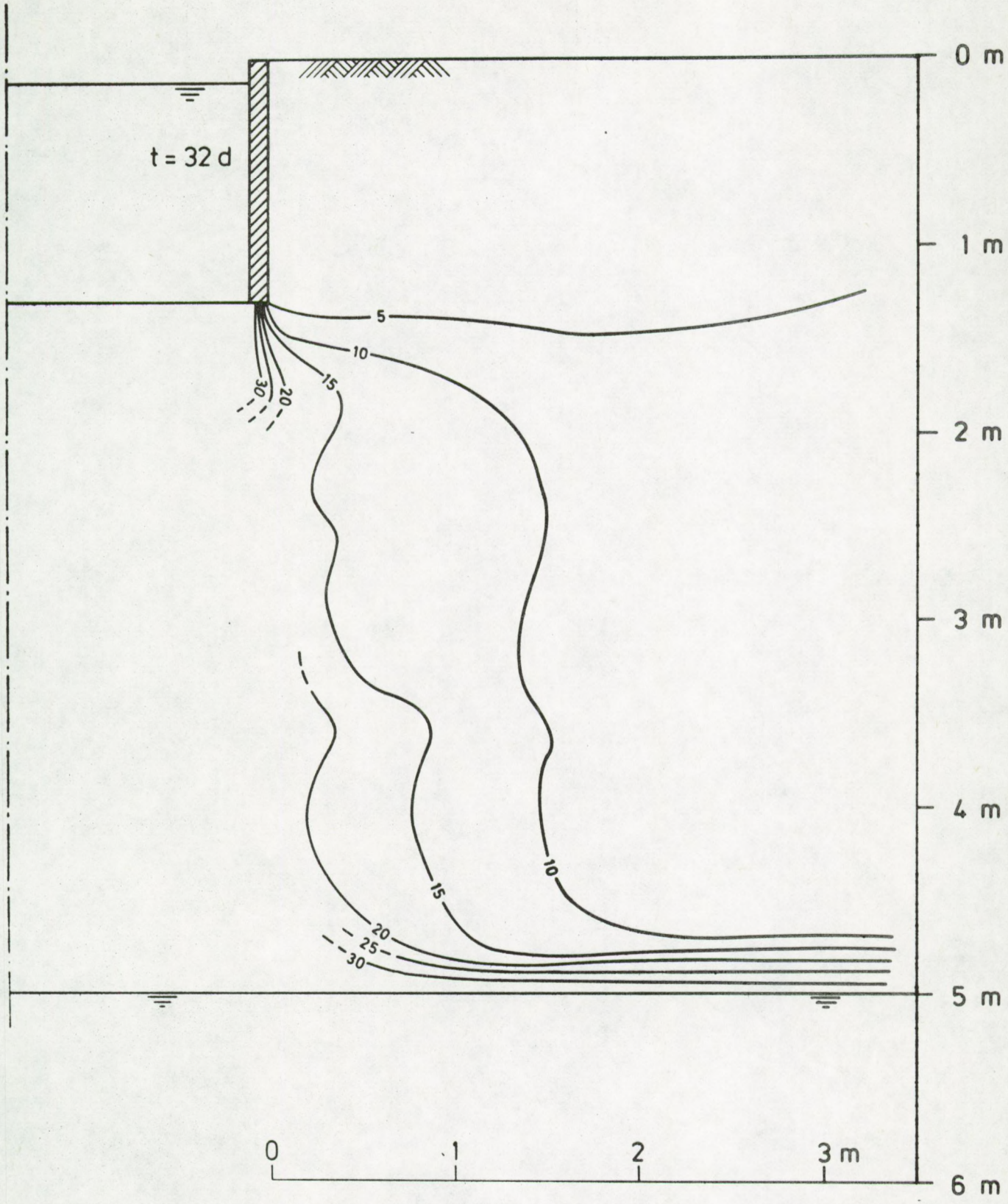


Fig. 7.14- bodemvochtgehalte (vol.%)

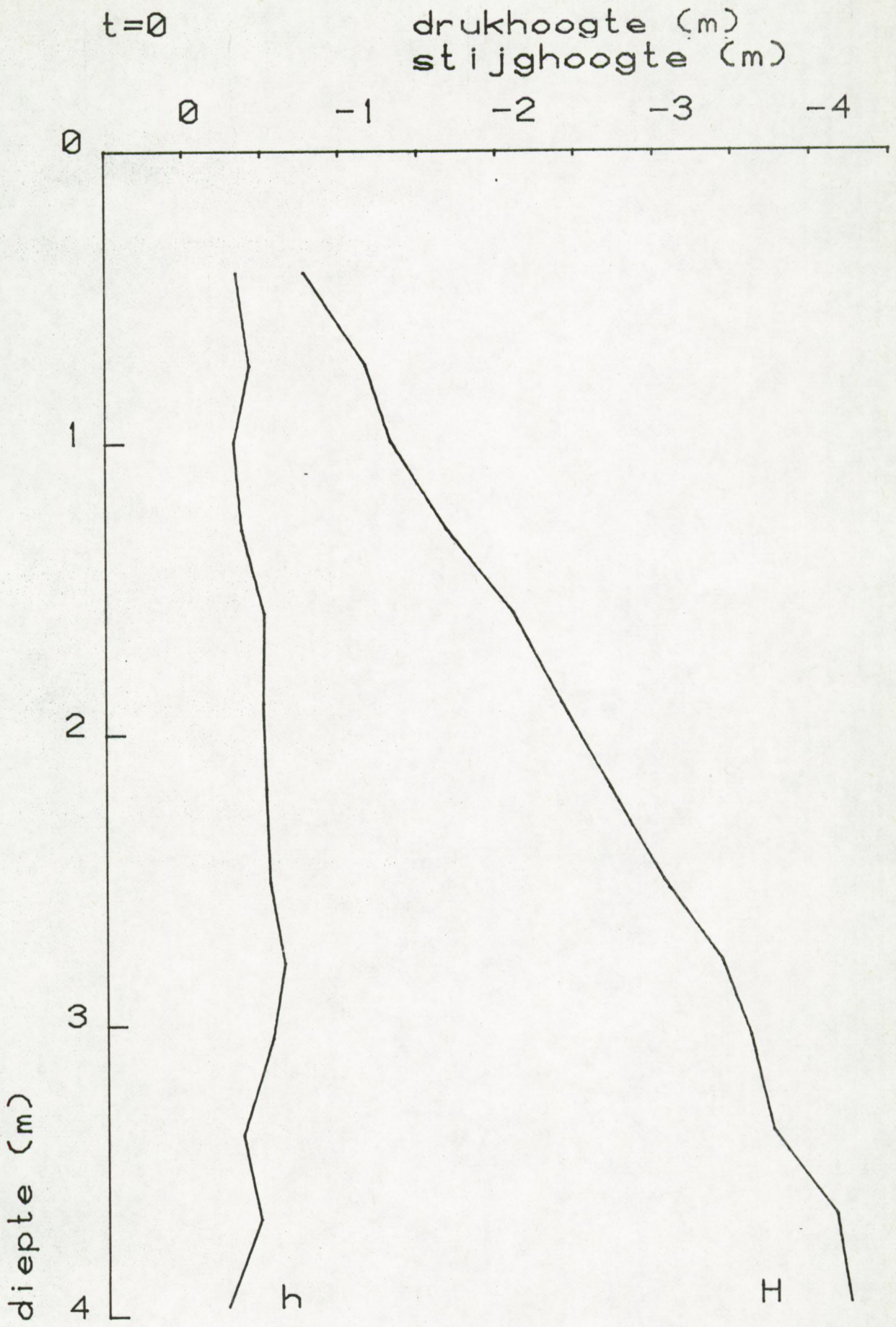


Fig. 7.15

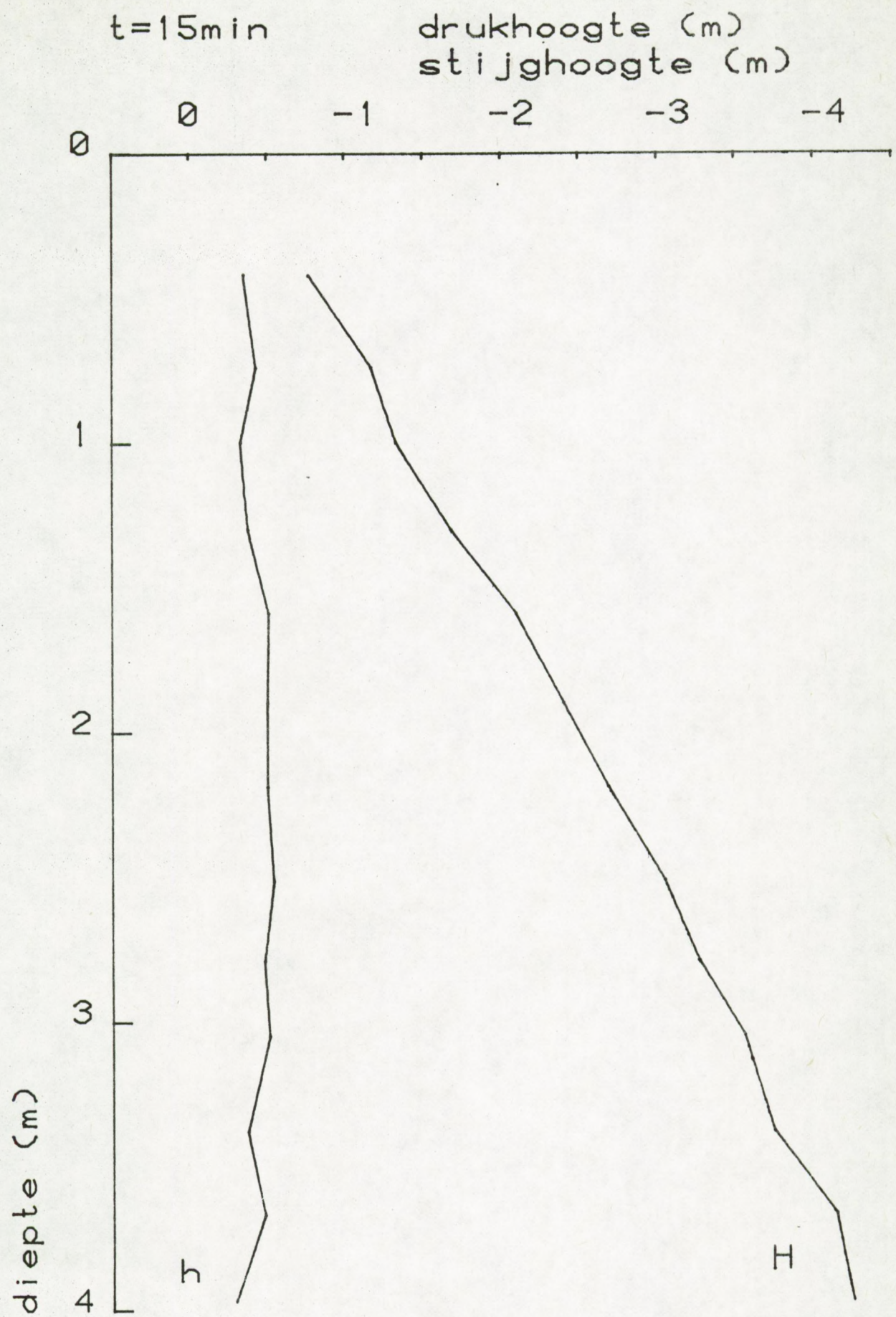


Fig. 7.16

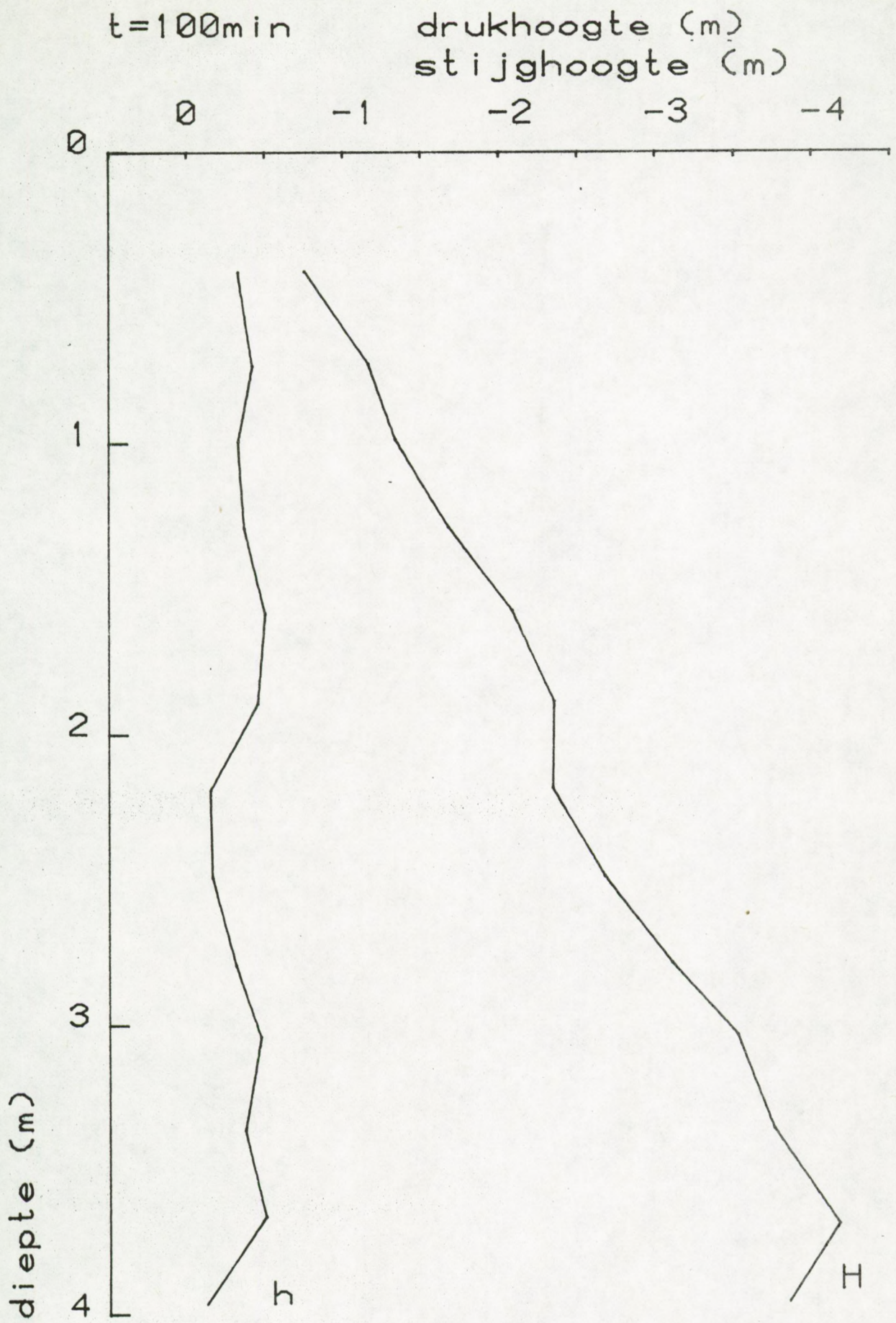


Fig. 7.17

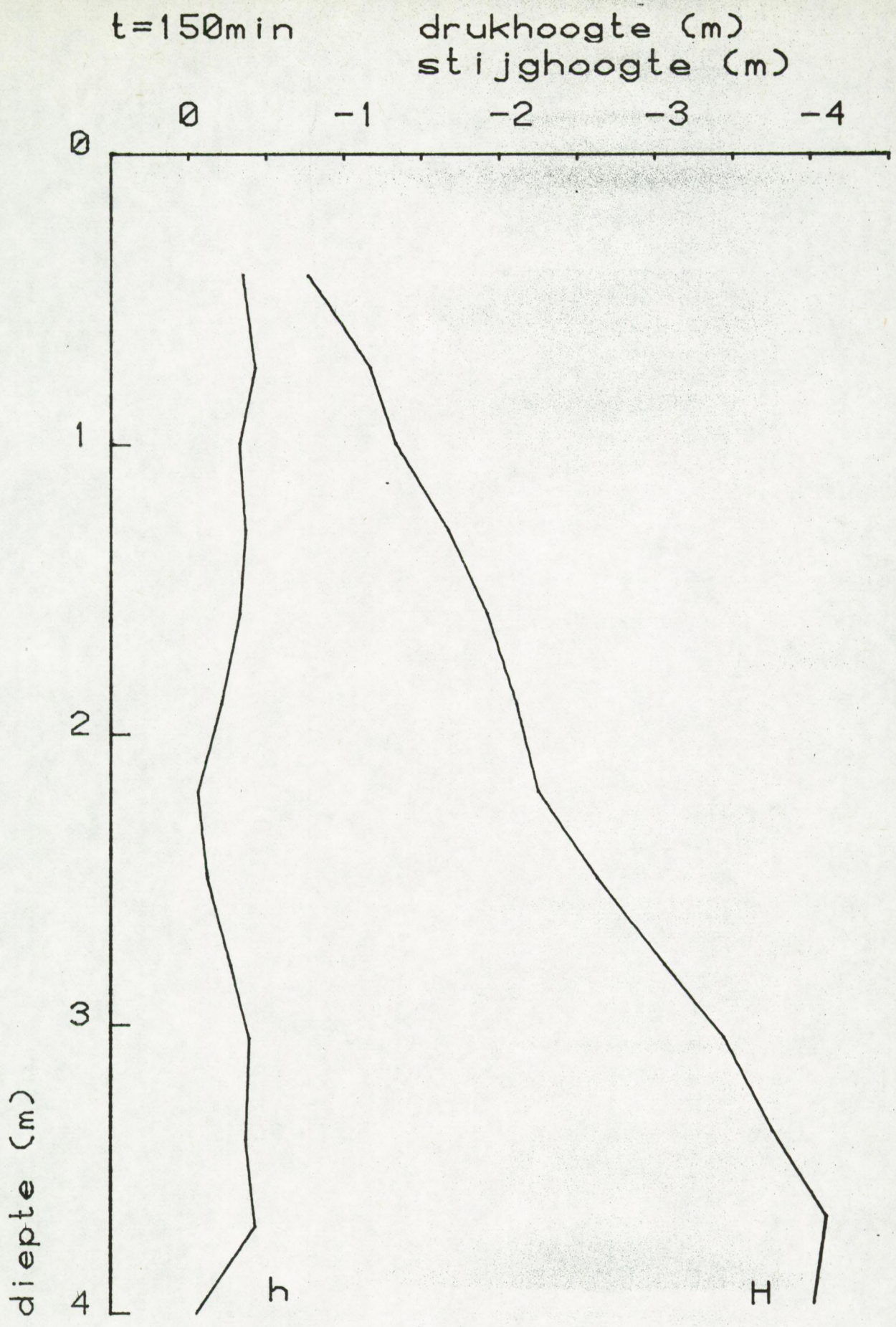


Fig. 7.18

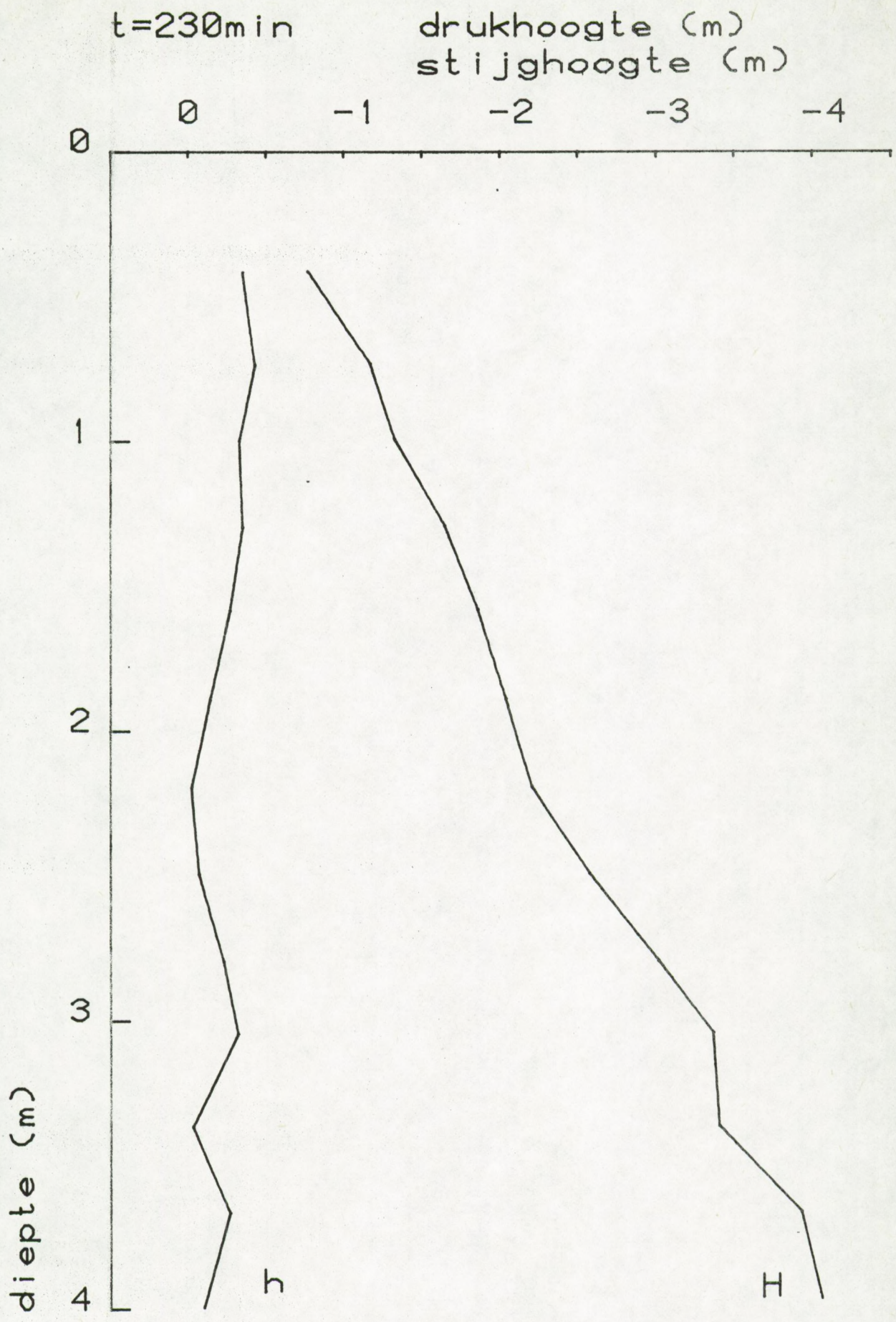


Fig. 7.19

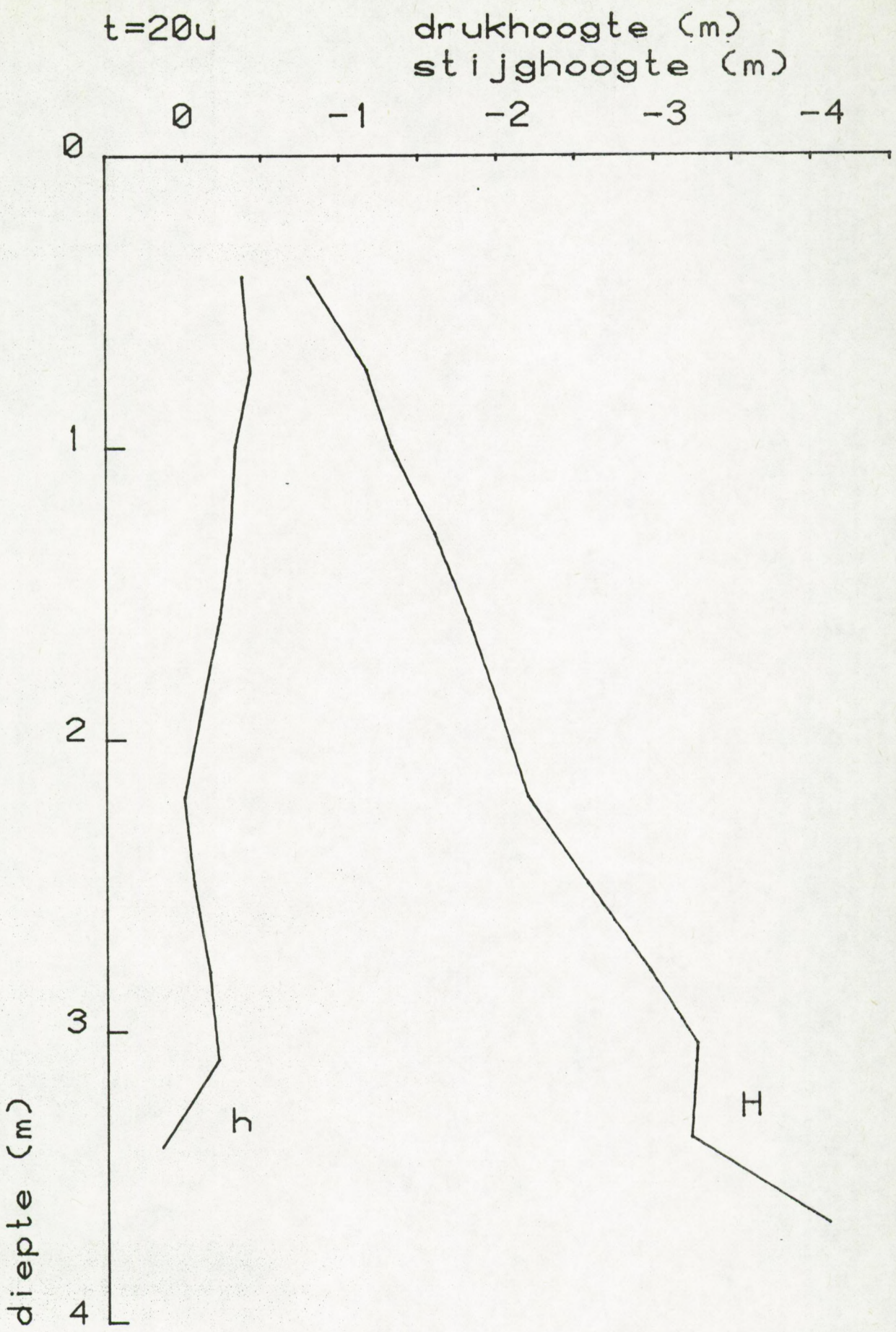


Fig. 7.20

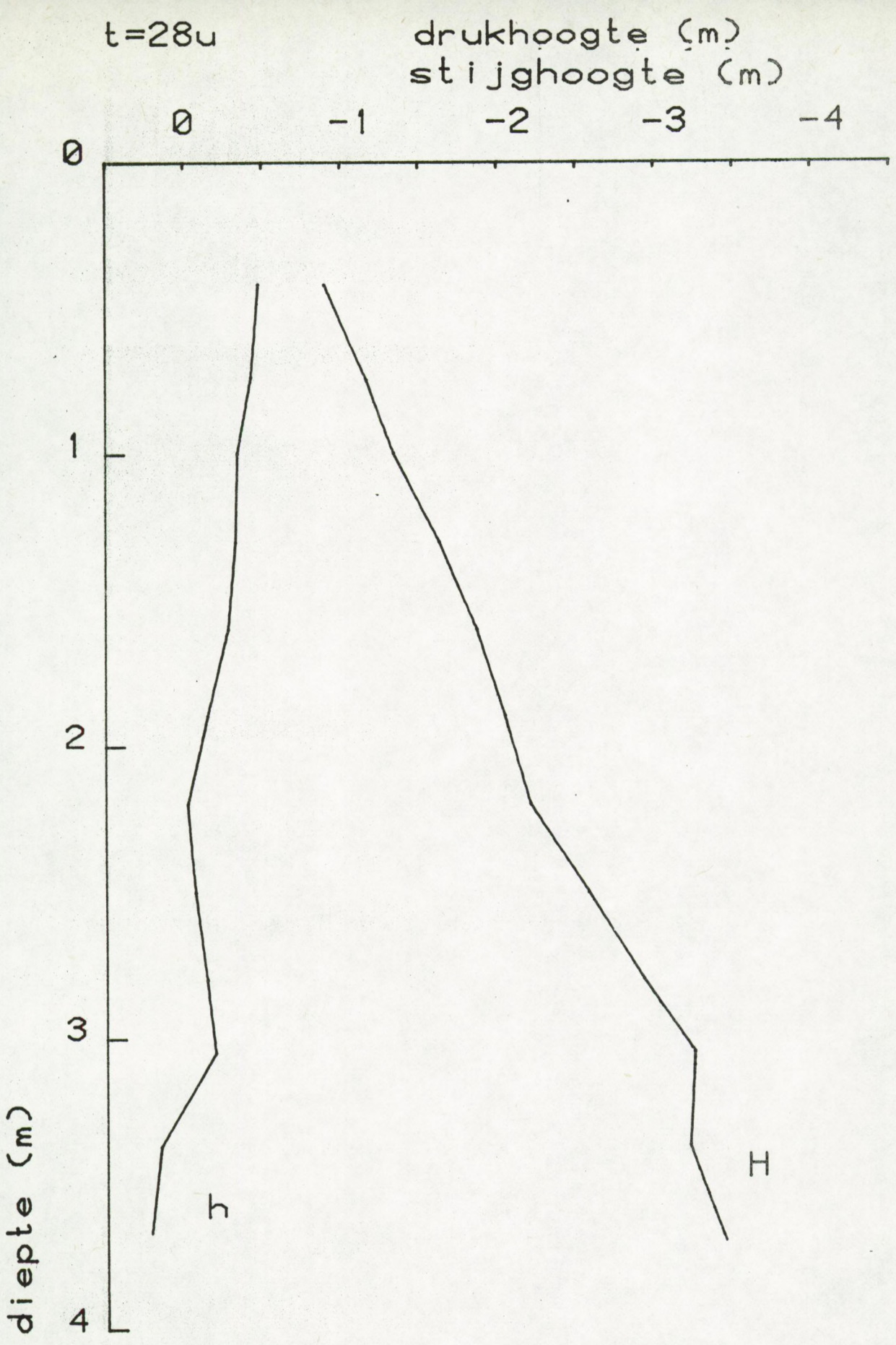


Fig. 7.21

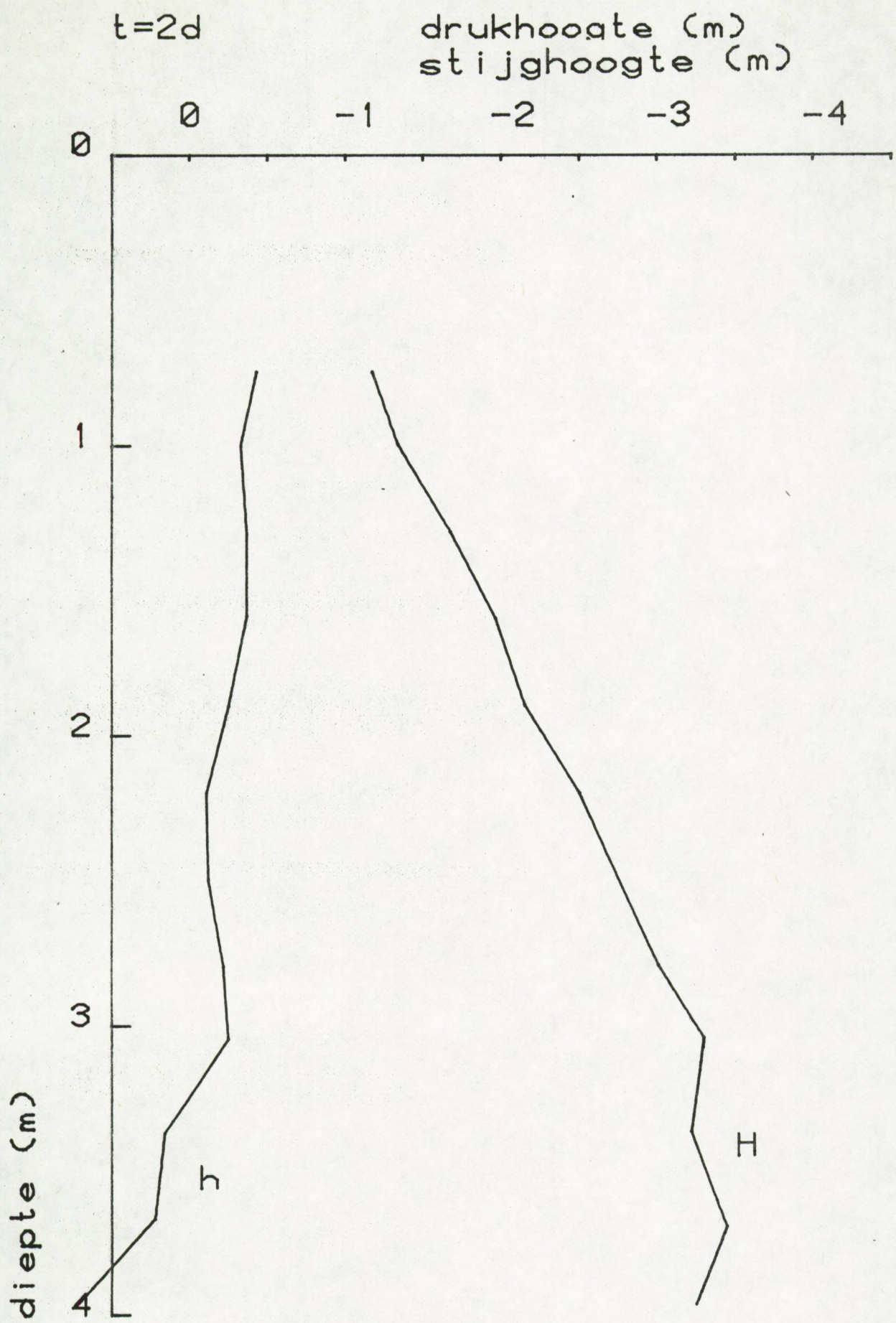


Fig. 7.22

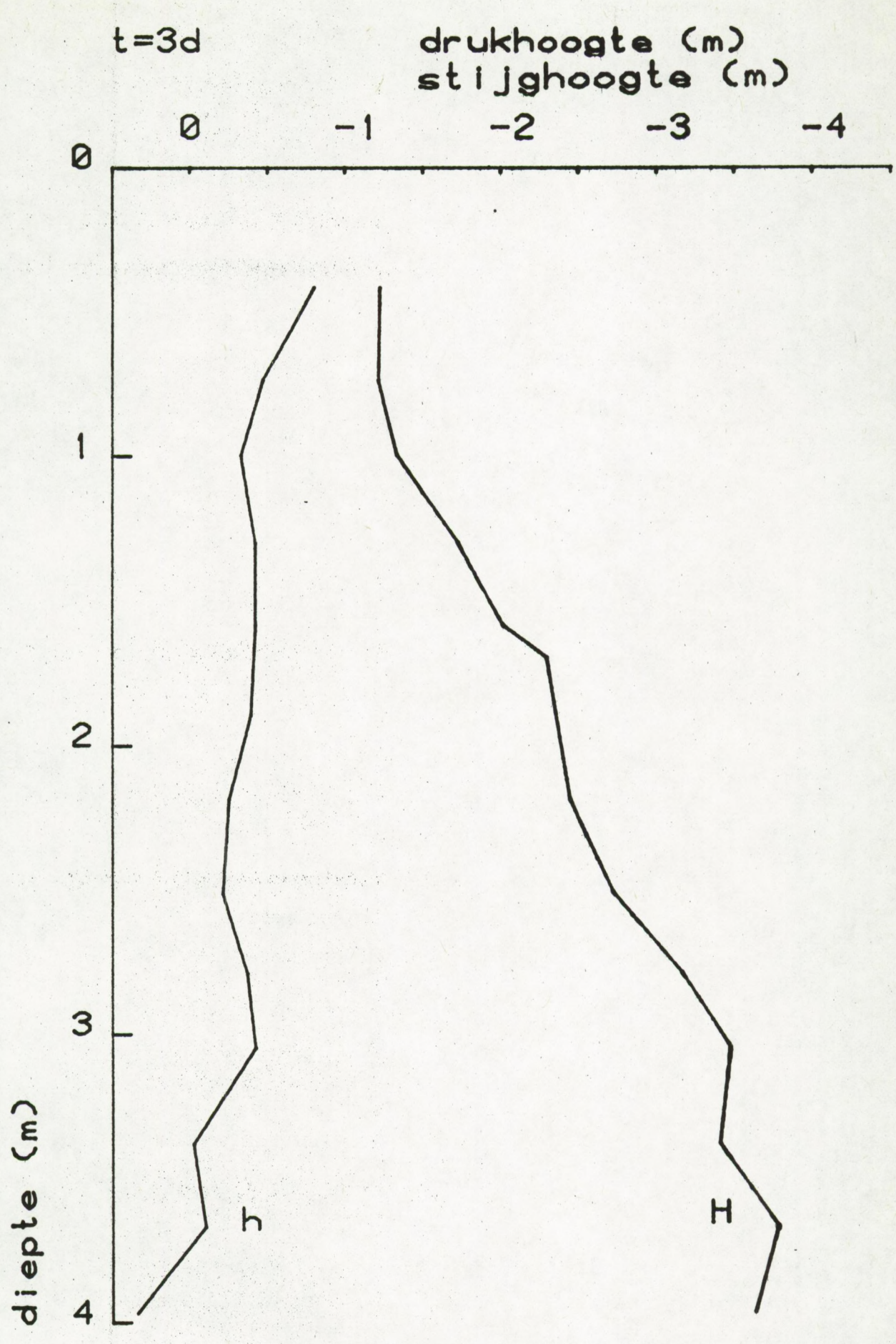


Fig. 7.23

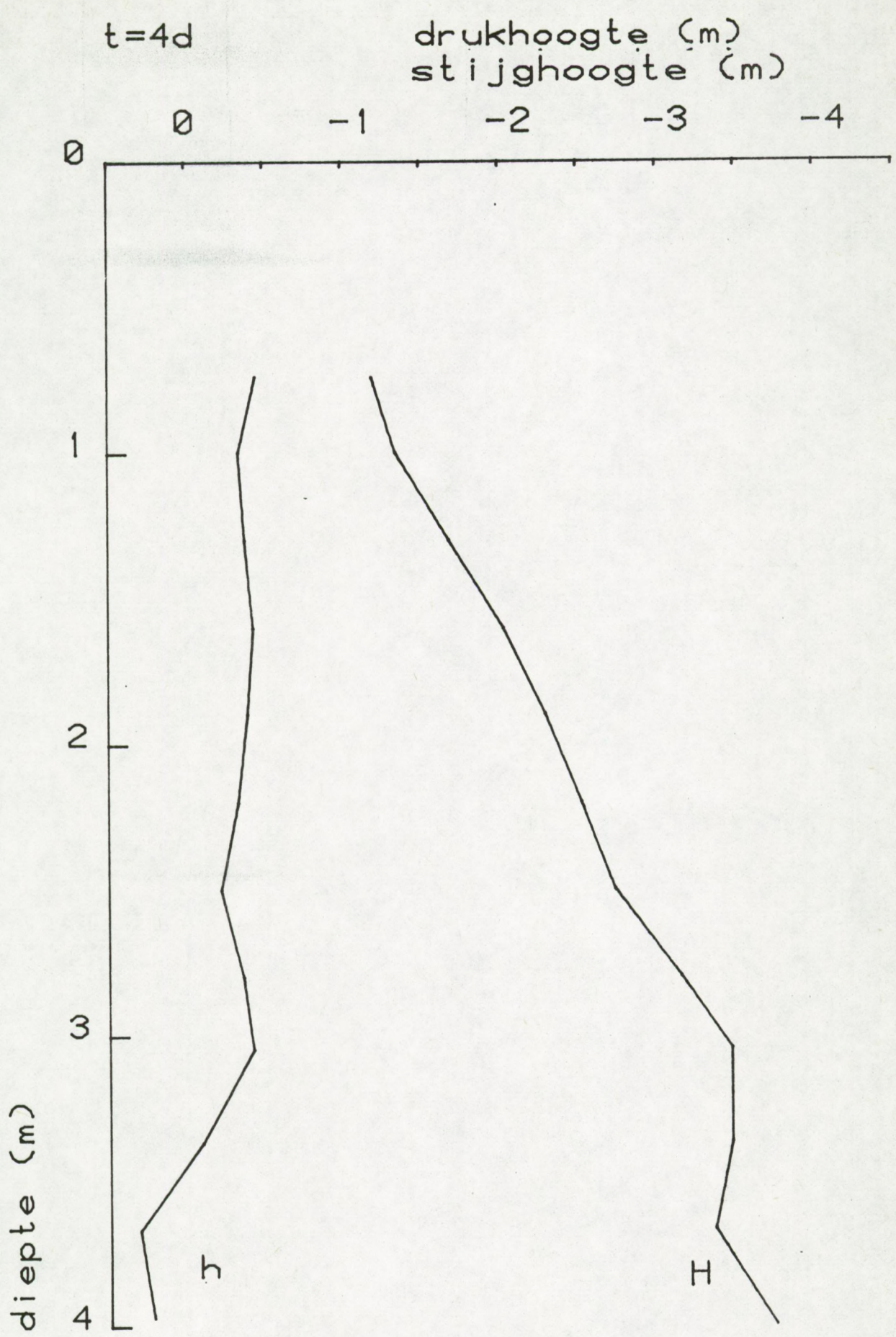


Fig. 7.24

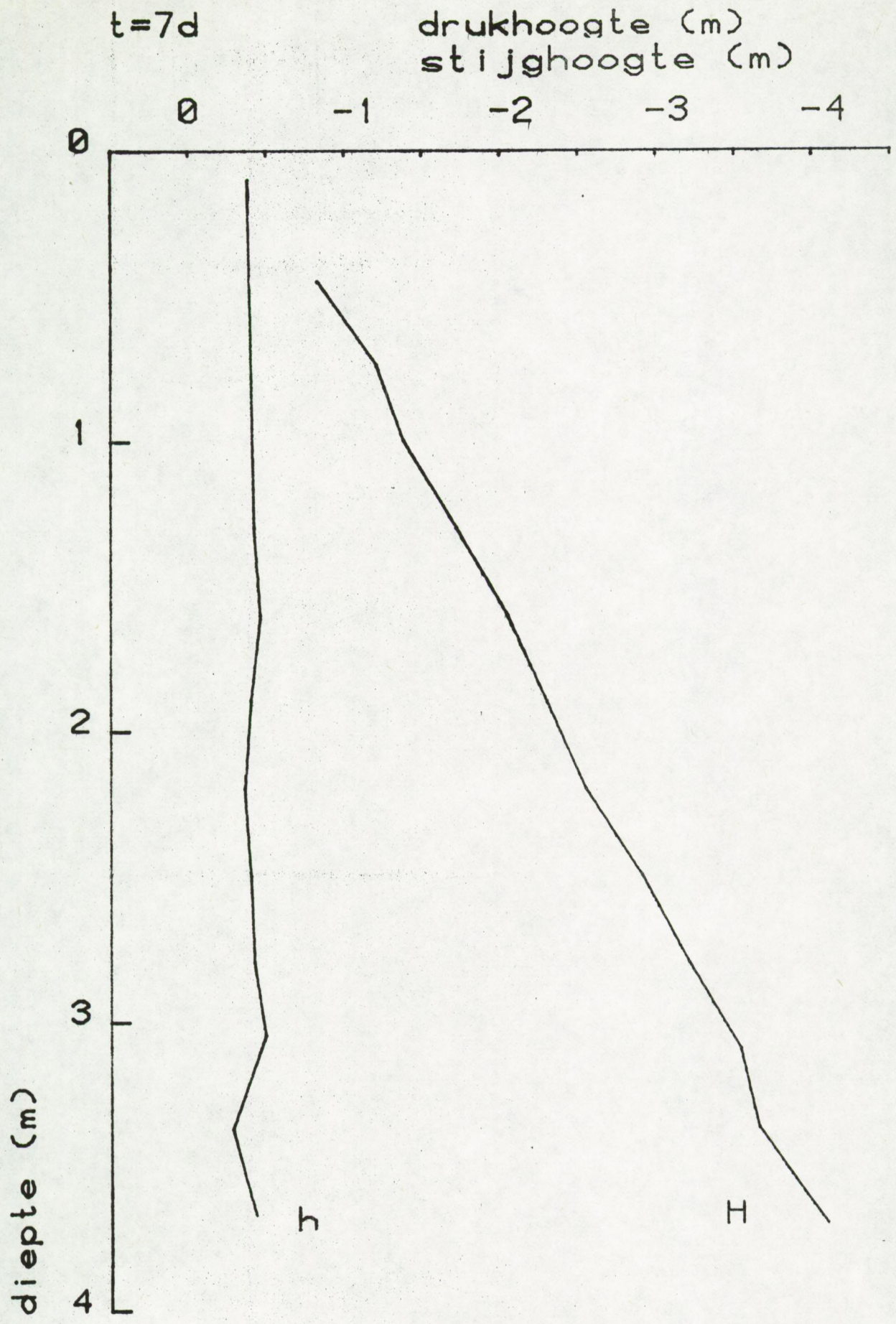


Fig. 7.25

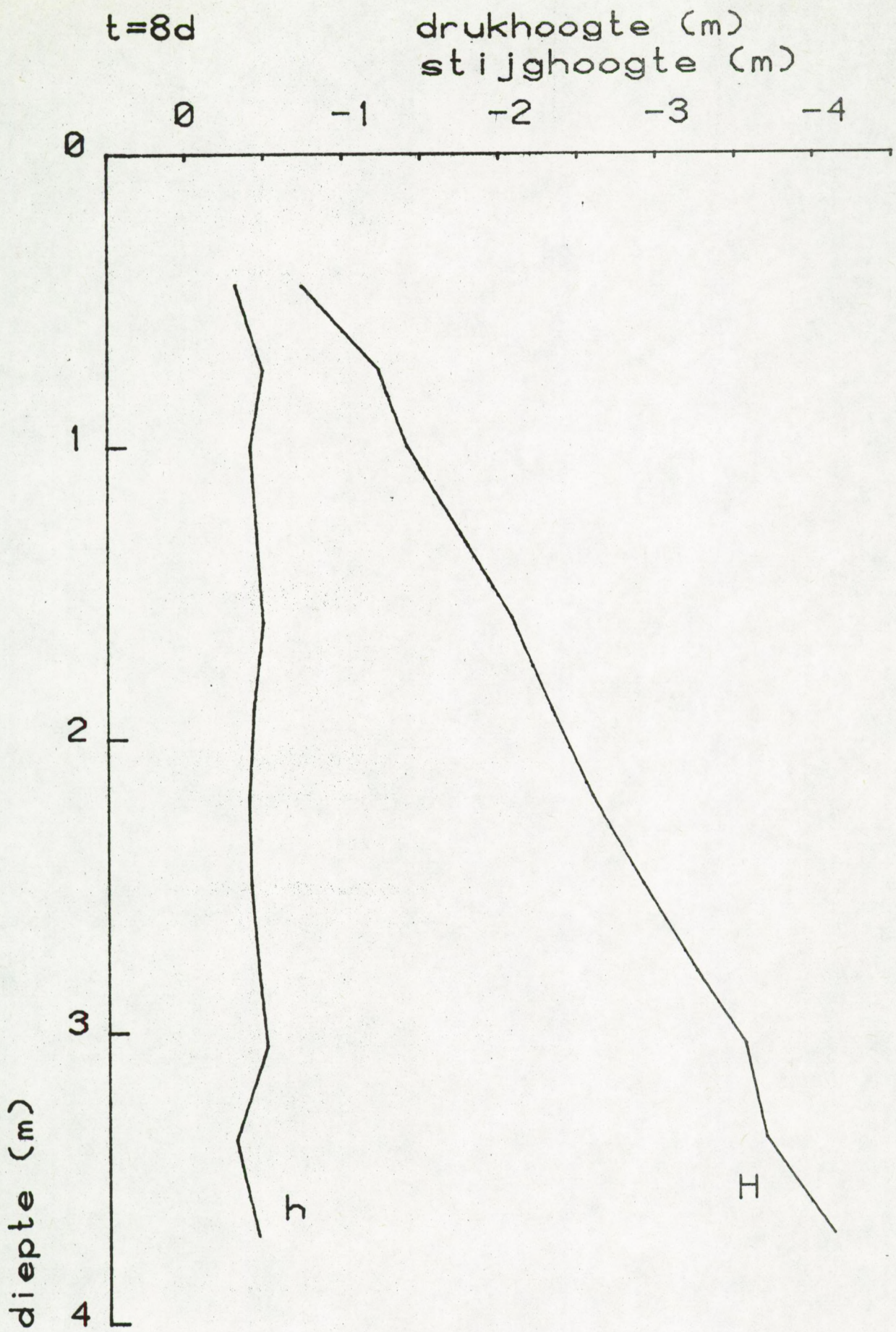


Fig. 7.26

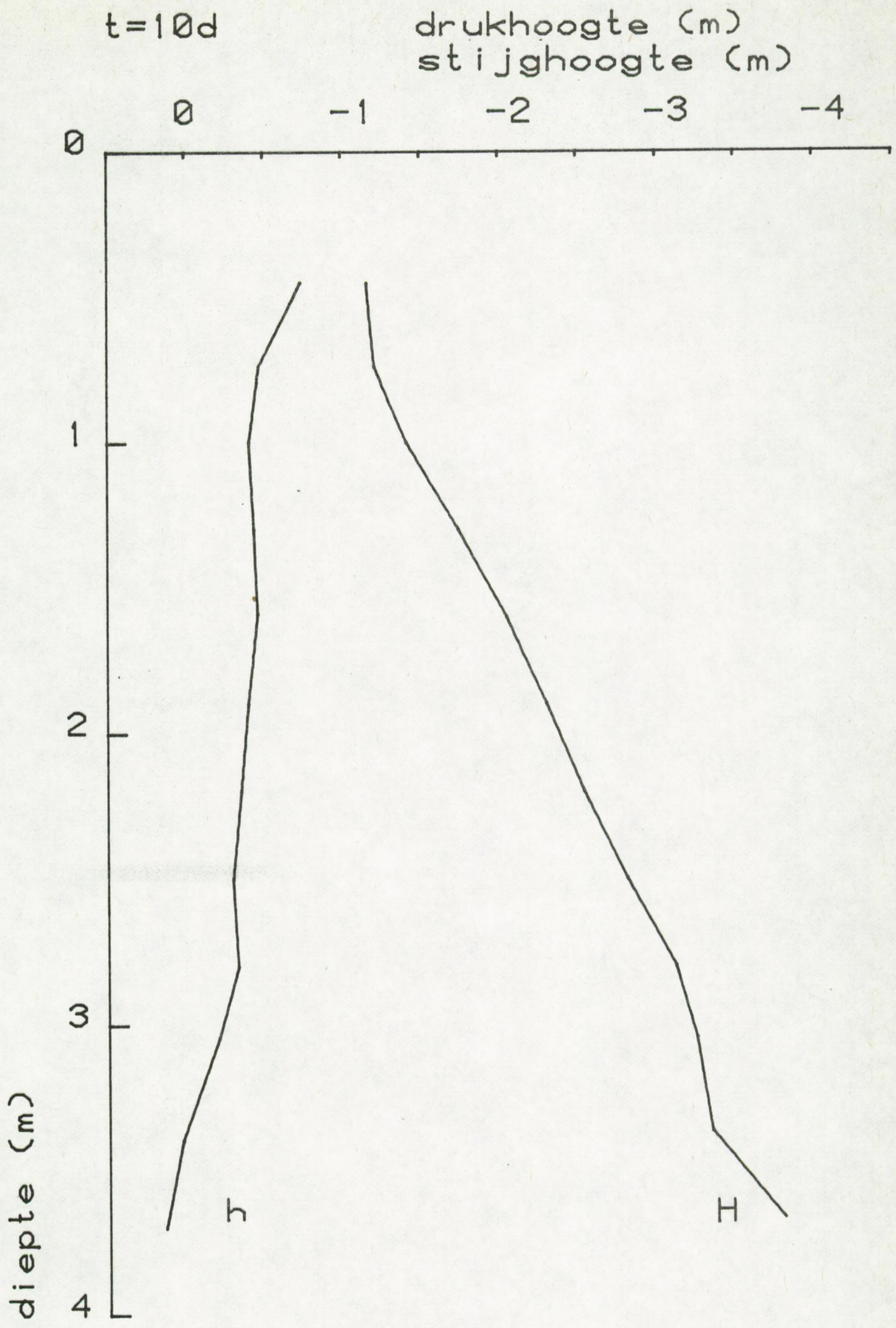


Fig. 7.27

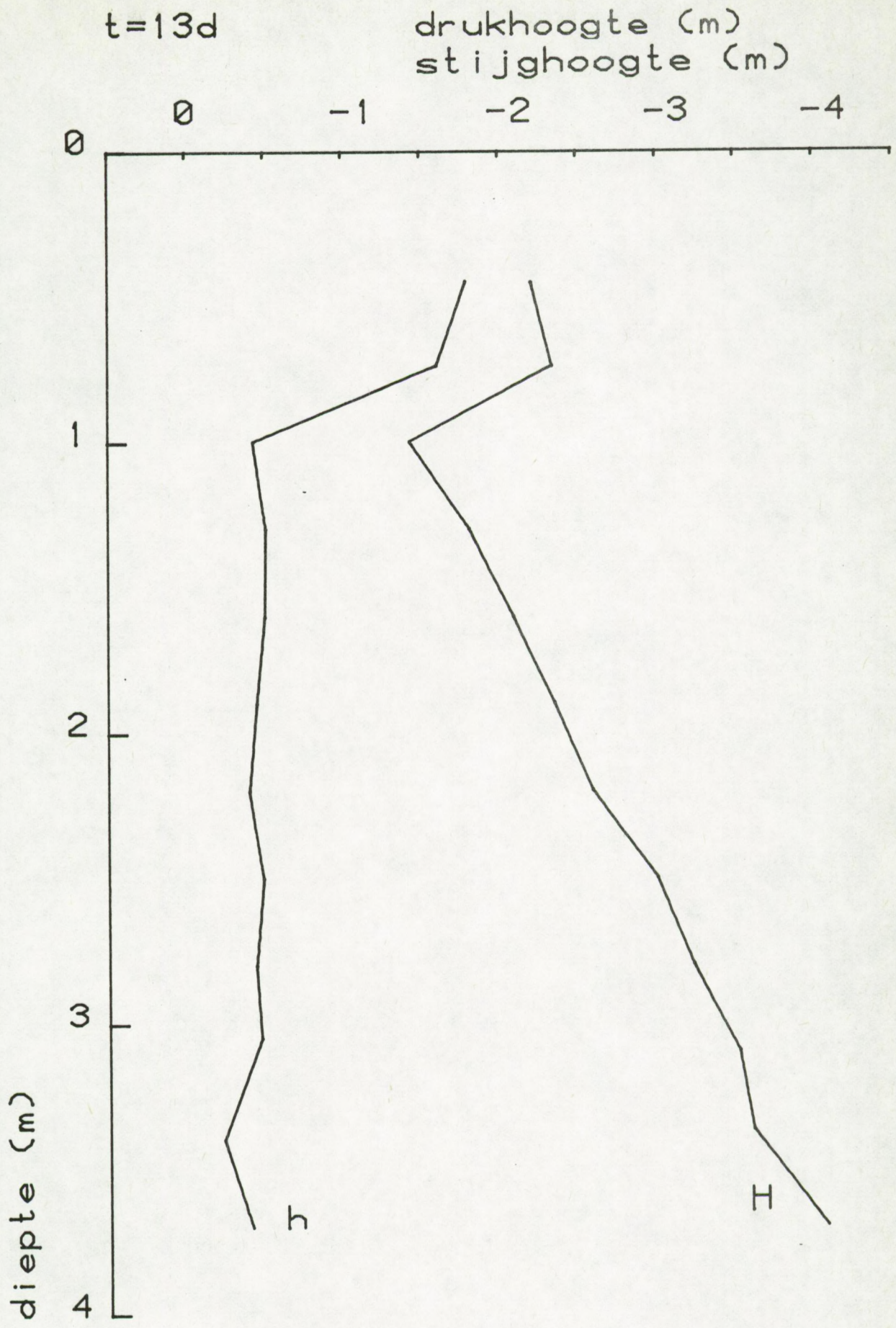


Fig. 7.28

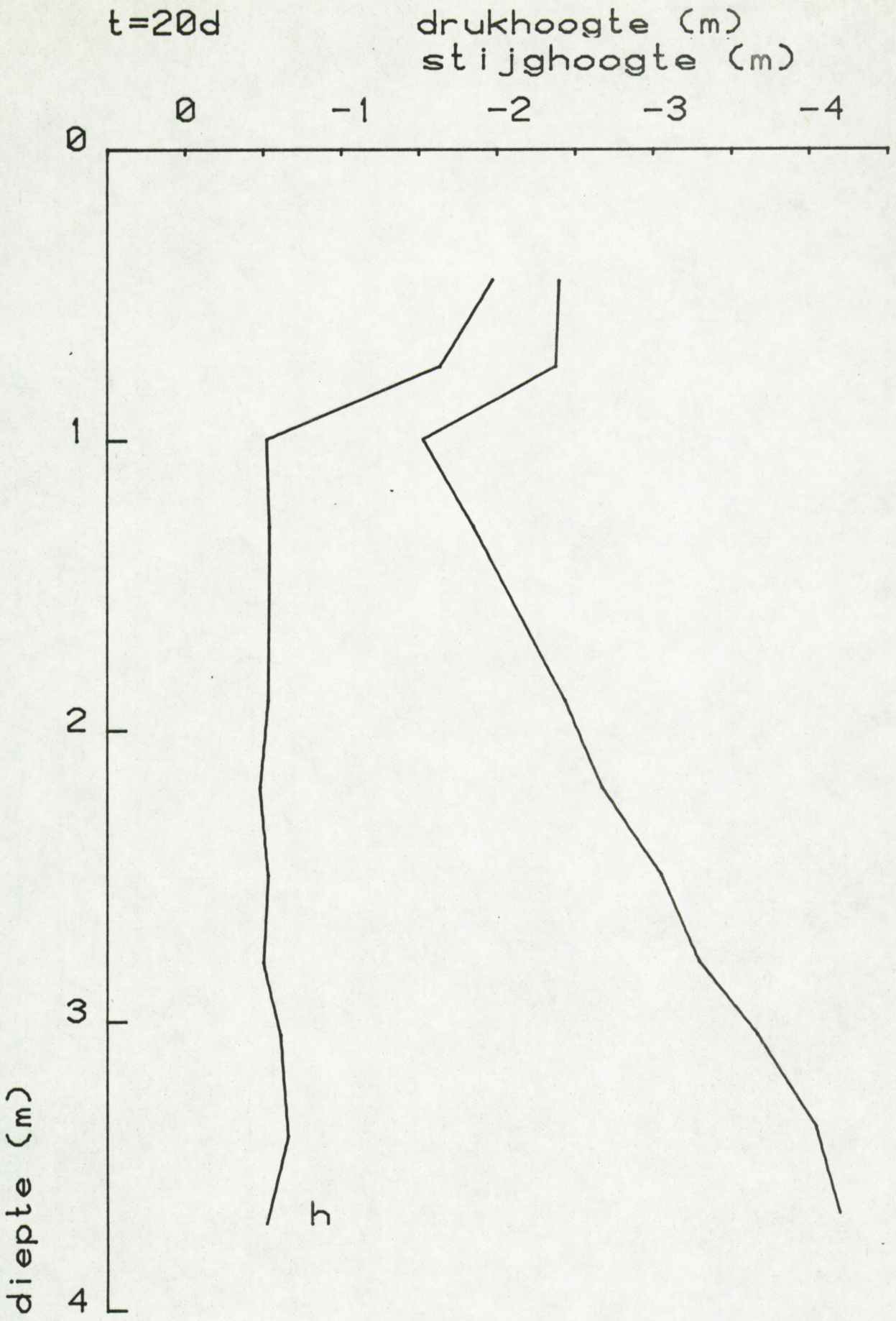


Fig. 7.29

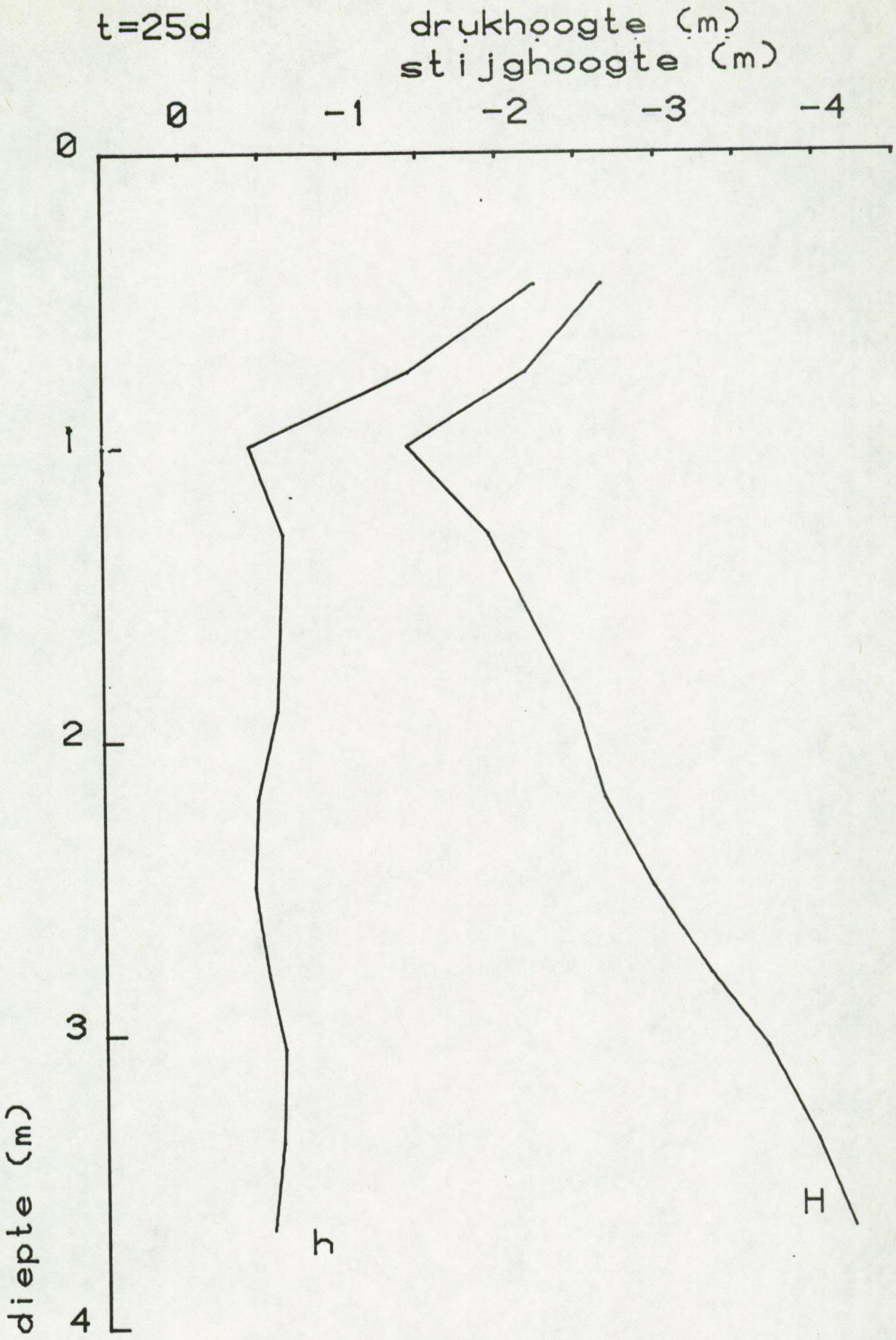


Fig. 7.30

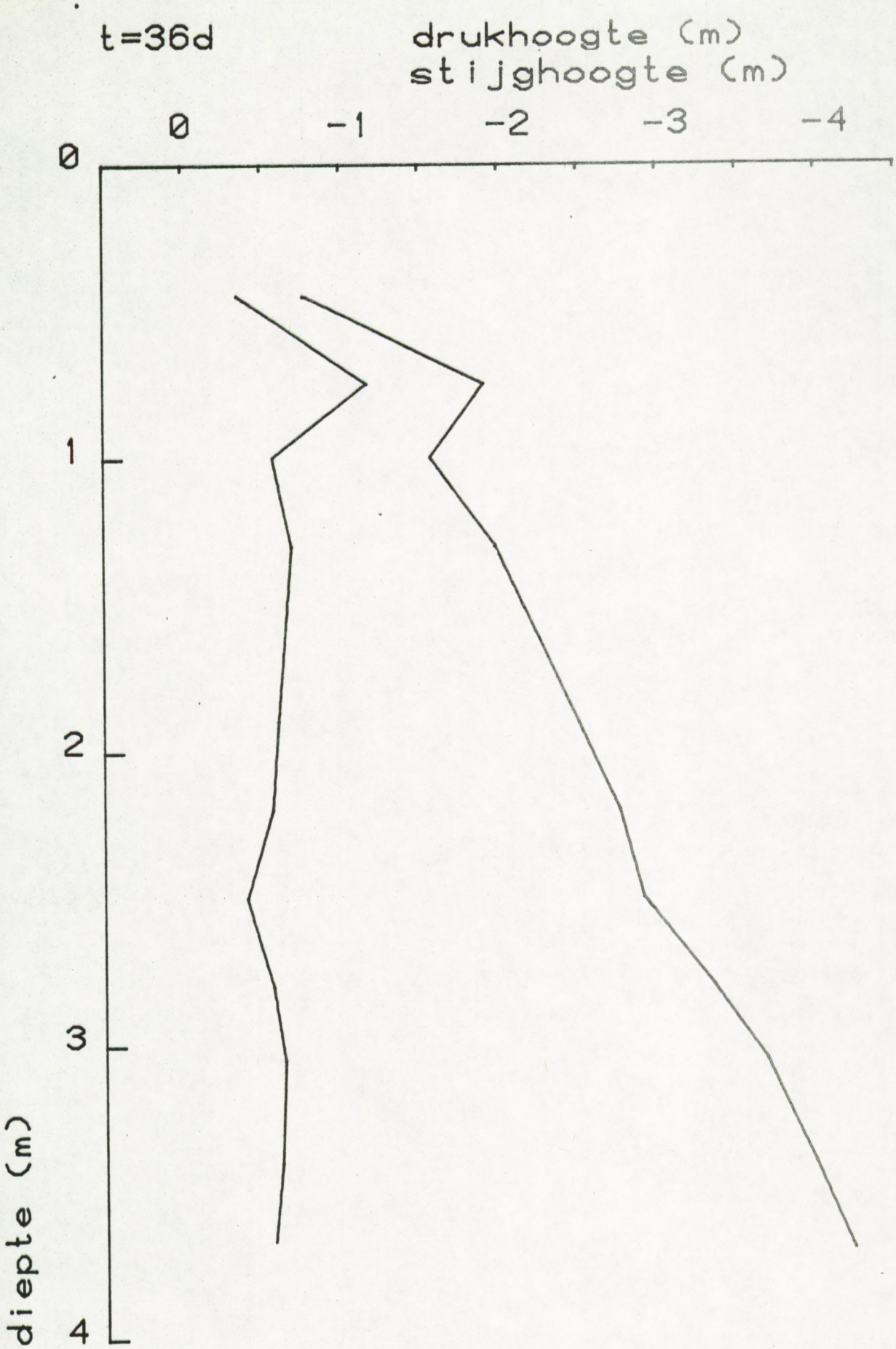


Fig. 7.31

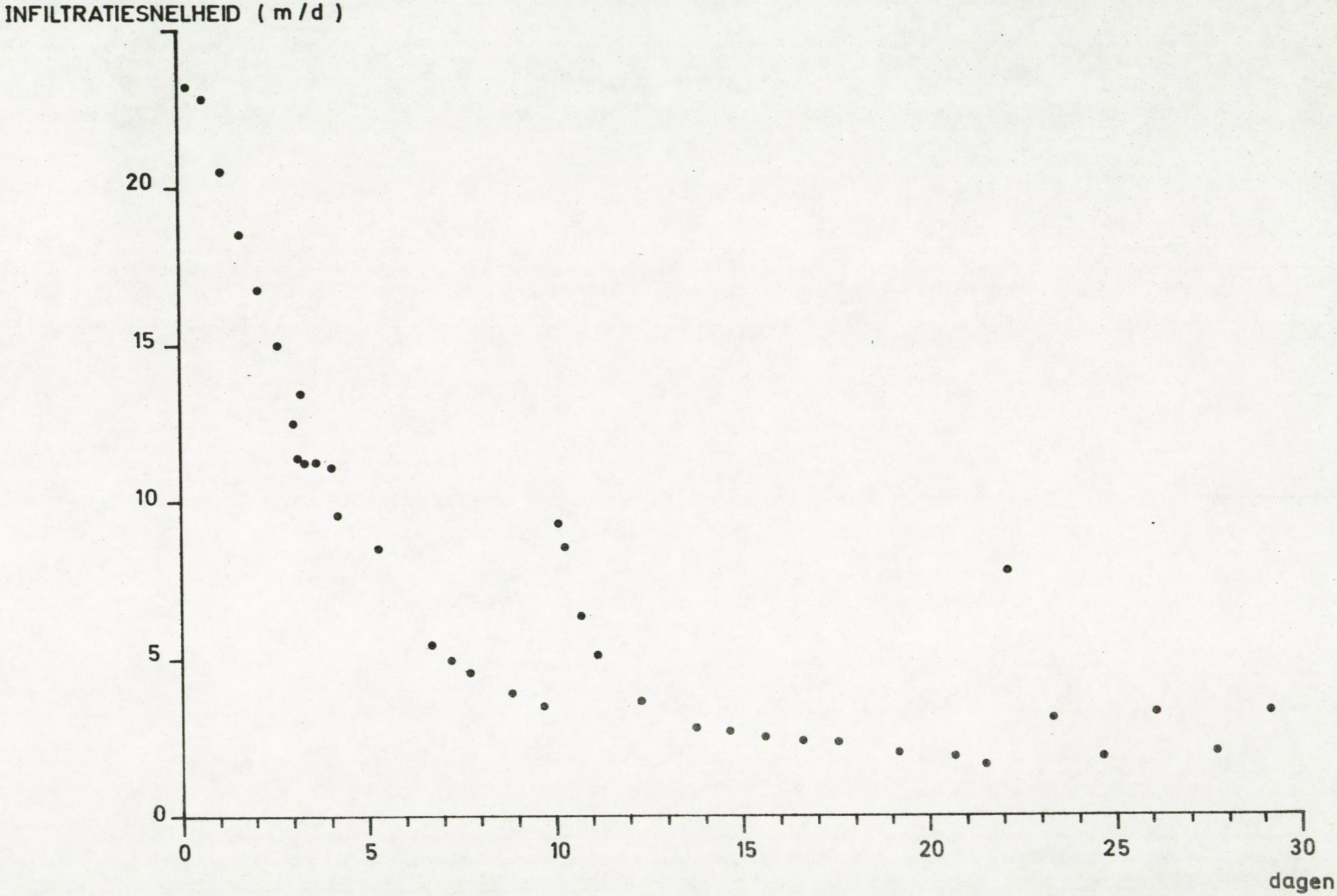


fig. 7.32 Verband infiltratiesnelheid - tijd

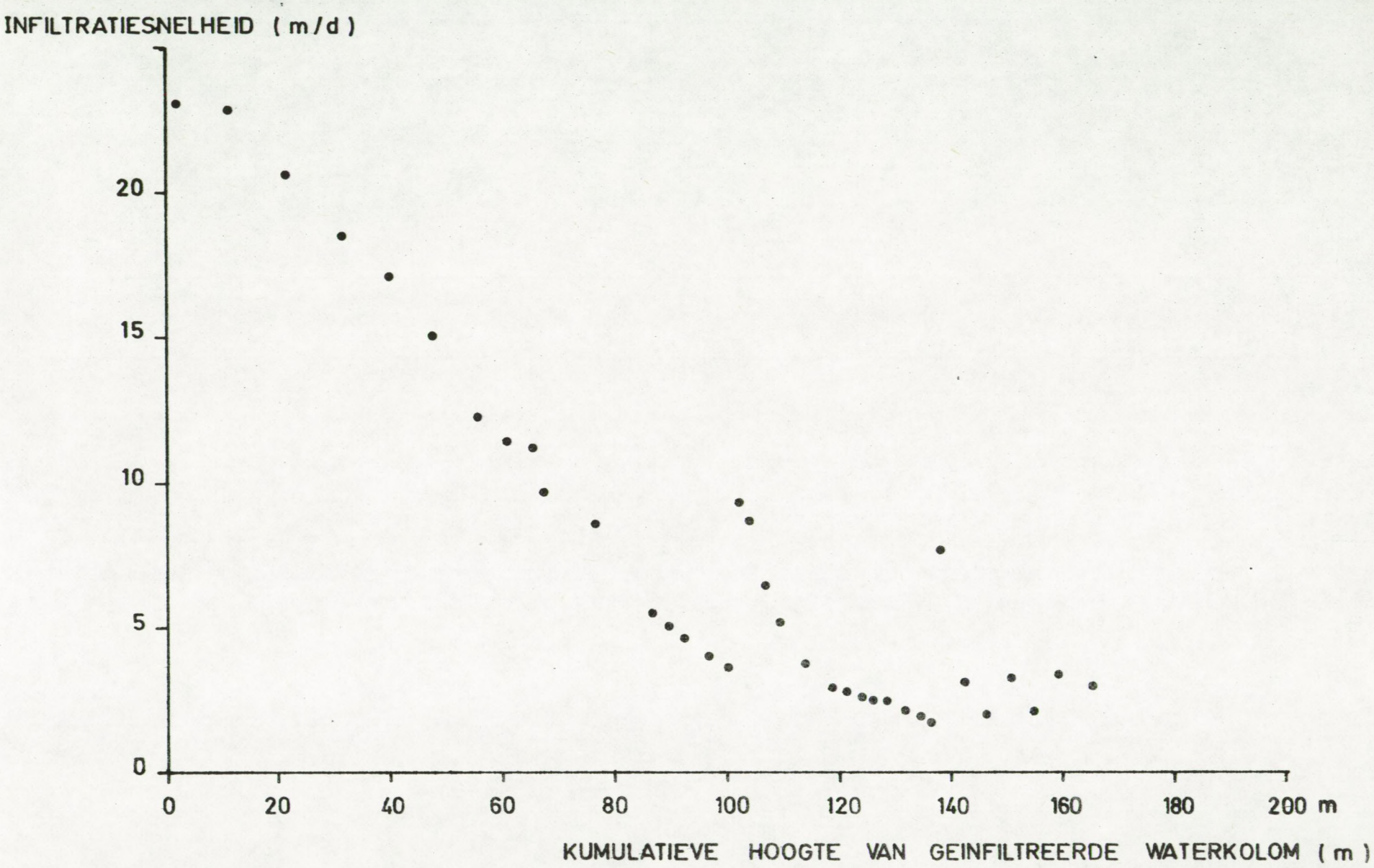


fig. 7.33 Verband infiltratiesnelheid-hoeveelheid geinfiltreerd water

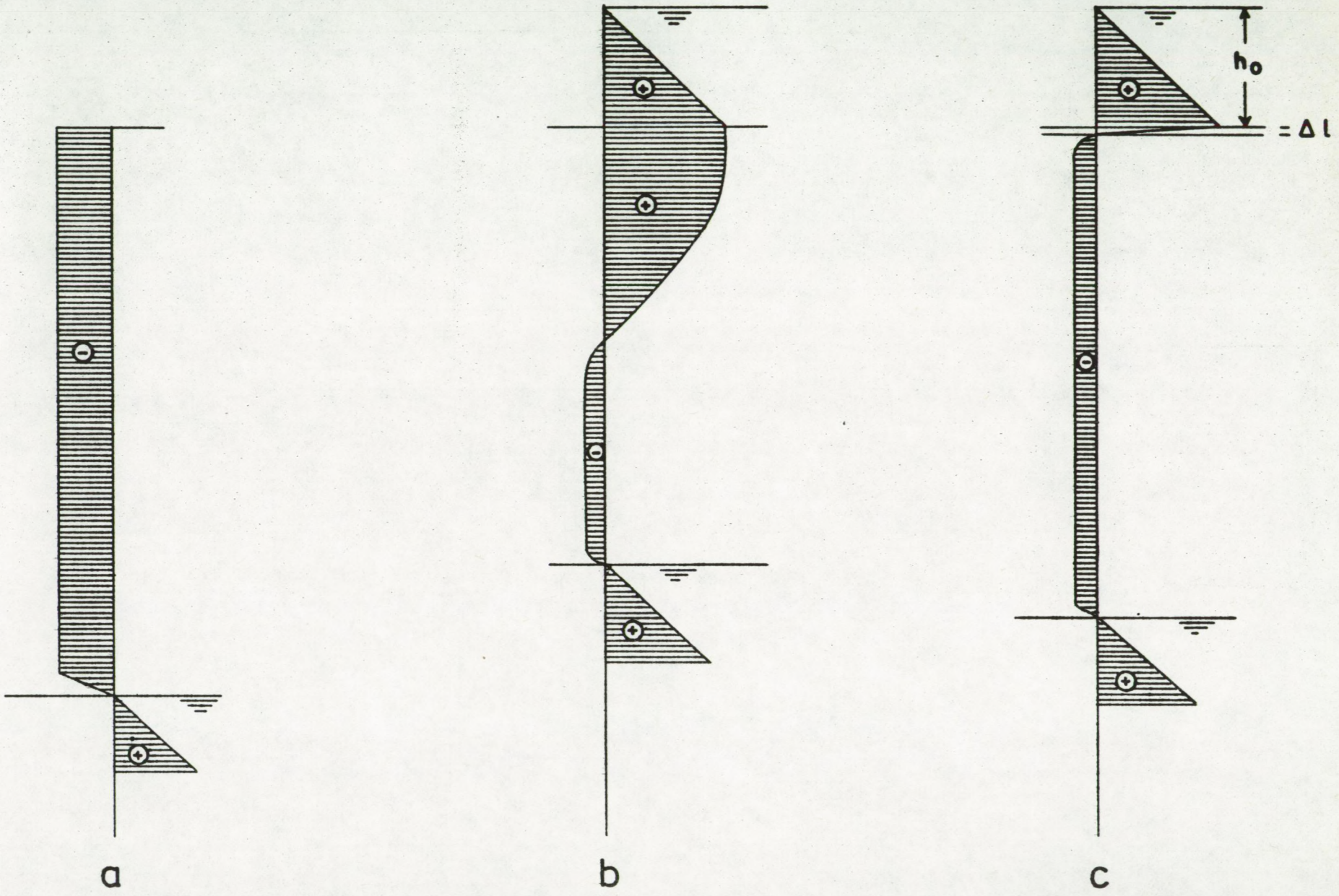
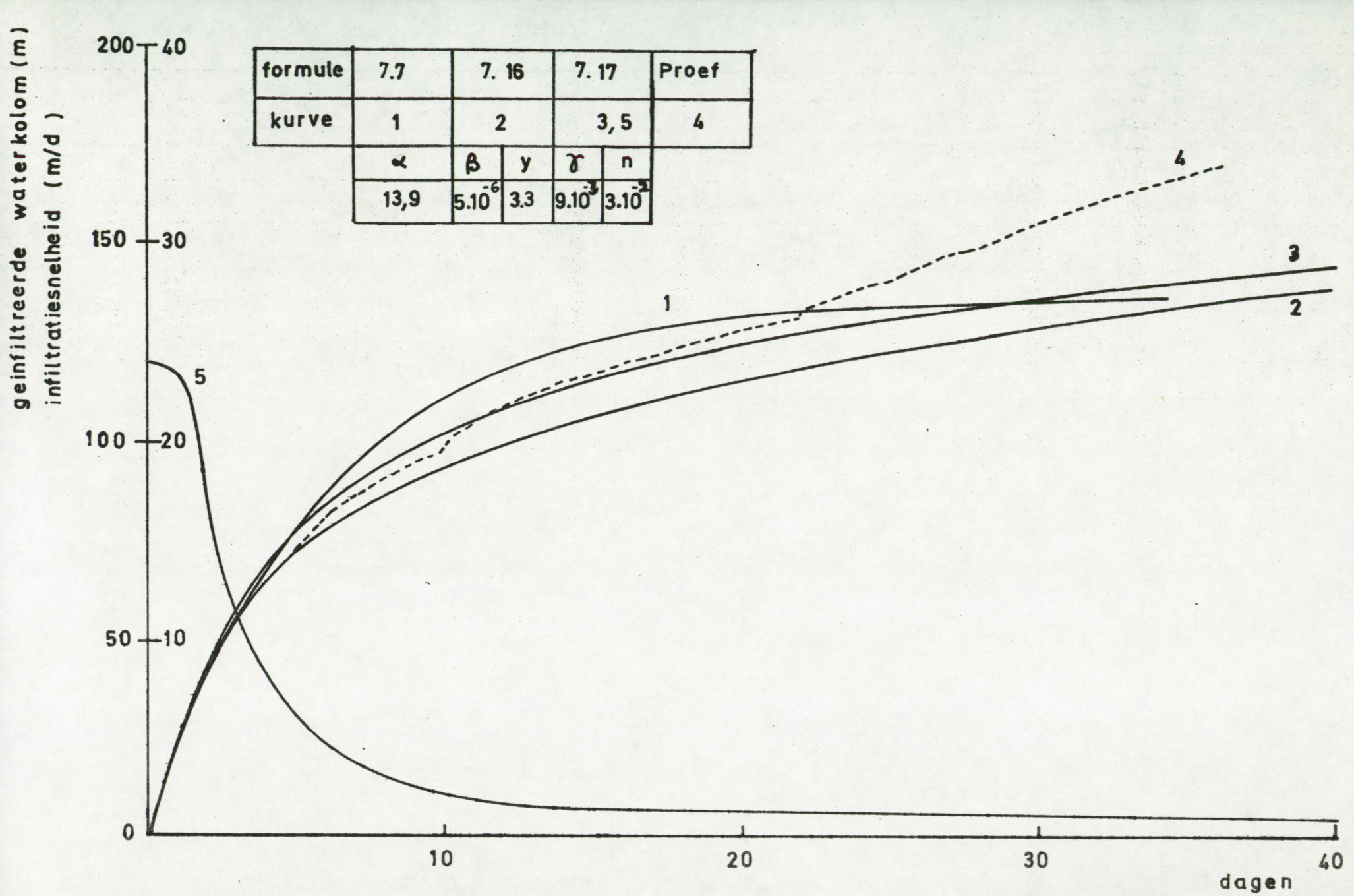


Fig. 7.34 - Schematische voorstelling van het drukhoogteverloop onder het infiltratiebekken : voor de kunstmatige infiltratie, onder natuurlijke grondwateraanvulling (a), tijdens de kunstmatige infiltratie zonder verstopping van de bekkenbodem en met verstopping van de bekkenbodem (c)



formule	7.7	7.16		7.17		Proef
kurve	1	2		3,5		4
	α	β	y	γ	n	
	13,9	5.10^{-6}	3.3	9.10^{-3}	3.10^{-2}	

Fig. 7.35 - Verloop van de kunstmatige infiltratie tijdens de eerste infiltratieproef vergeleken met het volgens de formules 7.7, 7.16 en 7.17 berekende verloop

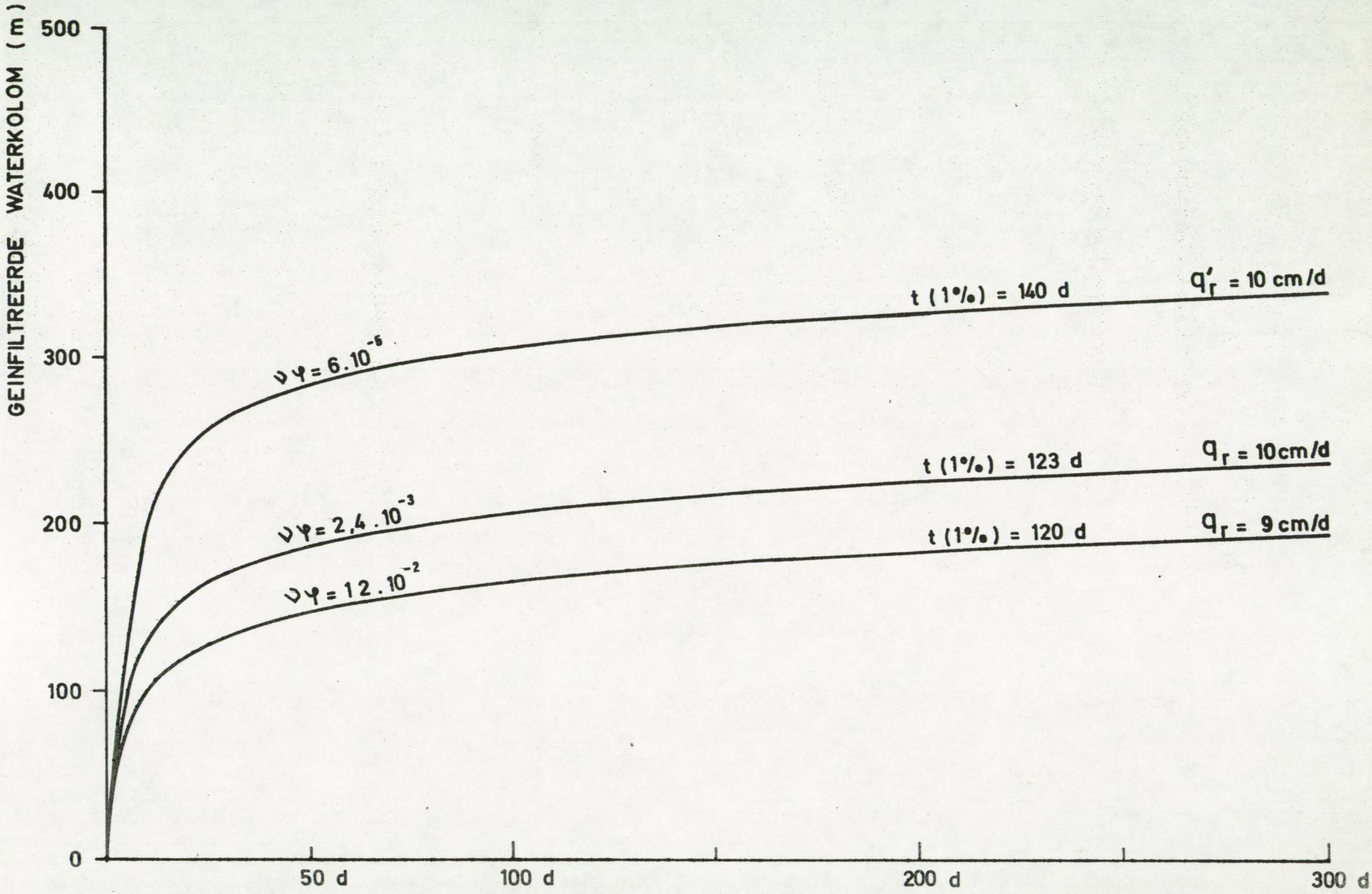


Fig. 7.36 - Verloop van de kunstmatige infiltratie, berekend volgens de formule 7.17 bij variërend gehalte aan zwevende deeltjes (γ = 0,009 en n = 0,032)

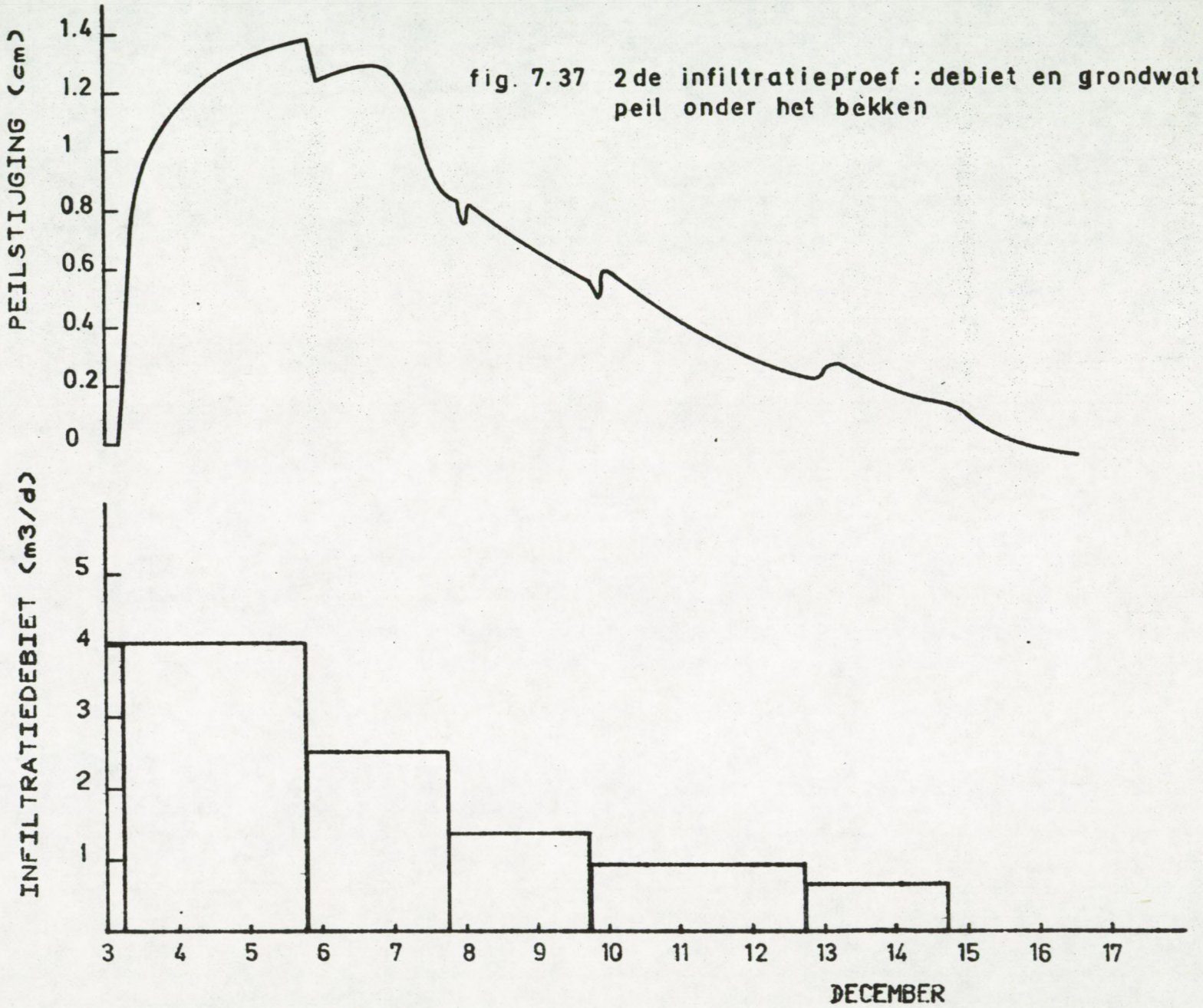


fig. 7.37 2de infiltratieproef : debiet en grondwaterpeil onder het bekken

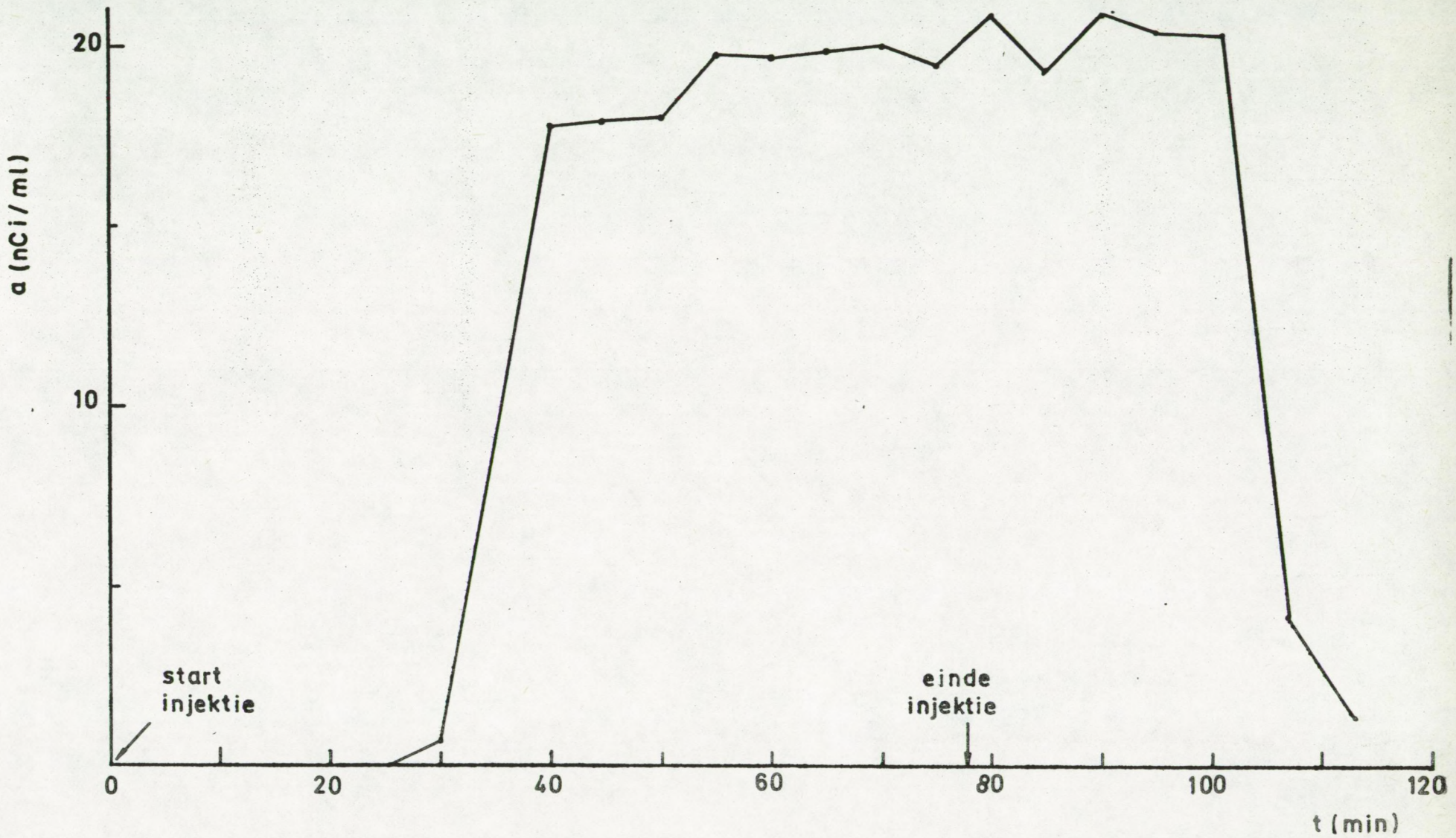
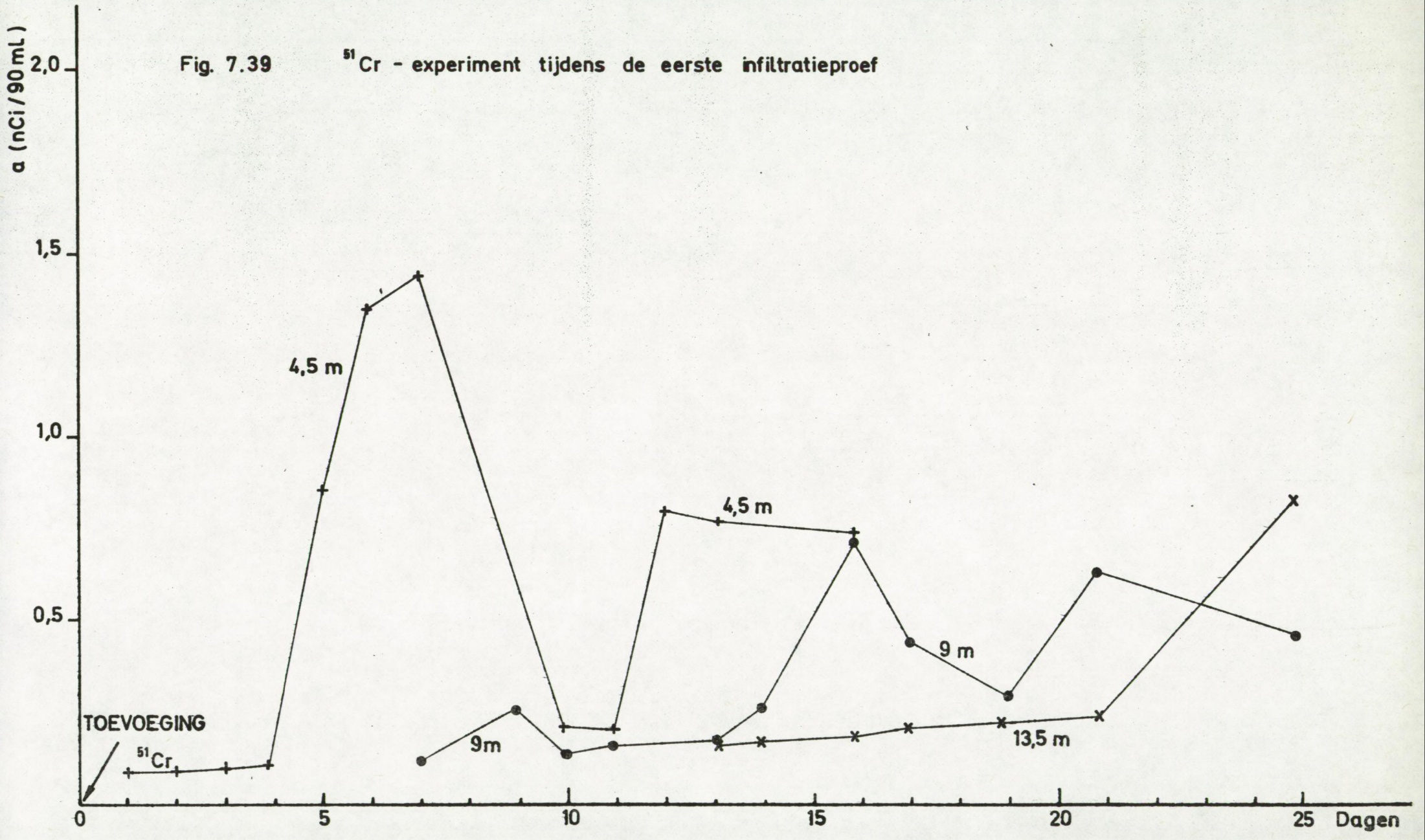
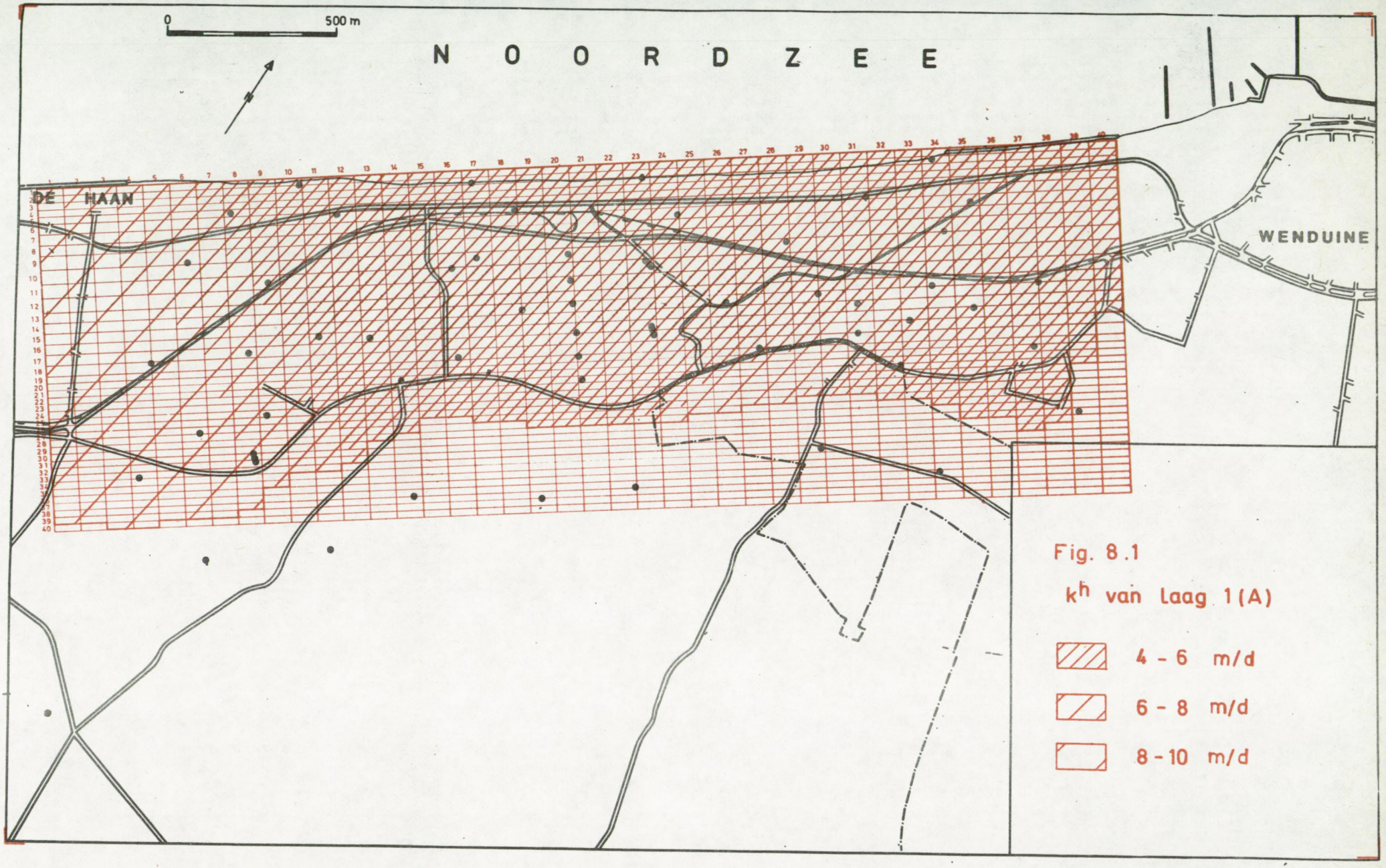
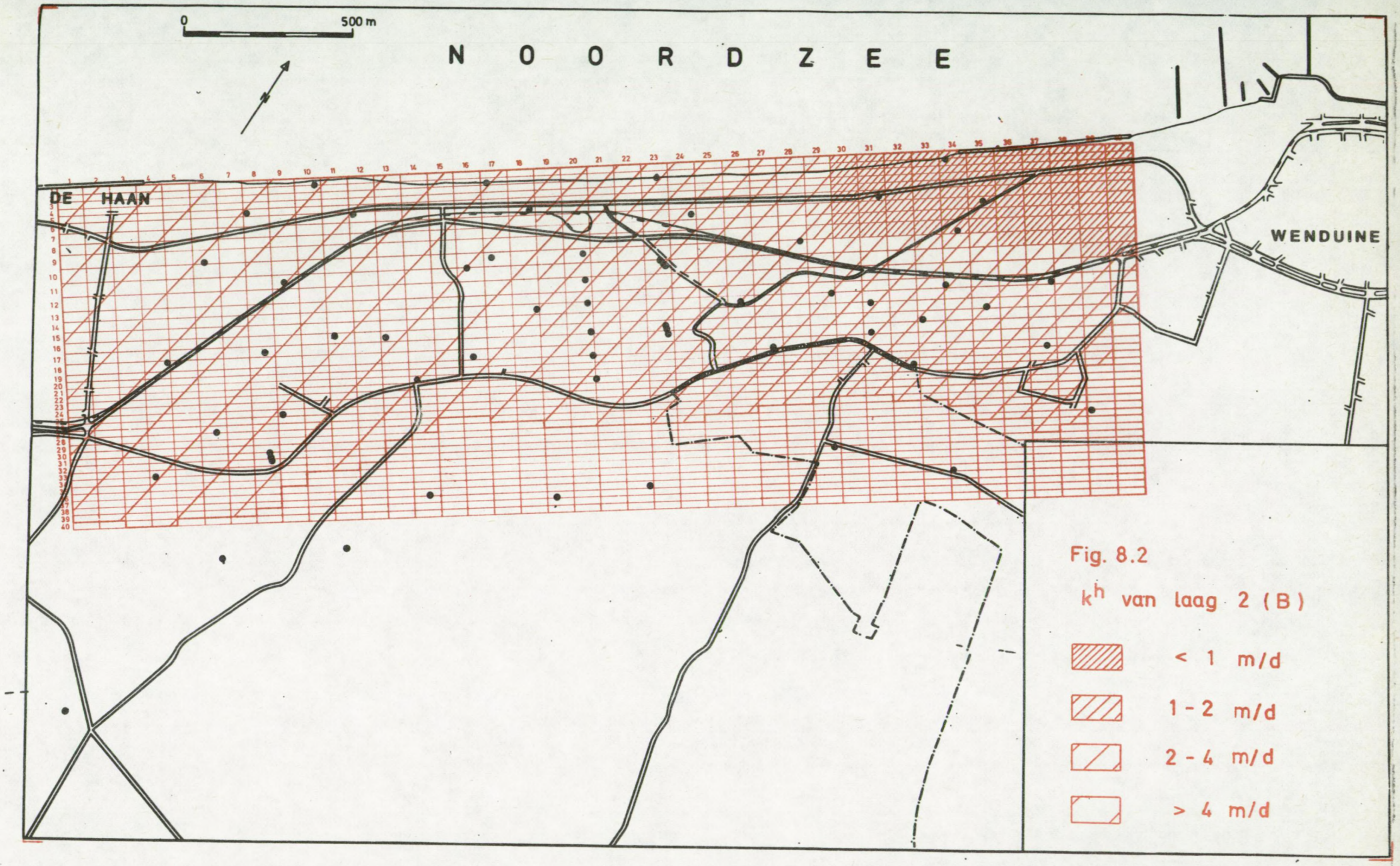


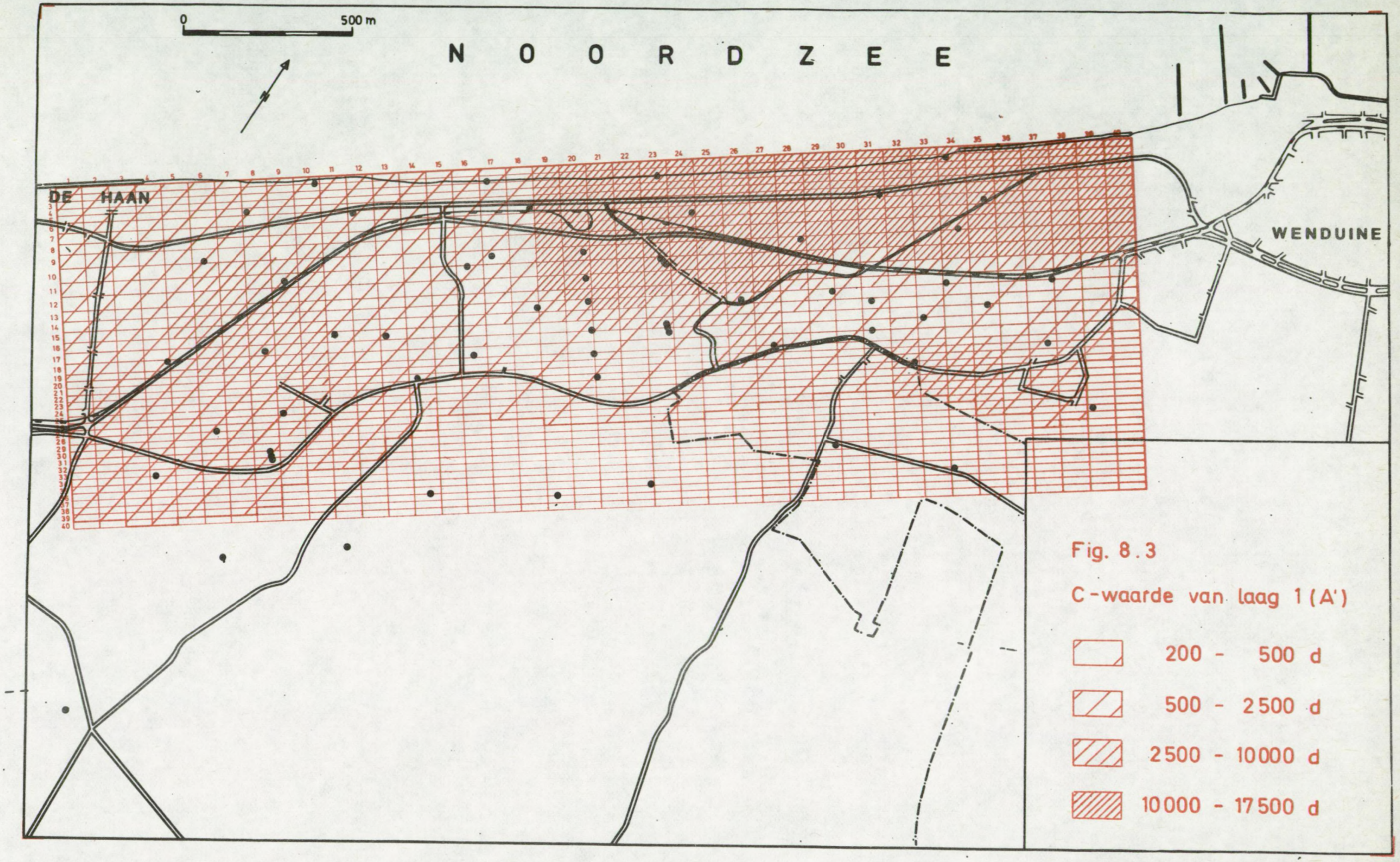
Fig. 7.38 Perkolatieproef met ^{51}Cr

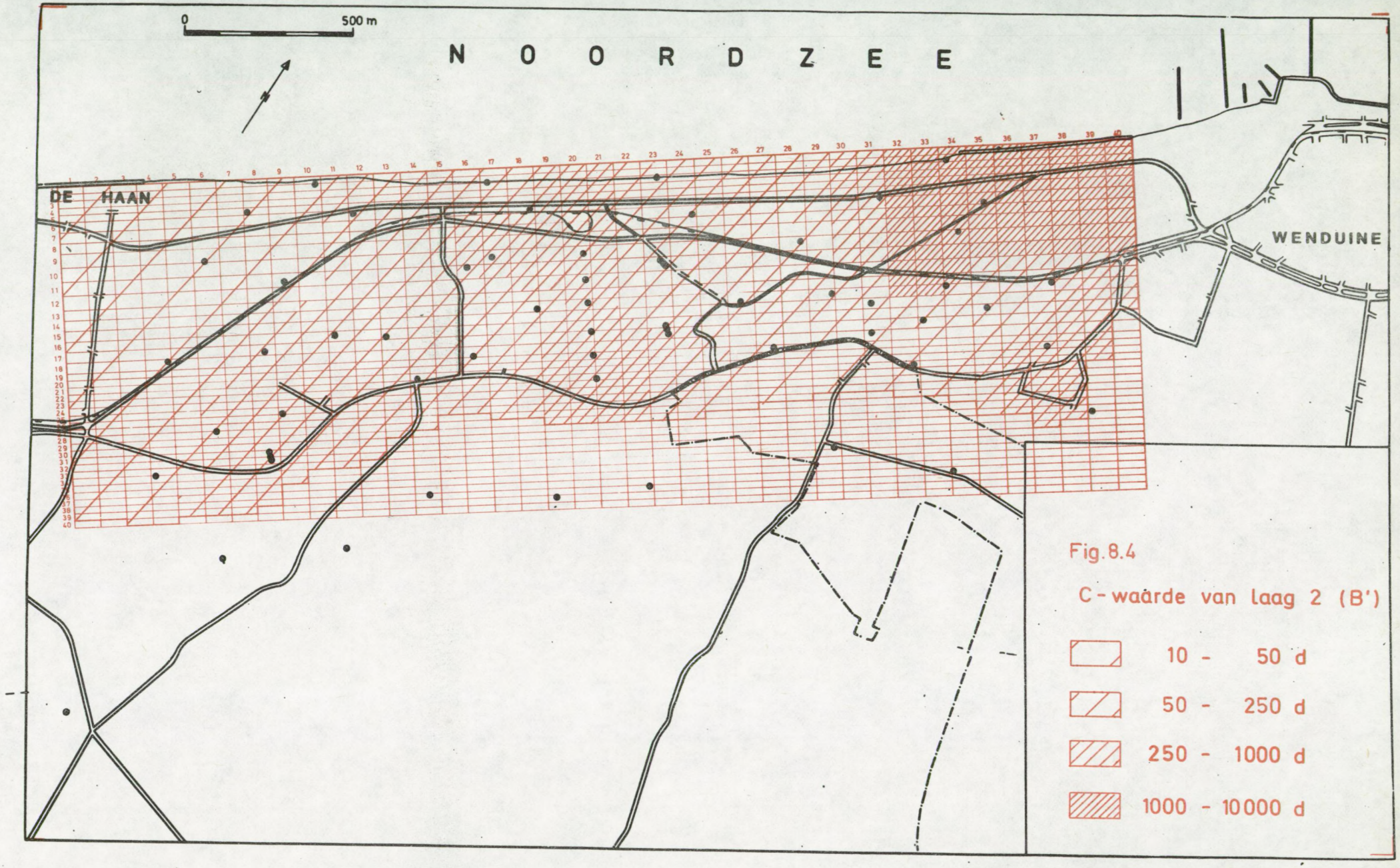
Fig. 7.39 ^{51}Cr - experiment tijdens de eerste infiltratieproef




0
500 m
N O O R D Z E E
DE HAAN
WENDUINE
Fig. 8.1
k^h van laag 1 (A)
4 - 6 m/d
6 - 8 m/d
8 - 10 m/d


0
500 m
N O O R D Z E E
DE HAAN
WENDUINE
Fig. 8.2
k^h van laag 2 (B)
< 1 m/d
1 - 2 m/d
2 - 4 m/d
> 4 m/d


0
500 m
N O O R D Z E E
DE HAAN
WENDUINE
Fig. 8.3
C-waarde van laag 1 (A')
200 - 500 d
500 - 2500 d
2500 - 10000 d
10000 - 17500 d


0
500 m
N O O R D Z E E
DE HAAN
WENDUINE
Fig. 8.4
C - waarde van laag 2 (B')
10 - 50 d
50 - 250 d
250 - 1000 d
1000 - 10000 d

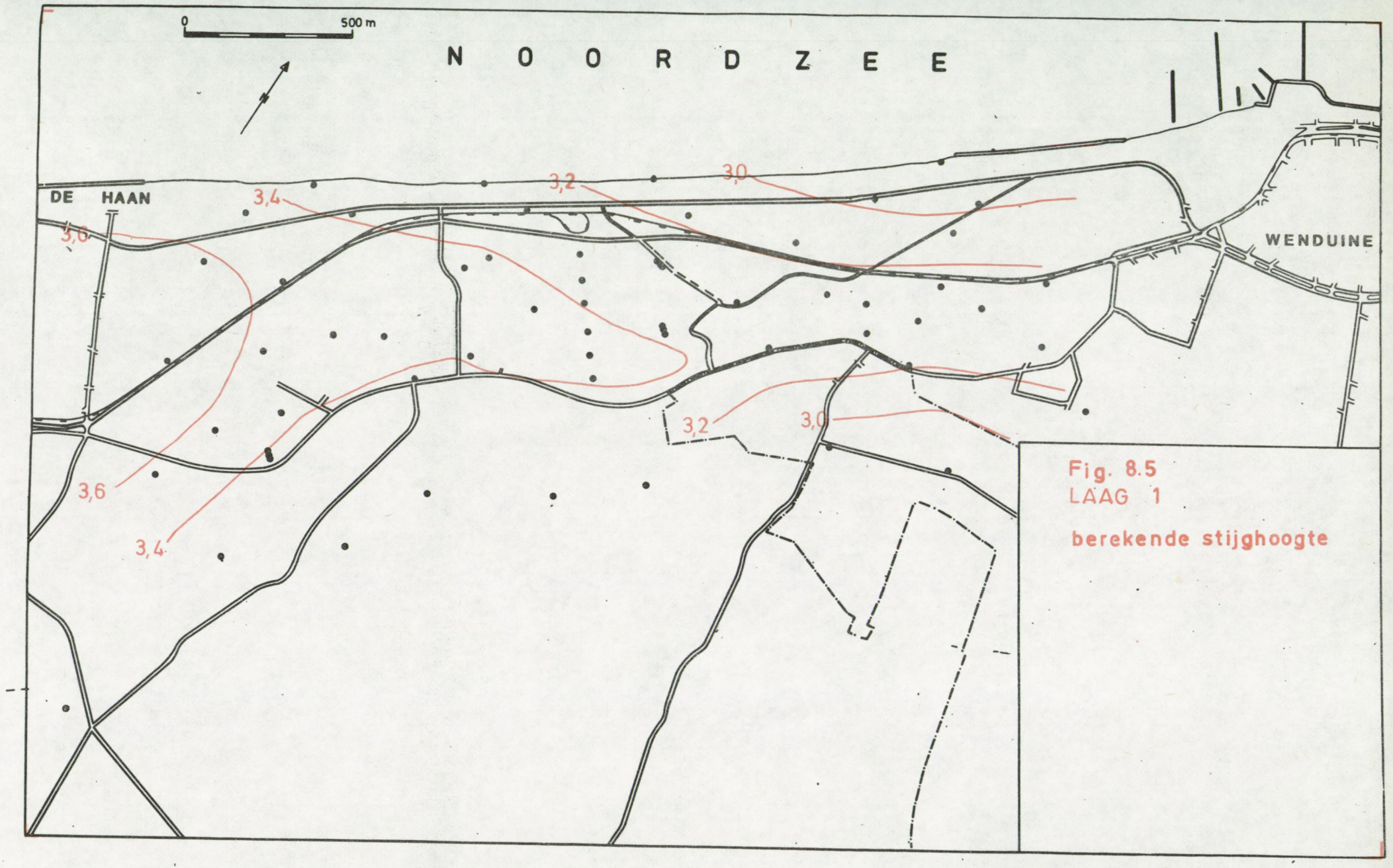


Fig. 8.5
LAAG 1

berekende stijghoogte

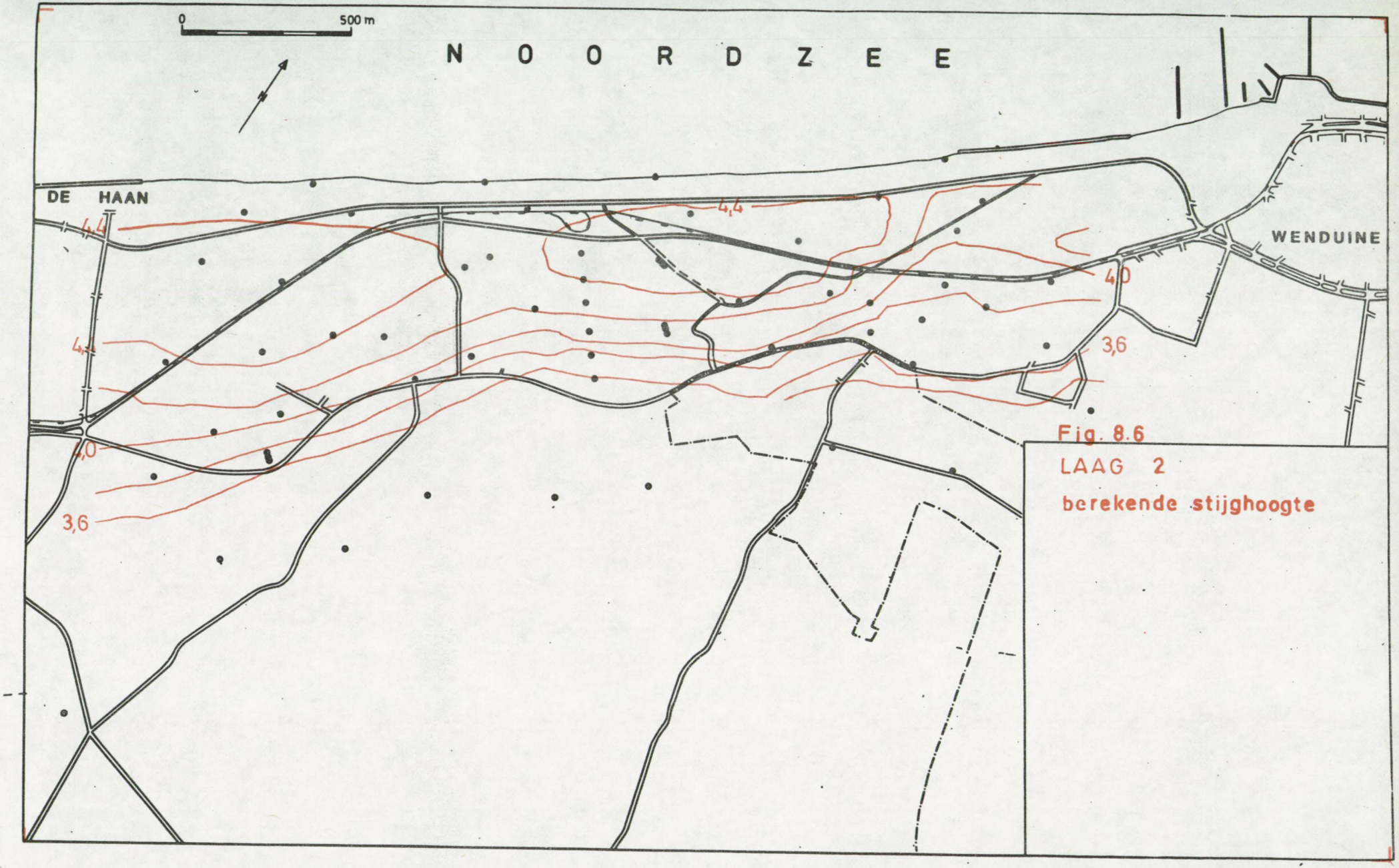


Fig. 8.6

LAAG 2

berekende stijghoogte

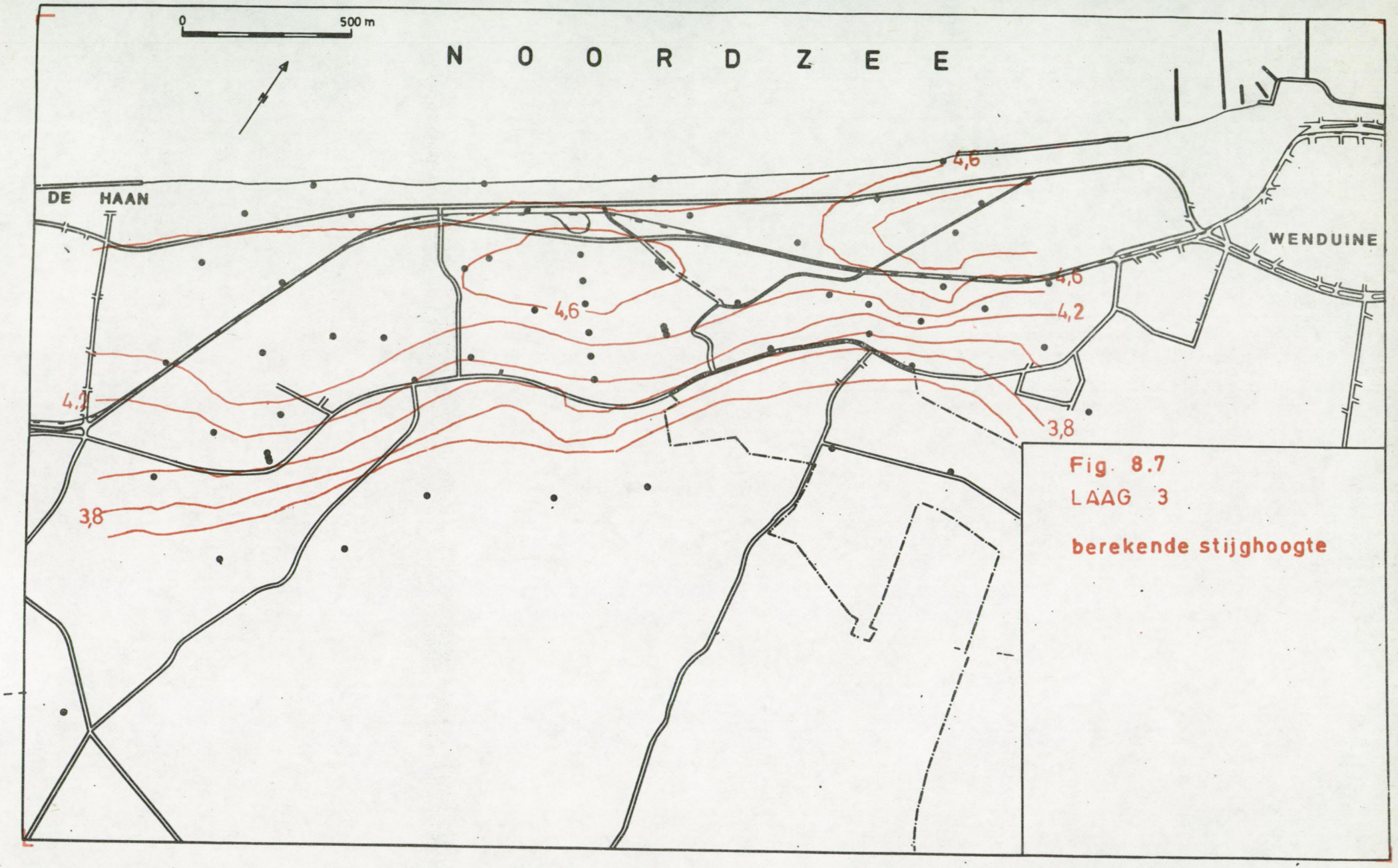


Fig. 8.7
LAAG 3

berekende stijghoogte

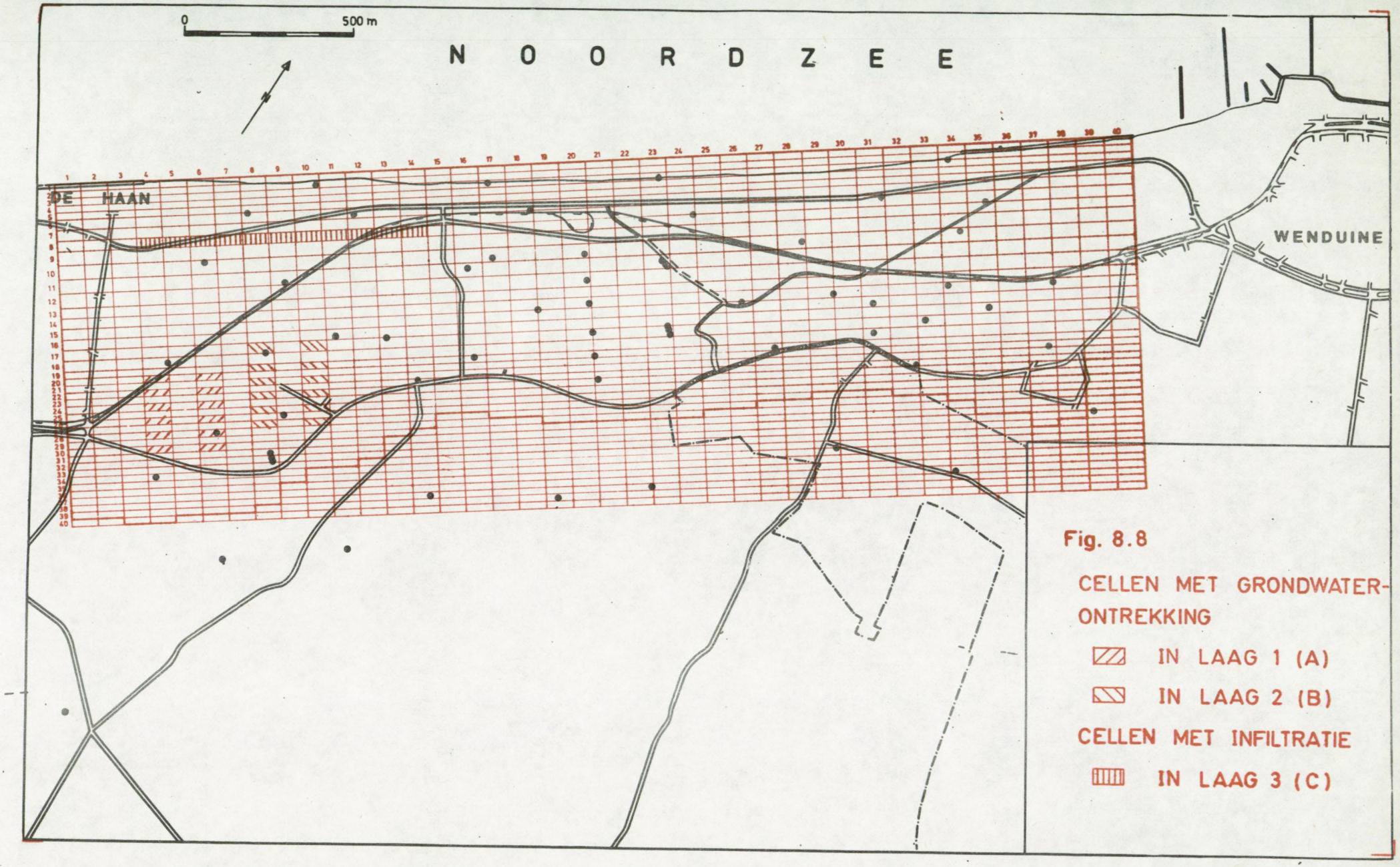

0
500 m
N O O R D Z E E
DE HAAN
WENDUINE
CELLEN MET GRONDWATER-ONTREKKING
IN LAAG 1 (A)
IN LAAG 2 (B)
CELLEN MET INFILTRATIE
IN LAAG 3 (C)

Fig. 8.8

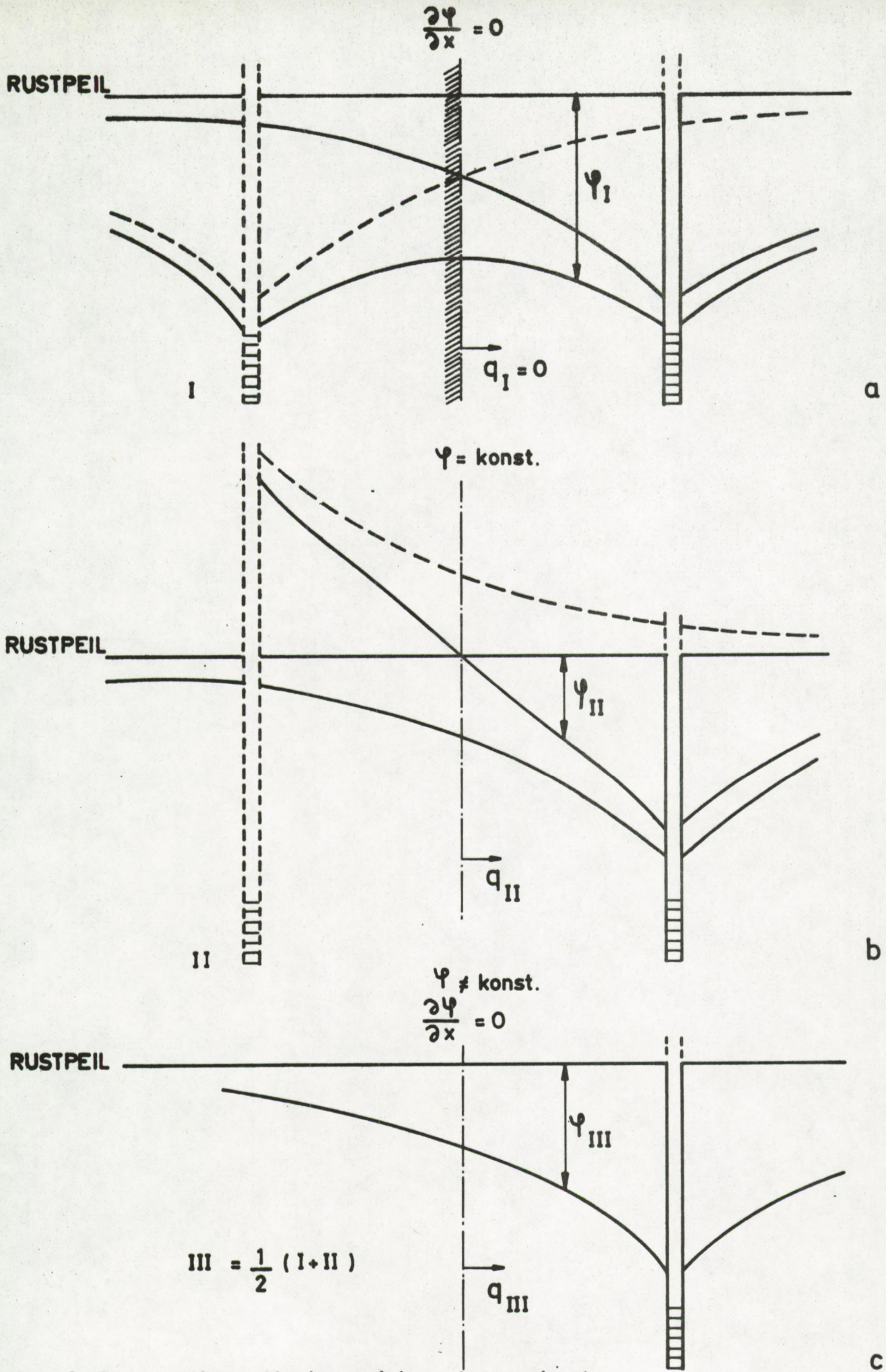
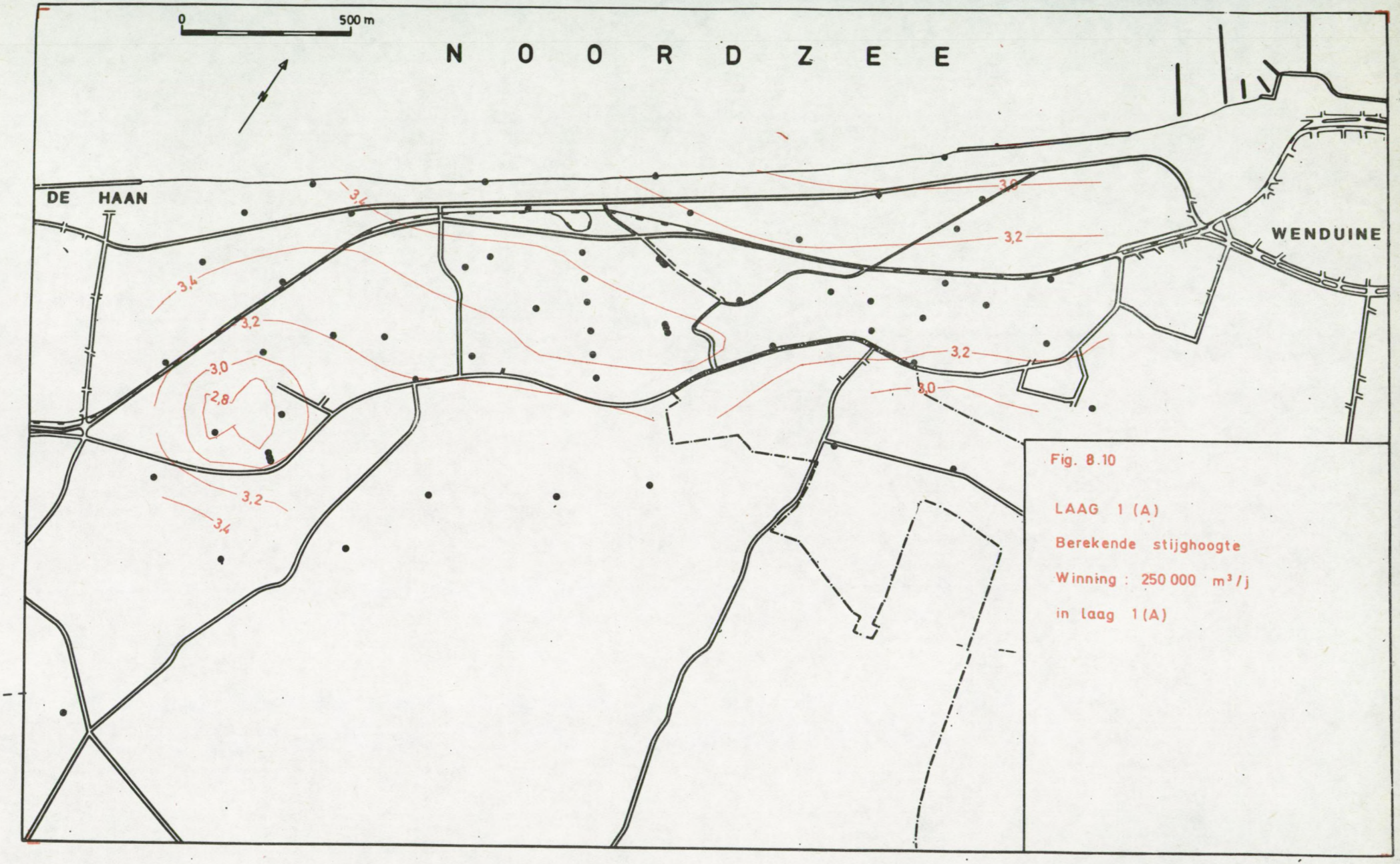
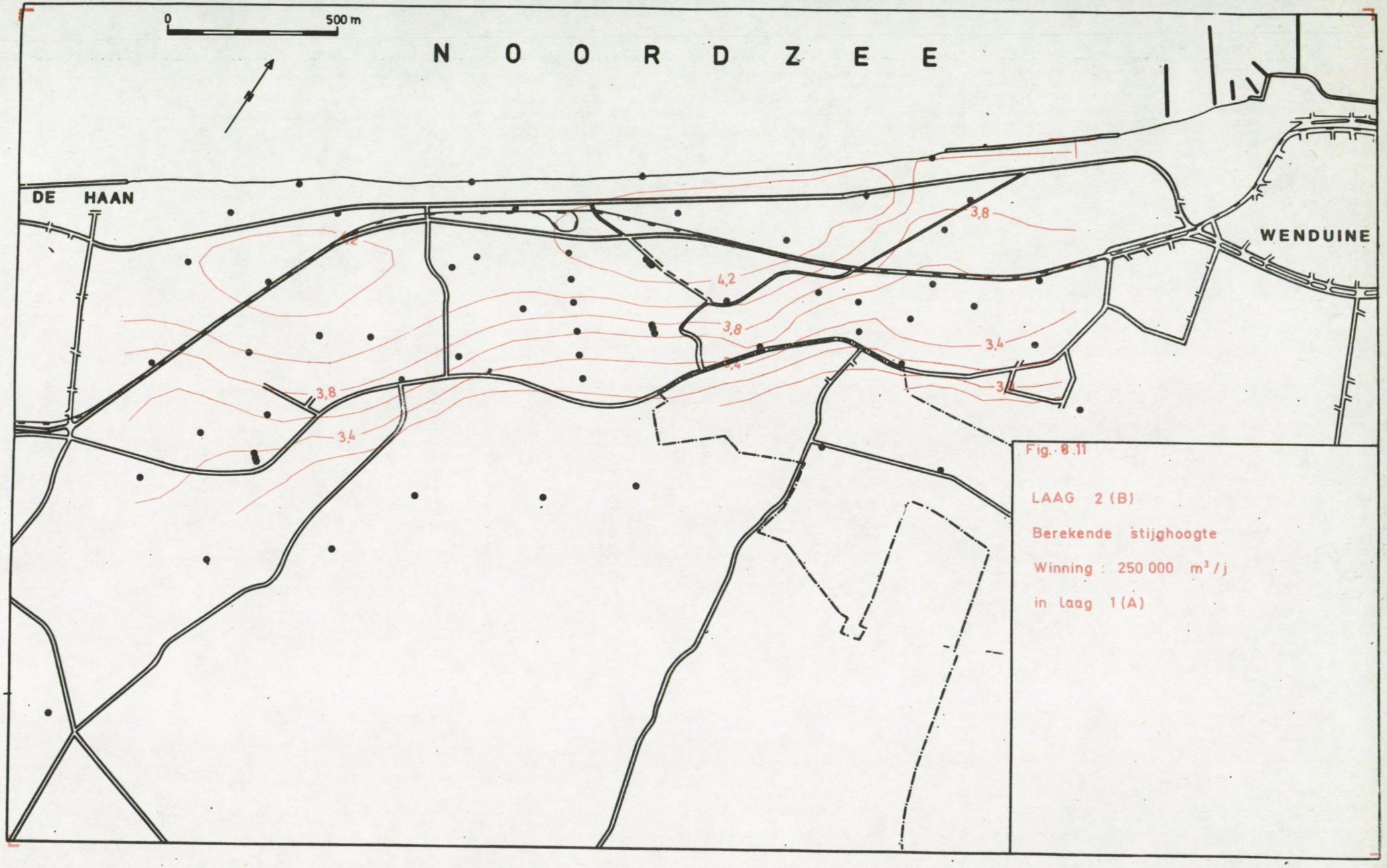
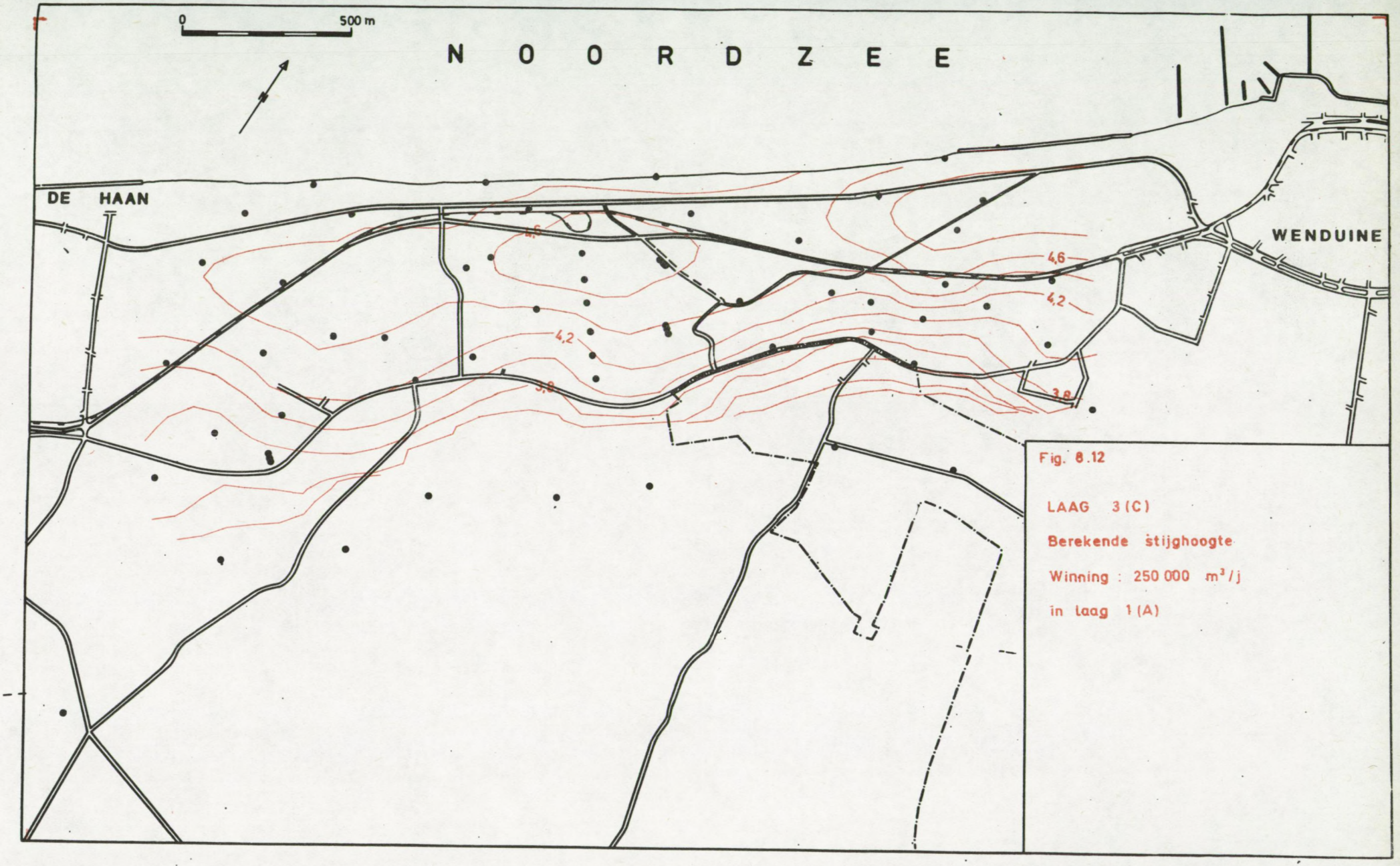


Fig. 8.9 mathematisch model met grondwater-onttrekking


0
500 m
N O O R D Z E E
DE HAAN
WENDUINE
3,4
3,2
3,0
2,8
3,2
3,4
3,2
3,0
3,2
3,0
Fig. 8.10
LAAG 1 (A)
Berekende stijghoogte
Winning : 250 000 m³/j
in laag 1 (A)


0
500 m
N O O R D Z E E
DE HAAN
WENDUINE
4,2
3,8
3,4
3,8
4,2
3,8
3,4
3,4
3
Fig. 8.11
LAAG 2 (B)
Berekende stijghoogte
Winning : 250 000 m³/j
in laag 1 (A)


0
500 m
N O O R D Z E E
DE HAAN
WENDUINE
4,6
4,2
4,2
3,8
3,8
Fig. 8.12
LAAG 3 (C)
Berekende stijghoogte
Winning : 250 000 m³/j
in laag 1 (A)

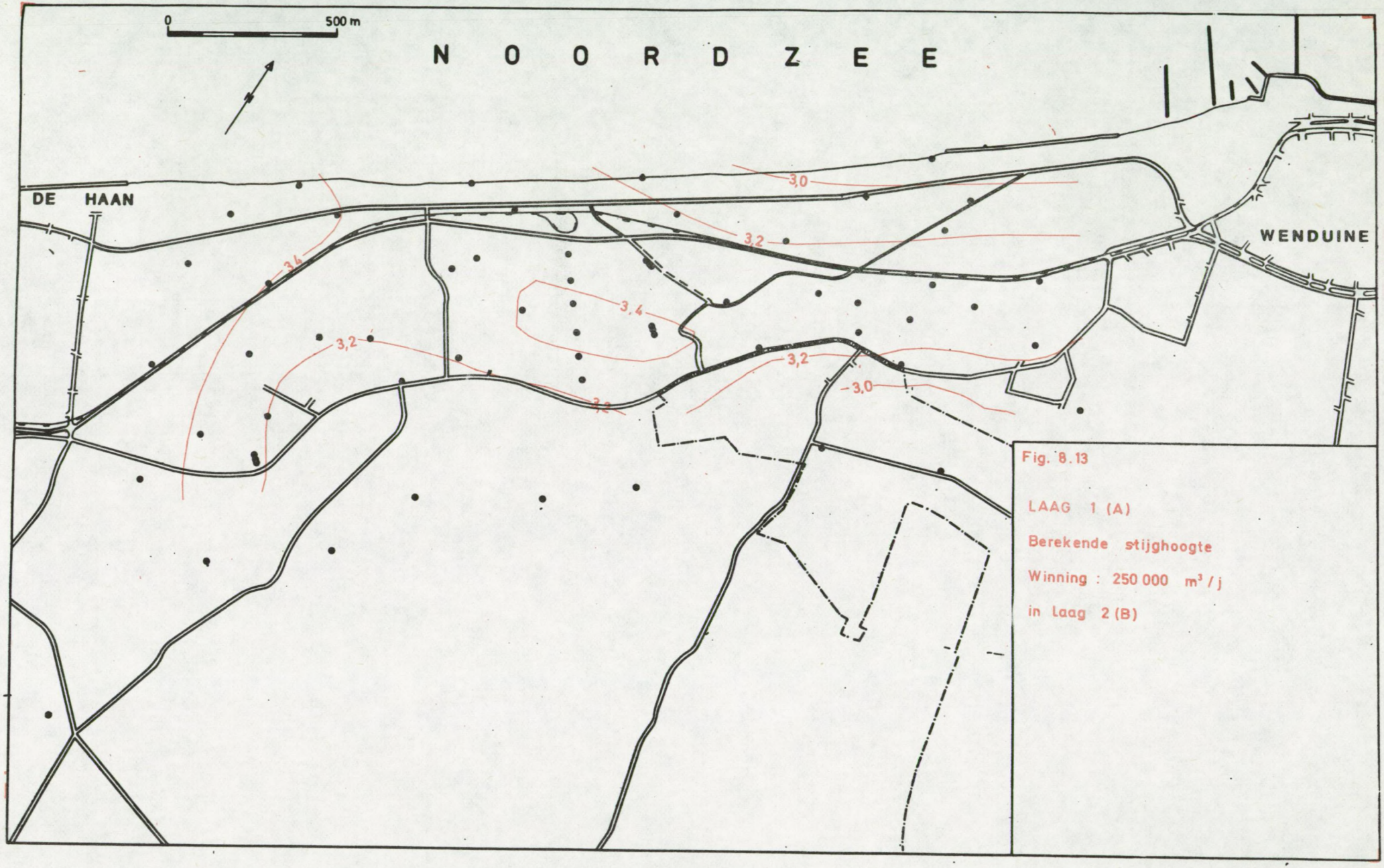


Fig. 8.13

LAAG 1 (A)

Berekende stijghoogte

Winning : 250 000 m^3 / j

in Laag 2 (B)

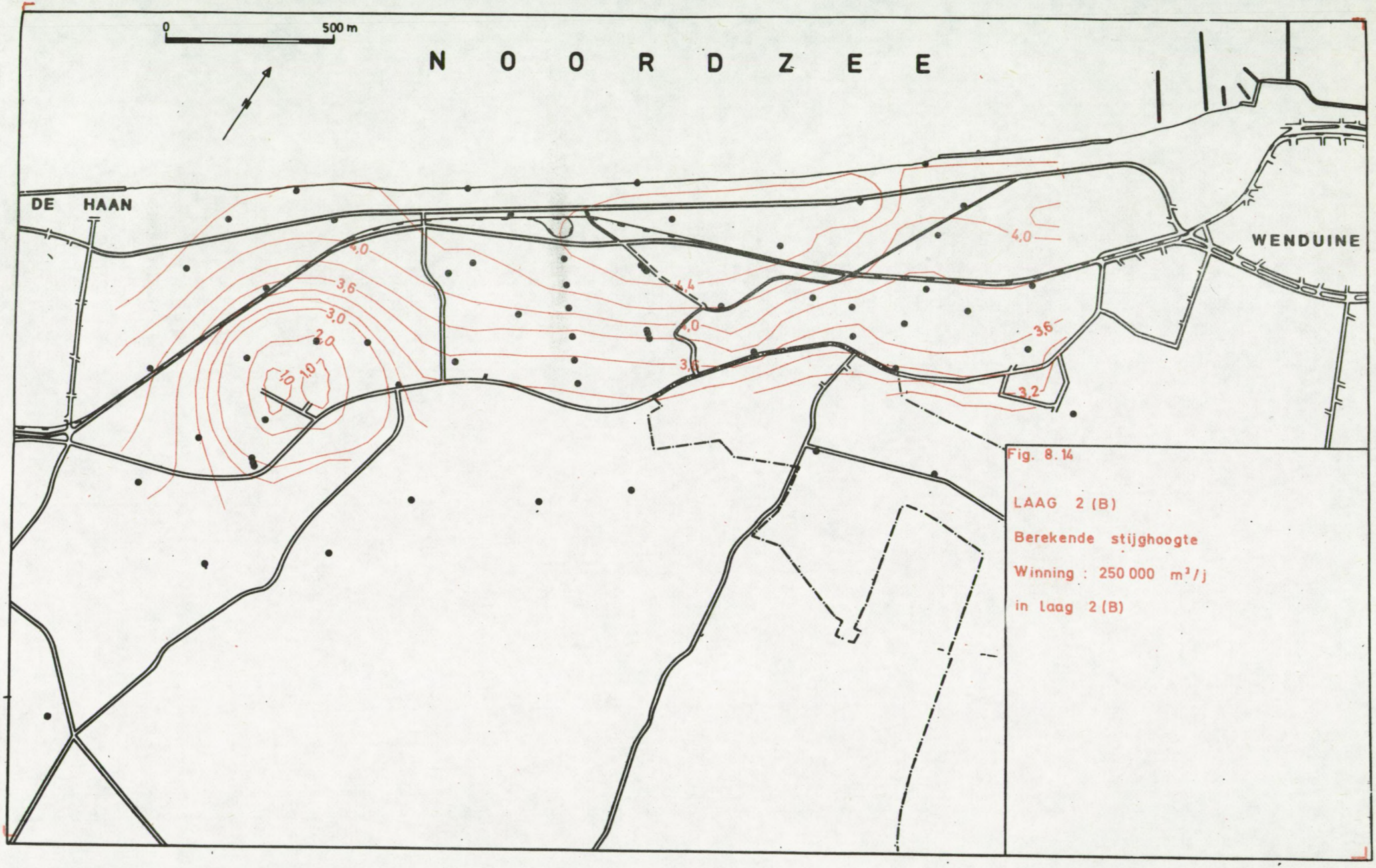


Fig. 8.14

LAAG 2 (B)

Berekende stijghoogte

Winning : 250 000 m³/j

in laag 2 (B)

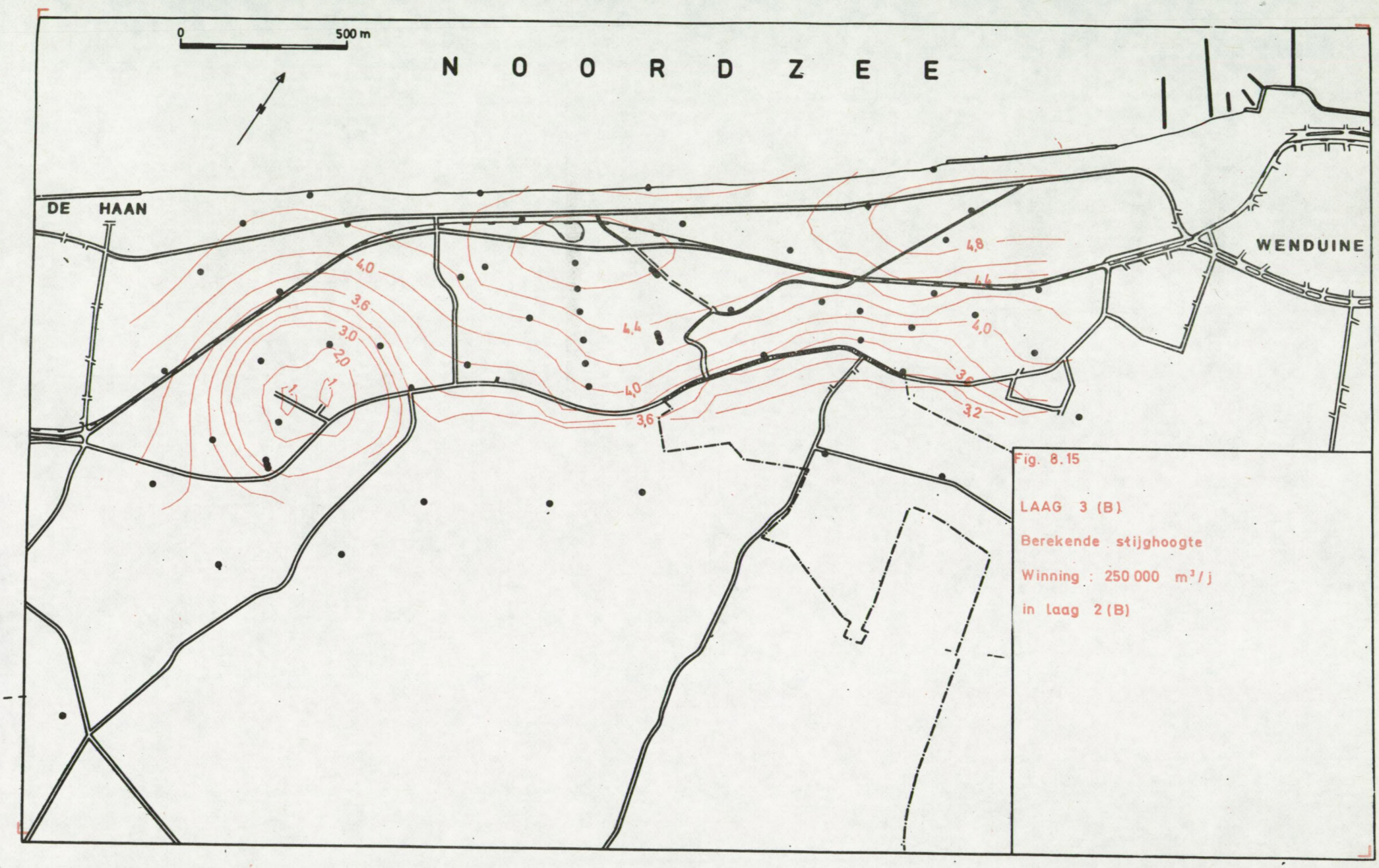


Fig. 8.15

LAAG 3 (B)

Berekende stijghoogte

Winning : 250 000 m^3/j

in laag 2 (B)

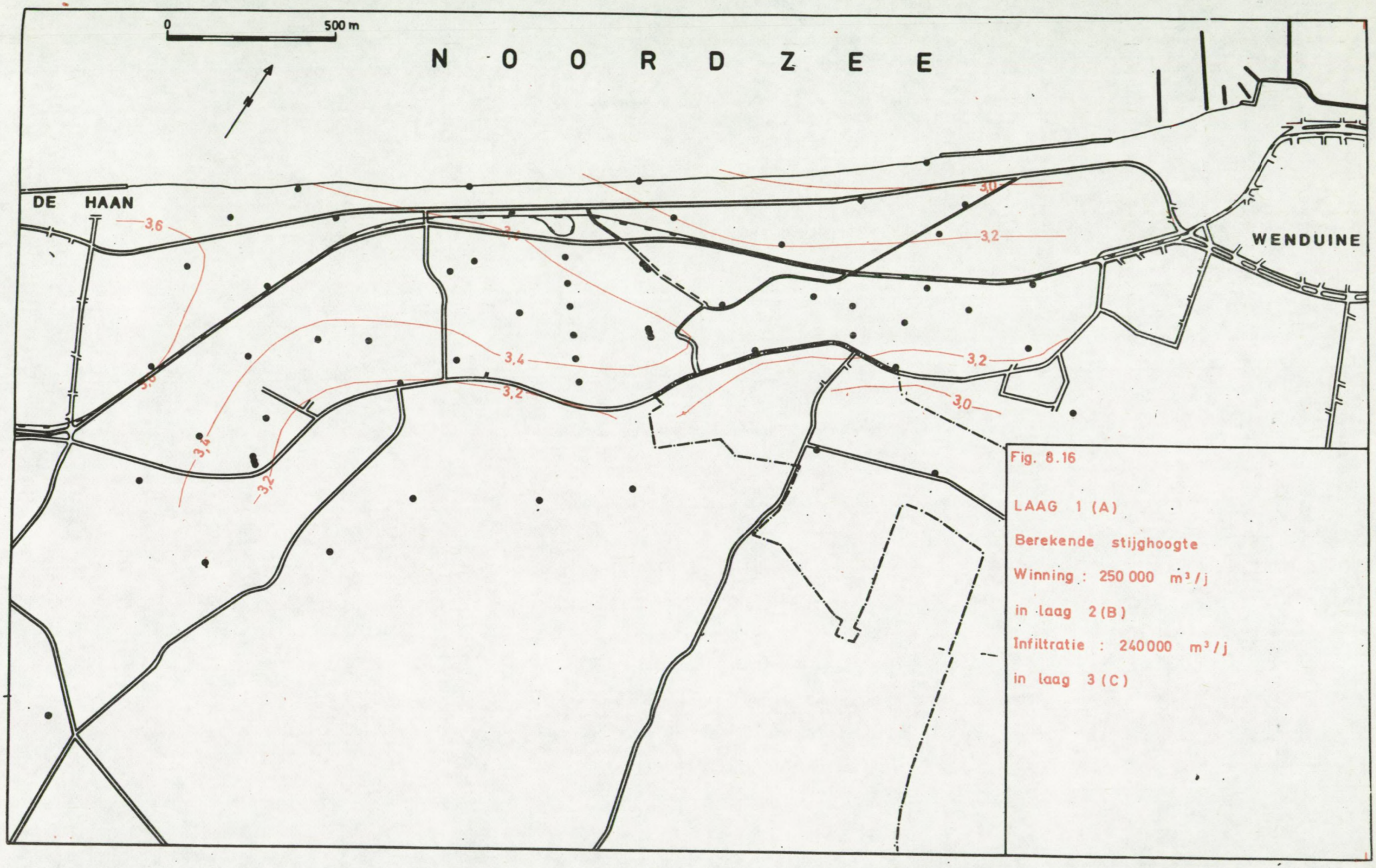


Fig. 8.16

LAAG 1 (A)

Berekende stijghoogte

Winning : 250 000 m^3/j

in laag 2 (B)

Infiltratie : 240000 m^3/j

in laag 3 (C)

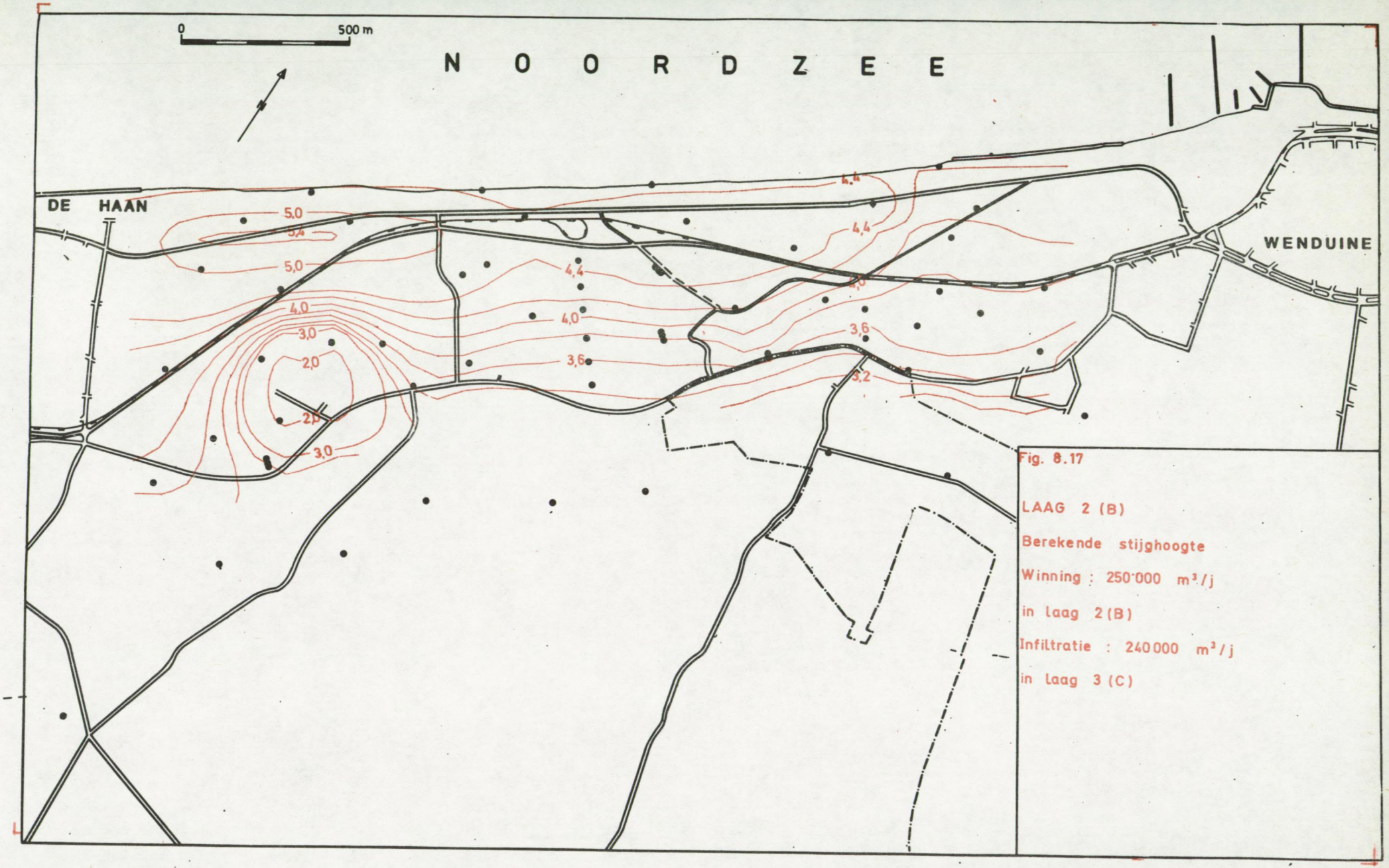


Fig. 8.17

LAAG 2 (B)

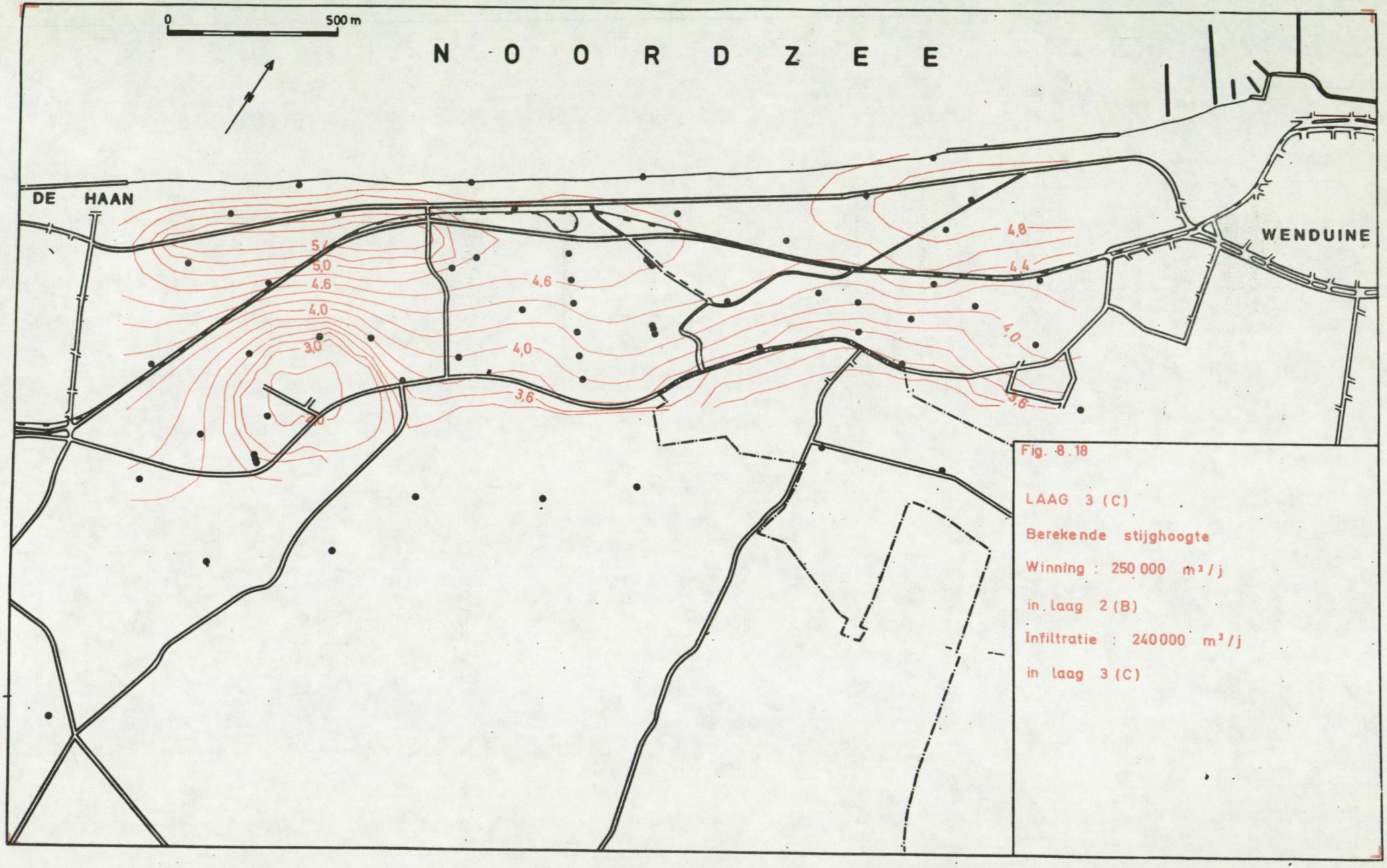
Berekende stijghoogte

Winning : 250·000 m^3/j

in laag 2 (B)

Infiltratie : 240000 m^3/j

in laag 3 (C)


0
500 m
N O O R D Z E E
DE HAAN
WENDUINE
5,4
5,0
4,6
4,0
3,0
4,6
4,0
3,6
4,8
4,4
4,0
3,6
Fig. 8.18
LAAG 3 (C)
Berekende stijghoogte
Winning : 250 000 m³/j
in laag 2 (B)
Infiltratie : 240000 m³/j
in laag 3 (C)

RIJKSUNIVERSITEIT GENT

GEOLOGISCH INSTITUUT

LEERSTOEL VOOR TOEGEPASTE GEOLOGIE

(PROF. DR. W. DE BREUCK)

HYDROGEOLOGIE VAN HET DUINGEBIED

TEN OOSTEN VAN DE HAAN

DOOR JAN DEVOS (1984)

DOKUMENTATIEKAART

LEGENDE

boringen

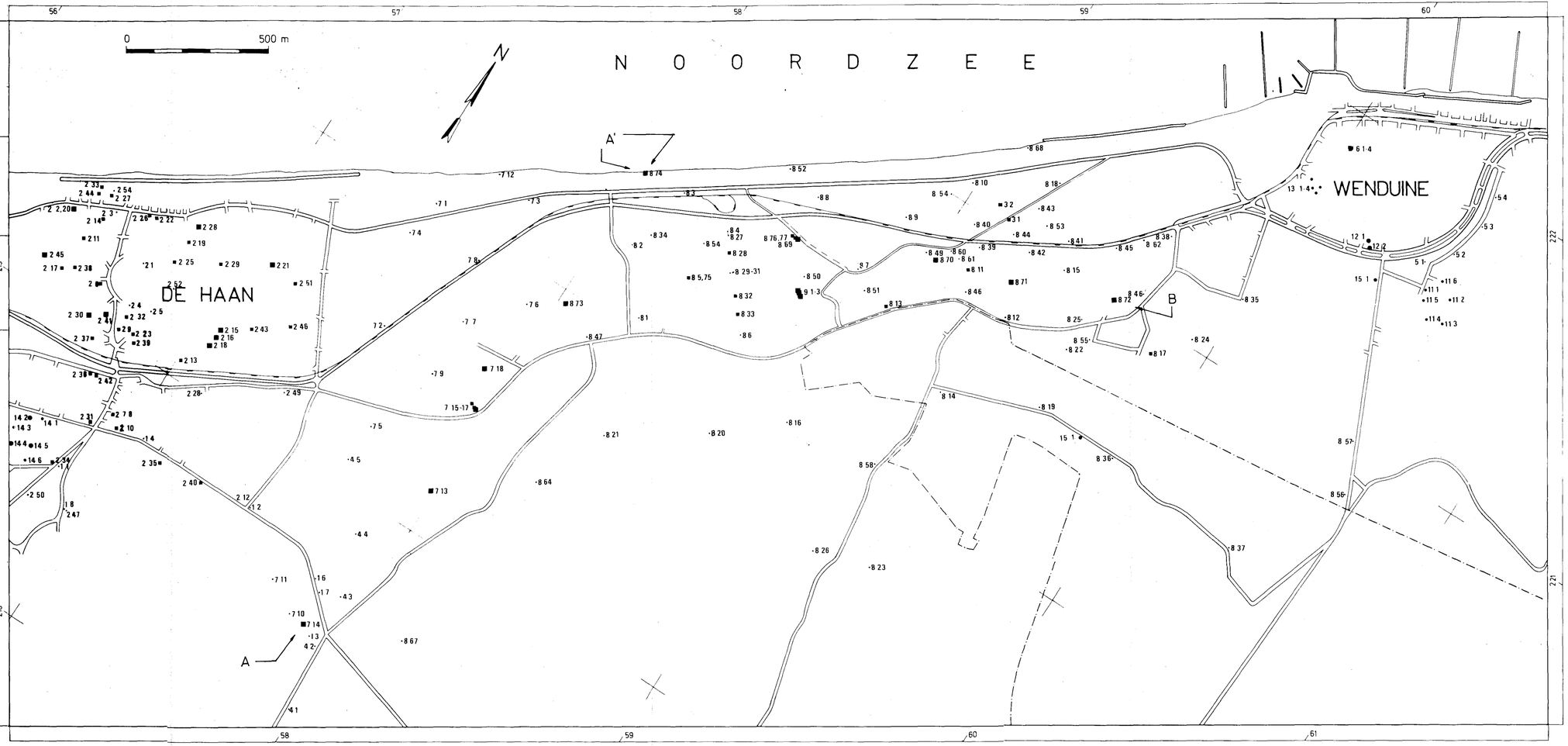
- ■ diepte > 30 m
- ▪ diepte 15-30 m
- • diepte < 15 m

sonderingen

- ● diepte 15-30 m
- • diepte < 15 m

A'—A lokalisatie van litostratigrafische, hydrogeologische en hydrochemische doorsneden

De kilometrisch genummerde aanzetstreepjes duiden het Lambert-coördinatennet aan



RIJKSUNIVERSITEIT GENT

GEOLOGISCH INSTITUUT

LEERSTOEL VOOR TOEGEPASTE GEOLOGIE

(PROF. DR. W. DE BREUCK)

HYDROGEOLOGIE VAN HET DUINGEBIED

TEN OOSTEN VAN DE HAAN

DOOR JAN DEVOS (1984)

ZONERINGSKAART

LEGENDE

boringen

- diepte > 30 m
- diepte 15 - 30 m
- diepte < 15 m

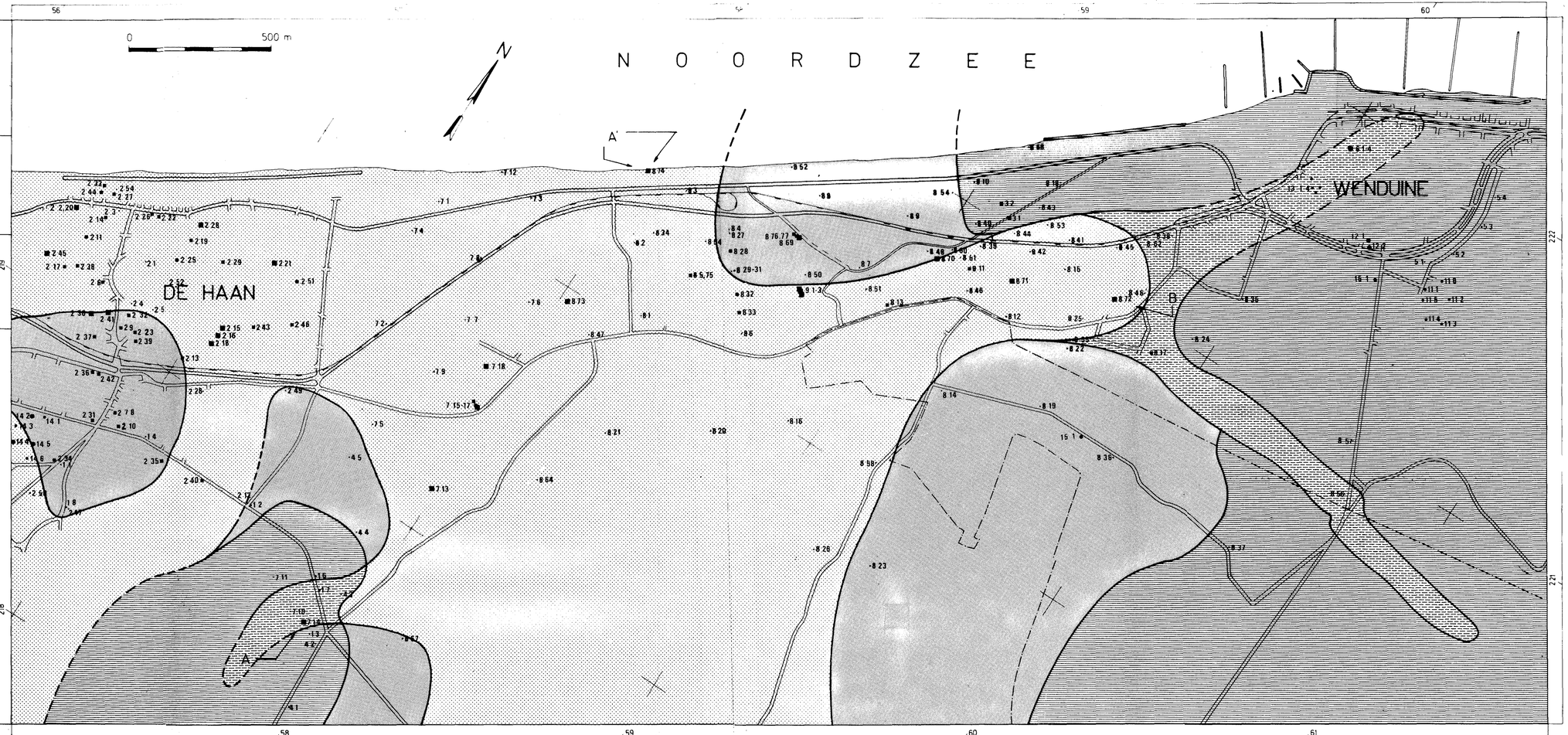
- geul met zandige opvulling
- geul met kleiige opvulling
- veenplaat met zandige bedekking
- veenplaat met kleiige bedekking

sonderingen

- diepte 15 - 30 m
- diepte < 15 m

A' / A — lokalisatie van litostratigrafische, hydrogeologische en hydrochemische doorsneden

De kilometrisch genummerde aanzetstreepjes duiden het Lambert-coördinatennet aan



BIJLAGE 1

INVENTARIS VAN DE PUNTWAARNEMINGEN

Bijlage 1 - Inventaris van de puntwaarnemingen.

In deze bijlage wordt per waarnemingspunt het origineel volgnummer weergegeven, wat toelaat om het terug te vinden in de dossiers van de Leerstoel voor Toegepaste Geologie. Verder zijn in de tabellen voorgesteld :

- de Lambert-koördinaten van elk waarnemingspunt;
- de aard van de waarneming : droge mechanische boring (DB), droge handboring (DHB), niet nader gespecifieerde, droge boring (DrB), spoelboring (SB), diepsondering (DS) en handsondering (HS);
- de kategorie volgens indringingsdiepte : 1(dieper dan 30 m), 2(tussen 15 en 30 m) en 3(minder diep dan 15 m).

REEKS 1 - Boringen, uitgevoerd door de Geologische Dienst bij de opname van het kaartblad De Haan (zie dossier van het kaartblad De Haan, afdeling "Geologische Dienst")

Volgnummer in deze studie	Origineel dossiernummer	Aard en kategorie	Lambert-koördinaten X	Y
1.1	1	DHB, 3	56,850	218,530
1.2	4	DHB, 3	57,490	218,760
1.3	5	DHB, 3	57,900	218,500
1.4	6	DHB, 3	57,050	218,760
1.5	7	DHB, 3	57,150	218,730
1.6	9	DHB, 3	57,810	218,680
1.7	10	DHB, 3	57,850	218,640
1.8	14	DHB, 3	56,940	218,410

REEKS 2 - Boringen, uitgevoerd bij de plaatsing van privé-waterwinningsputten in de agglomeratie De Haan (zie dossier van het kaartblad De Haan, afdeling "Geologische Dienst")

Volgnummer in deze studie	Origineel dossiernummer	Aard en kategorie	Lambert-koördinaten X	Y
2.1	15	DrB, 3	56,720	219,270
2.2	16	DrB, 3	56,410	219,300
2.3	17	DrB, 3	56,540	219,370
2.4	18	DrB, 3	56,760	219,120
2.5	19	DrB, 3	56,830	219,140
2.6	20	DrB, 2	56,630	219,130
2.7	21	DrB, 2	56,910	218,780
2.8	22	DrB, 2	56,920	218,770
2.9	23	DrB, 2	56,770	219,030
2.10	25	DrB, 2	56,950	218,740
2.11	26	DrB, 2	56,500	219,230
2.12	28	DrB, 2	57,450	218,770
2.13	29	SB, 2	57,010	219,060
2.14	31	SB, 2	56,520	219,340
2.15	32	DrB, 1	57,070	219,220
2.16	33	DrB, 1	57,070	219,210
2.17	34	DrB, 2	56,490	219,110
2.18	35	DrB, 1	57,070	219,160
2.19	36	DrB, 2	56,820	219,420
2.20	37	DrB, 1	56,420	219,300
2.21	38	SB, 1	57,100	219,510
2.22	39	SB, 2	56,680	219,430
2.23	40	SB, 2	56,820	219,050
2.24	41	SB, 1	56,580	219,170
2.25	42	SB, 2	56,810	219,340
2.26	43	SB, 2	56,650	219,420
2.27	44	SB, 2	56,480	219,410
2.28	45	SB, 1	56,790	219,490
2.29	46	SB, 2	56,960	219,420
2.30	47	SB, 1	56,630	219,030

REEKS 2 - vervolg

Volgnummer in deze studie	Origineel dossiernummer	Aard en kategorie	Lambert-koördinaten X	Y
2.31	48	SB, 2	56,840	218,710
2.32	49	SB, 2	56,760	219,090
2.33	50	SB, 2	56,450	219,420
2.34	52	SB, 2	56,800	218,540
2.35	53	SB, 2	57,140	218,700
2.36	54	SB, 2	56,760	218,830
2.37	55	SB, 2	56,690	218,960
2.38	56	SB, 2	56,510	219,140
2.39	57	SB, 2	56,830	219,020
2.40	59	SB, 2	57,280	218,730
2.41	60	SB, 1	56,690	219,050
2.42	61	SB, 2	56,780	218,840
2.43	63	SB, 2	57,160	219,280
2.44	64	SB, 2	56,440	219,400
2.45	66	SB, 1	56,410	219,120
2.46	67	SB, 2	57,250	219,370
2.47	68	SB, 3	56,950	218,190
2.48	69	SB, 3	57,110	219,010
2.49	70	DrB, 3	57,370	219,160
2.50	71	DrB, 3	56,810	218,380
2.51	72	DrB, 2	57,200	219,510
2.52	73	DrB, 3	56,870	219,270
2.53	74	DrB, 3	56,400	218,590
2.54	76	DrB, 3	56,480	219,440
2.55	77	SB, 2	55,850	218,850

REEKS 3 - Boringen, uitgevoerd met het oog op de inplanting van een waterwinning in de duinen van Wenduine (zie dossier van het kaartblad Blankenberge, afdeling "Geologische Dienst")

Volgnummer in deze studie	Origineel dossiernummer	Aard en kategorie	Lambert-koördinaten X	Y
3.1	45	DrB, 2	59,160	221,040
3.2	49	DrB, 2	59,110	221,080

REEKS 4 - Boringen, uitgevoerd door het Rijksinstituut voor Grondmechanica, bij de aanleg van de A767 (zie dossier van het kaartblad Houtave, afdeling "I.P.")

Volgnummer in deze studie	Origineel dossiernummer	Aard en kategorie	Lambert-koördinaten X	Y
4.1	5005, b 36	DHB, 3	57,970	218,280
4.2	5005, b 37	DHB, 3	57,930	218,475
4.3	5005, b 38	DHB, 3	57,905	218,675
4.4	5005, b 39	DHB, 3	57,845	218,905
4.5	5005, b 40	DHB, 3	57,675	219,090

REEKS 5 - Boringen, uitgevoerd door het Rijksinstituut voor Grondmechanica, bij de aanleg van de riolering langs de Ringlaan te Wenduine (zie dossier van het kaartblad Blankenberge, afdeling "I.P.")

Volgnummer in deze studie	Origineel dossiernummer	Aard en katergorie	Lambert-koördinaten X	Y
5.1	a	DHB, 3	60,505	221,710
5.2	b	DHB, 3	60,540	221,775
5.3	c	DHB, 3	60,570	221,905
5.4	d	DHB, 3	60,550	222,025

REEKS 6 - Boringen, uitgevoerd in het centrum van Wenduine ter verkenning van de ondergrond (zie dossier van het kaartblad Blankenberge, afdeling "Geologische Dienst")

Volgnummer in deze studie	Origineel dossiernummer	Aard en kategorie	Lambert-koördinaten X	Y
6.1	56I	DrB, 3	60,050	221,900
6.2	56II	DrB, 2	60,040	221,900
6.3	56III	DrB, 2	60,040	221,910
6.4	56IV	DrB, 2	60,050	221,910

REEKS 7 - Boringen, uitgevoerd op het kaartblad De Haan, binnen het bestek van deze hydrogeologische studie (zie dossier van het kaartblad De Haan, afdeling HB voor de nrs. 7.1 tot 7.12, afdeling DB voor de nrs. 7.13 tot 7.16 en afdeling EBM voor de nrs. 7.17 en 7.18)

Volgnummer in deze studie	Origineel dossiernummer	Aard en kategorie	Lambert-koördinaten X	Y
7.1	47HB1	DHB, 3	57,460	220,010
7.2	47HB2	DHB, 3	57,540	219,550
7.3	47HB3	DHB, 3	57,720	220,190
7.4	47HB4	DHB, 3	57,440	219,870
7.5	47HB5	DHB, 3	57,690	219,230
7.6	47HB6	DHB, 3	57,910	219,880
7.7	47HB7	DHB, 3	57,760	219,720
7.8	47HB8	DHB, 3	57,690	219,920
7.9	47HB9	DHB, 3	57,770	219,450
7.10	47HB10	DHB, 3	57,800	218,510
7.11	47HB11	DHB, 3	57,680	218,580
7.12	47HB12	DHB, 3	57,590	220,210
7.13	47DB1	DB, 1	57,980	219,150
7.14	47DB2	DB, 1	57,860	218,530
7.15	47DB3	DB, 1	57,950	219,470

REEKS 7 - vervolg

Volgnummer in deze studie	Origineel dossiernummer	Aard en kategorie	Lambert-koördinaten X	Y
7.16	47DB4	DB, 1	57,910	219,610
7.17	47SB1	SB, 2	57,940	219,470
7.18	47SB2	SB, 2	57,930	219,480
7.19	47SB3	SB, 2	56,130	218,240

REEKS 8 - Boringen, uitgevoerd op het kaartblad Blankenberge, binnen het bestek van deze hydrogeologische studie (zie dossier van het kaartblad Blankenberge, afdeling HB voor de nrs. 8.1 tot 8.68, afdeling DB voor de nrs. 8.69 tot 8.74 en afdeling EBM voor de nrs. 8.75 tot 8.77)

Volgnummer in deze studie	Origineel dossiernummer	Aard en kategorie	Lambert-koördinaten X	Y
8.1	48HB2	DHB, 3	58,270	220,070
8.2	48HB3	DHB, 3	58,100	220,270
8.3	48HB4	DHB, 3	58,160	220,520
8.4	48HB5	DHB, 3	58,370	220,500
8.5	48HB6	DHB, 3	58,350	220,290
8.6	48HB7	DHB, 3	58,610	220,210
8.7	48HB8	DHB, 3	58,820	220,630
8.8	48HB9	DHB, 3	58,590	220,770
8.9	48HB10	DHB, 3	58,870	220,870
8.10	48HB11	DHB, 3	58,990	221,100
8.11	48HB12	DHB,3/SB,2	59,130	220,840
8.12	48HB13	DHB, 3	59,360	220,770
8.13	48HB14	DHB,3/SB,2	58,990	220,590
8.14	48HB15	DHB, 3	59,290	220,440
8.15	48HB16	DHB, 3	59,450	220,010

REEKS 8 - vervolg

Volgnummer in deze studie	Origineel dossiernummer	Aard en kategorie	Lambert-koördinaten X	Y
8.16	48HB17	DHB, 3	58,900	220,400
8.17	48HB18	DHB,3/SB,2	59,840	220,920
8.18	48HB19	SB, 3	59,250	221,270
8.19	48HB21	DHB, 3	59,630	220,570
8.20	48HB22	DHB, 3	58,700	219,860
8.21	48HB23	DHB, 3	58,340	219,660
8.22	48HB24	DHB, 3	59,600	220,760
8.23	48HB25	DHB, 3	59,460	219,780
8.24	48HB26	DHB, 3	59,960	221,050
8.25	48HB27	DHB, 3	59,590	220,910
8.26	48HB28	DHB, 3	59,240	219,720
8.27	48HB29	DHB, 3	58,370	220,480
8.28	48HB30	DHB,3/SB,2	58,420	220,440
8.29	48HB31	DHB, 3	58,470	220,390
8.30	48HB32	DHB, 3	58,470	220,390
8.31	48HB33	DHB, 3	58,470	220,390
8.32	48HB34	DHB,3/SB,2	58,520	220,330
8.33	48HB35	DHB,3/SB,2	58,560	220,270
8.34	48HB36	DHB, 3	58,200	220,340
8.35	48HB37	DHB, 3	60,010	221,260
8.36	48HB38	DHB, 3	59,940	220,570
8.37	48HB39	DHB, 3	60,450	220,530
8.38	48HB40	DHB, 3	59,690	221,310
8.39	48HB41	DHB, 3	59,140	220,930
8.40	48HB42	DHB, 3	59,080	220,980
8.41	48HB43	DHB, 3	59,390	221,100
8.42	48HB44	DHB, 3	59,300	221,000
8.43	48HB45	DHB, 3	59,250	221,150
8.44	48HB46	DHB, 3	59,195	221,010
8.45	48HB47	DHB, 3	59,530	221,160

REEKS 8 - vervolg

Volgnummer in deze studie	Origineel dossiernummer	Aard en kategorie	Lambert-koördinaten X	Y
8.46	48HB48	DHB, 3	59,190	220,770
8.47	48HB49	DHB, 3	58,160	219,930
8.48	48HB50	DHB, 3	59,710	221,090
8.49	48HB51	DHB, 3	58,990	220,810
8.50	48HB52	DHB, 3	58,670	220,505
8.51	48HB53	DHB, 3	58,820	220,580
8.52	48HB54	DHB, 3	58,425	220,800
8.53	48HB55	DHB, 3	59,310	221,115
8.54	48HB56	DHB, 3	58,310	220,465
8.55	48HB57	DHB, 3	59,645	220,860
8.56	48HB58	DHB, 3	60,685	220,880
8.57	48HB59	DHB, 3	60,605	221,060
8.58	48HB60	DHB, 3	59,255	220,100
8.59	48HB61	DHB, 3	58,940	221,035
8.60	48HB62	DHB, 3	59,055	220,855
8.61	48HB63	DHB, 3	59,095	220,855
8.62	48HB64	DHB, 3	59,605	220,240
8.63	48HB65	DHB, 3	58,030	218,910
8.64	48HB66	DHB, 3	58,290	219,395
8.65	48HB67	DHB, 3	58,140	218,395
8.66	48HB68	DHB, 3	58,295	218,395
8.67	48HB69	DHB, 3	58,200	218,675
8.68	48HB70	DHB, 3	59,105	221,320
8.69	48DB19	DB, 1	59,590	220,605
8.70	48DB20	DB, 1	59,030	220,795
8.71	48DB21	DB, 1	59,300	220,880
8.72	48DB22	DB, 1	59,645	220,010
8.73	48DB23	DB, 1	58,030	219,975
8.74	48DB24	DB, 1	58,030	220,515
8.75	48SB2	SB, 2	58,350	220,280
8.76	48SB3	SB, 2	58,580	220,610
8.77	48SB4	SB, 2	58,565	220,610

REEKS 9 - Eerder uitgevoerde boringen van het Geologisch Instituut op het kaartblad Blankenberge (zie dossier van het kaartblad Blankenberge, afdeling DB)

Volgnummer in deze studie	Origineel dossiernummer	Aard en kategorie	Lambert-koördinaten X	Y
9.1	48DB14	DB, 1	58,700	220,420
9.2	48DB15	DB, 1	58,690	220,430
9.3	48DB16	DB, 1	58,685	220,435

REEKS 11 - Sonderingen, uitgevoerd door het Rijksinstituut voor Grondmechanica bij de aanleg van de woonwijk aan de Schoolstraat te Wenduine (zie dossier van het kaartblad Blankenkenberge, afdeling "I.P.")

Volgnummer in deze studie	Origineel dossiernummer	Aard en kategorie	Lambert-koördinaten X	Y
11.1	2929,1	HS, 3	60,535	221,610
11.2	2929,2	HS, 3	60,625	221,630
11.3	2929,3	HS, 3	60,645	221,540
11.4	2929,4	HS, 3	60,585	221,535
11.5	2929,5	HS, 3	60,545	221,570
11.6	2929,6	HS, 3	60,570	221,670

REEKS 12 - Sonderingen, uitgevoerd door het Rijksinstituut voor Grondmechanica bij de bouw van het postkantoor in Wenduine (zie dossier van het kaartblad Blankenberge, afdeling "I.P.")

Volgnummer in deze studie	Origineel dossiernummer	Aard en kategorie	Lambert-koördinaten X	Y
12.1	3691,I	DS, 2	60,270	221,655
12.2	3691,II	DS, 2	60,280	221,640

REEKS 13 - Sonderingen, uitgevoerd door het Rijksinstiuut voor Grondmechanica in de Zeevillalaan te Wenduine (zie dossier van het kaartblad Blankenberge, afdeling "I.P.")

Volgnummer in deze studie	Origineel dossiernummer	Aard en kategorie	Lambert-koördinaten X	Y
13.1	5551,1	HS, 3	60,000	221,735
13.2	5551,2	HS, 3	60,010	221,710
13.3	5551,3	HS, 3	60,030	221,700
13.4	5551,4	HS, 3	60,025	221,725

REEKS 14 - Sonderingen, uitgevoerd door het Rijksinstituut voor Grondmechanica bij de bouw van de Rijksmiddelbare School te De Haan (zie dossier van het kaartblad De Haan, afdeling "I.P.")

Volgnummer in deze studie	Origineel dossiernummer	Aard en kategorie	Lambert-koördinaten X	Y
14.1	3965,1	DS, 3	57,705	218,630
14.2	3965,2	DS, 2	56,665	218,605
14.3	3965,3	DS, 3	56,640	218,560
14.4	3965,4	DS, 2	56,600	218,500
14.5	3965,5	DS, 2	56,720	218,530
14.6	3965,6	DS, 3	56,730	218,480

REEKS 15 - Eerder verrichte sonderingen van het Geologisch Instituut op het kaartblad Blankenberge (zie dossier van het kaartblad Blankenberge, afdeling "I.P.")

Volgnummer in deze studie	Origineel dossiernummer	Aard en kategorie	Lambert-koördinaten X	Y
15.1	48RS13	DS, 2	60,350	221,560
15.2	48RS15	DS, 2	59,775	220,535

BIJLAGE 2

STATISTISCHE GEGEVENS VAN DE ONDERSCHEIDEN KWARTAIRE EENHEDEN

Statistische gegevens van de laag K1 (12 stalen uit 9 boringen)

	Gemiddelde waarde	Standaard-afwijking	Maximale waarde	Minimale waarde
Kalkgehalte (gew. %)	7,98	3,57	17,29	3,39
Humusgehalte (gew. %)	0,43	0,34	1,20	0,08
Grintgehalte (gew. %)	0,80	1,03	3,01	0,00
Zandgehalte (gew. %)	95,35	2,80	98,54	91,16
Leemgehalte (gew. %) (*)	2,59	1,68	4,92	0,55
Kleigehalte (gew. %) (*)	1,91	1,19	3,80	0,78
Grafisch gemiddelde (Φ)	2,03	0,11	2,24	1,79
Mediaan (Φ)	1,89	0,05	1,97	1,82
Globale grafische standaardafwijking (Φ)	0,91	0,37	1,65	0,50
Specifiek oppervlak	45,23	3,80	51,91	38,24
Hydraulische doorlatend-heid (HAZEN) (m/d)	9,28	5,22	20,97	2,12

(*) 9 stalen uit 6 boringen

Statistische gegevens van de laag K2,1 (10 stalen uit 5 boringen)

	Gemiddelde waarde	Standaard-afwijking	Maximale waarde	Minimale waarde
Kalkgehalte (gew. %)	2,59	0,41	3,42	2,08
Humusgehalte (gew. %)	1,16	0,28	1,76	0,88
Grintgehalte (gew. %)	<0,01	0,01	0,03	0,00
Zandgehalte (gew. %)	82,12	3,57	86,68	77,12
Leemgehalte (gew. %)	8,88	1,41	10,90	6,63
Kleigehalte (gew. %)	9,00	2,66	13,22	6,34
Grafisch gemiddelde (Φ)	3,64	0,58	4,73	2,98
Mediaan (Φ)	3,10	0,17	3,43	2,84
Globale grafische standaardafwijking (Φ)	1,94	0,37	2,58	1,41
Specifiek oppervlak	81,16	9,31	93,64	67,64
Hydraulische doorlatendheid (HAZEN) (m/d)	0,04	0,05	0,16	0,00

Statistische gegevens van de laag K2,2 (9 stalen uit 7 boringen)

	Gemiddelde waarde	Standaard-afwijking	Maximale waarde	Minimale waarde
Kalkgehalte (gew. %)	3,59	2,51	7,25	0,89
Humusgehalte (gew. %)	0,55	0,18	0,84	0,36
Grintgehalte (gew. %)	0,60	0,92	2,36	0,00
Zandgehalte (gew. %)	92,53	1,53	95,02	90,76
Leemgehalte (gew. %) (*)	3,86	0,93	5,00	2,21
Kleigehalte (gew. %) (*)	3,23	0,85	4,62	2,37
Grafisch gemiddelde (Φ)	2,79	0,27	3,23	2,41
Mediaan (Φ)	2,83	0,19	3,16	2,44
Globale grafische standaardafwijking (Φ)	0,97	0,33	1,35	0,47
Specifiek oppervlak	69,25	7,27	80,99	58,29
Hydraulische doorlatend-heid (HAZEN) (m/d)	4,92	2,24	7,78	1,81

(*) 7 stalen uit 5 boringen

Statistische gegevens van de laag K2,3 (7 stalen uit 4 boringen)

	Gemiddelde waarde	Standaard-afwijking	Maximale waarde	Minimale waarde
Kalkgehalte (gew. %)	3,81	2,62	8,79	1,06
Humusgehalte (gew. %)	0,29	0,28	0,88	0,08
Grintgehalte (gew. %)	0,43	0,47	1,26	0,00
Zandgehalte (gew. %)	98,46	1,09	99,88	96,60
Leemgehalte (gew. %) (*)	0,86	0,47	1,65	0,35
Kleigehalte (gew. %) (*)	0,92	0,49	1,75	0,40
Grafisch gemidddelde (Φ)	2,31	0,23	2,72	1,93
Mediaan (Φ)	2,32	0,27	2,76	1,91
Globale grafische standaardafwijking (Φ)	0,49	0,23	0,98	0,30
Specifiek oppervlak	53,98	9,30	67,68	39,30
Hydraulische doorlatend-heid (HAZEN) (m/d)	12,90	6,87	26,10	5,64
Hydraulische doorlatend-heid (ERNST) (m/d)	20,39	14,56	46,46	7,47

(*) 6 stalen uit 3 boringen

Statistische gegevens van de laag K3,1 (17 stalen uit 9 boringen)

	Gemiddelde waarde	Standaard-afwijking	Maximale waarde	Minimale waarde
Kalkgehalte (gew. %)	16,48	9,07	41,06	5,19
Humusgehalte (gew. %)	0,44	0,29	1,12	0,12
Grintgehalte (gew. %)	30,02	21,97	79,52	5,04
Zandgehalte (gew. %)	95,01	5,26	99,68	82,20
Leemgehalte (gew. %) (*)	3,69	4,20	13,74	0,54
Kleigehalte (gew. %) (*)	1,60	1,41	4,36	0,01
Grafisch gemiddelde (Φ)	2,30	0,58	3,43	1,41
Mediaan (Φ)	2,46	0,38	3,11	1,69
Globale grafische standaardafwijking (Φ)	1,11	0,47	1,96	0,39
Specifiek oppervlak	58,17	14,91	88,32	37,27
Hydraulische doorlatend-heid (HAZEN) (m/d)	8,91	5,23	18,38	0,09

(*) 15 stalen uit 8 boringen

Statistische gegevens van de laag K3,2 (4 stalen uit 2 boringen)

	Gemiddelde waarde	Standaard-afwijking	Maximale waarde	Minimale waarde
Kalkgehalte (gew. %)	9,69	3,06	14,00	7,50
Humusgehalte (gew. %)	0,36	0,15	0,48	0,16
Grintgehalte (gew. %)	0,83	0,11	0,98	0,74
Zandgehalte (gew. %)	96,20	0,96	97,62	95,52
Grafisch gemiddelde (Φ)	1,97	0,15	2,14	1,77
Mediaan (Φ)	1,77	0,16	1,94	1,58
Globale grafische standaardafwijking (Φ)	0,87	0,13	1,00	0,70
Specifiek oppervlak	41,20	5,64	48,57	34,88
Hydraulische doorlatend-heid (HAZEN) (m/d)	8,22	2,50	10,35	4,76
Hydraulische doorlatend-heid (ERNST) (m/d)	10,76	3,88	14,96	5,98

Statistische gegevens van de laag K6 (27 stalen uit 3 boringen)

	Gemiddelde waarde	Standaard-afwijking	Maximale waarde	Minimale waarde
Kalkgehalte (gew. %)	7,33	0,88	9,72	6,17
Humusgehalte (gew. %)	0,15	0,11	0,40	0,00
Grintgehalte (gew. %)	0,33	0,38	1,21	0,01
Zandgehalte (gew. %)	98,35	0,70	99,20	96,80
Leemgehalte (gew. %)	0,81	0,57	2,39	0,06
Kleigehalte (gew. %)	0,83	0,30	1,50	0,41
Grafisch gemiddelde (Φ)	2,49	0,12	2,67	2,26
Mediaan (Φ)	2,49	0,13	2,68	2,24
Globale grafische standaardafwijking (Φ)	0,33	0,05	0,43	0,27
Specifiek oppervlak	58,47	4,53	66,12	49,00
Hydraulische doorlatend-heid (HAZEN) (m/d)	11,80	1,85	17,18	9,89
Hydraulische doorlatend-heid (ERNST) (m/d)	18,14	4,24	27,52	11,81

Statistische gegevens van de laag K7,1 (17 stalen uit 7 boringen)

	Gemiddelde waarde	Standaard-afwijking	Maximale waarde	Minimale waarde
Kalkgehalte (gew. %)	7,66	2,15	10,63	4,15
Humusgehalte (gew. %)	0,44	0,32	1,28	0,16
Grintgehalte (gew. %)	0,25	0,38	1,04	0,00
Zandgehalte (gew. %)	97,43	1,14	98,98	95,10
Leemgehalte (gew. %)	1,26	0,65	2,39	0,19
Kleigehalte (gew. %)	1,25	0,77	3,38	0,48
Grafisch gemiddelde (Φ)	2,75	0,34	3,50	2,25
Mediaan (Φ)	2,75	0,34	3,45	2,21
Globale grafische standaardafwijking (Φ)	0,40	0,07	0,51	0,29
Specifiek oppervlak	71,50	15,16	107,61	57,19
Hydraulische doorlatendheid (HAZEN) (m/d)	8,09	3,57	14,14	2,16
Hydraulische doorlatendheid (ERNST) (m/d)	10,44	6,01	22,81	1,49

Statistische gegevens van de laag K7,2 (11 stalen uit 6 boringen)

	Gemiddelde waarde	Standaard-afwijking	Maximale waarde	Minimale waarde
Kalkgehalte (gew. %)	9,37	2,51	13,79	5,68
Humusgehalte (gew. %)	1,38	0,80	2,80	0,52
Grintgehalte (gew. %)	0,53	0,66	1,92	0,00
Zandgehalte (gew. %)	85,77	6,47	94,46	76,64
Leemgehalte (gew. %) (*)	10,16	4,48	16,80	3,46
Kleigehalte (gew. %) (*)	4,63	1,96	6,81	1,78
Grafisch gemiddelde (Φ)	3,17	0,46	3,94	2,58
Mediaan (Φ)	2,86	0,20	3,19	2,57
Globale grafische standaardafwijking (Φ)	1,42	0,53	2,06	0,48
Specifiek oppervlak	77,12	9,76	94,09	61,57
Hydraulische doorlatend-heid (HAZEN) (m/d)	1,61	2,60	7,55	0,01

(*) 10 stalen uit 5 boringen

Statistische gegevens van de laag K7,3 (3 stalen uit 2 boringen)

	Gemiddelde waarde	Standaard-afwijking	Maximale waarde	Minimale waarde
Kalkgehalte (gew. %)	12,35	6,68	16,83	4,67
Humusgehalte (gew. %)	8,56	2,96	10,78	5,20
Zandgehalte (gew. %)	24,12	12,44	34,90	10,50
Leemgehalte (gew. %)	54,05	5,07	58,45	48,50
Kleigehalte (gew. %)	21,76	8,07	31,05	16,40
Grafisch gemiddelde (Φ)	6,43	0,99	7,55	5,69
Mediaan (Φ)	6,15	1,32	7,65	5,18
Specifiek oppervlak	100,52	3,42	104,46	98,37

Statistische gegevens van de laag K8,2 (2 stalen uit 2 boringen)

	Gemiddelde waarde	Standaard-afwijking	Maximale waarde	Minimale waarde
Kalkgehalte (gew.%)	14,74	0,06	14,78	14,70
Humusgehalte (gew. %)	8,34	3,48	10,80	5,88
Grintgehalte (gew. %)	3,64	2,70	5,55	1,73
Zandgehalte (gew. %)	44,85	9,40	51,50	38,20
Leemgehalte (gew. %)	41,17	2,79	43,14	39,19
Kleigehalte (gew. %)	14,04	6,54	18,66	9,41
Grafisch gemiddelde (Φ)	5,24	0,92	5,89	4,59
Mediaan (Φ)	4,74	0,66	5,20	4,27
Globale grafische standaardafwijking (Φ)	3,96	0,87	4,59	3,36
Specifiek oppervlak	109,55	28,78	129,90	89,20

Statistische gegevens van de laag K9,1 (46 stalen uit 17 boringen)

	Gemiddelde waarde	Standaard-afwijking	Maximale waarde	Minimale waarde
Kalkgehalte (gew. %)	7,82	2,66	20,33	4,72
Humusgehalte (gew. %)	0,57	0,52	2,64	0,00
Grintgehalte (gew. %)	2,03	6,65	43,98	0,00
Zandgehalte (gew. %)	95,24	3,19	99,18	87,22
Leemgehalte (gew. %) (*)	3,23	2,41	9,47	0,18
Kleigehalte (gew. %) (*)	1,21	0,90	3,86	0,00
Grafisch gemiddelde (Φ)	2,53	0,22	3,04	1,97
Mediaan (Φ)	2,52	0,21	2,94	1,83
Globale grafische standaardafwijking (Φ)	0,62	0,33	1,34	0,22
Specifiek oppervlak	60,75	8,05	80,72	41,28
Hydraulische doorlatendheid (HAZEN) (m/d)	9,19	3,83	17,55	0,00

(*) 36 stalen uit 14 boringen

Statistische gegevens van de laag K9,2 (11 stalen uit 7 boringen)

	Gemiddelde waarde	Standaard-afwijking	Maximale waarde	Minimale waarde
Kalkgehalte (gew. %)	7,88	2,04	11,99	4,49
Humusgehalte (gew. %)	1,70	0,62	2,52	0,56
Grintgehalte (gew. %)	0,77	1,83	6,17	0,00
Zandgehalte (gew. %)	80,46	7,65	92,76	68,25
Leemgehalte (gew. %)	12,53	4,13	18,73	5,26
Kleigehalte (gew. %)	7,03	3,71	13,04	1,98
Grafisch gemiddelde(Φ)(*)	3,27	0,56	4,21	2,47
Mediaan (Φ) (*)	2,52	0,10	2,70	2,39
Globale grafische standaardafwijking (Φ)(*)	1,98	0,77	3,27	0,79
Specifiek oppervlak	60,28	6,15	69,15	50,41
Hydraulische doorlatend-heid (HAZEN) (m/d)	0,66	1,80	5,75	0,00

(*) 10 stalen uit 6 boringen

Statistische gegevens van de laag K9,3 (5 stalen uit 4 boringen)

	Gemiddelde waarde	Standaard-afwijking	Maximale waarde	Minimale waarde
Kalkgehalte (gew. %)	13,08	3,02	18,39	11,15
Humusgehalte (gew. %)	4,19	4,11	11,24	1,04
Zandgehalte (gew. %)	29,72	16,75	55,00	11,60
Leemgehalte (gew. %)	46,33	13,39	61,38	28,22
Kleigehalte (gew. %)	23,95	5,26	30,70	16,78
Grafisch gemiddelde (Φ)	6,42	1,10	7,64	4,70
Mediaan (Φ)	5,79	1,68	7,23	2,69
Globale grafische standaardafwijking (Φ)	3,48	0,25	3,80	3,20
Specifiek oppervlak	68,95	4,70	74,64	62,82

Statistische gegevens van de laag K10,1 (19 stalen uit 9 boringen)

	Gemiddelde waarde	Standaard-afwijking	Maximale waarde	Minimale waarde
Kalkgehalte (gew. %)	1,83	1,10	3,87	0,22
Humusgehalte (gew. %)	1,31	3,02	13,40	0,00
Zandgehalte (gew. %)	98,87	1,21	99,98	94,36
Grafisch gemiddelde (Φ)	2,19	0,05	2,28	2,07
Mediaan (Φ)	2,19	0,06	2,29	2,05
Globale grafische standaardafwijking (Φ)	0,34	0,12	0,84	0,28
Specifiek oppervlak	47,55	2,32	51,24	42,62
Hydraulische doorlatend-heid (HAZEN) (m/d)	17,99	2,25	21,96	12,23
Hydraulische doorlatend-heid (ERNST) (m/d)	33,64	9,20	46,83	4,88

Statistische gegevens van de laag K10,2 (3 stalen uit 3 boringen)

	Gemiddelde waarde	Standaard-afwijking	Maximale waarde	Minimale waarde
Kalkgehalte (gew. %)	2,93	0,92	4,00	2,38
Humusgehalte (gew. %)	0,72	0,41	1,06	0,26
Zandgehalte (gew. %)	94,25	0,94	95, 12	93,26
Grafisch gemiddelde (Φ)	2,28	0,04	2,33	2,25
Mediaan (Φ)	2,27	0,05	2,33	2,25
Globale grafische standaardafwijking (Φ)	0,61	0,09	0,73	0,56
Specifiek oppervlak	56,60	4,73	61,64	53,80
Hydraulische doorlatend-heid (HAZEN) (m/d)	13,85	2,17	15,15	11,34
Hydraulische doorlatend-heid (ERNST) (m/d)	7,36	3,32	10,04	3,65

BIJLAGE 3

RESULTATEN VAN DE POLLENANALYSES

	47DB2 (16-16,5)	48DB16 (11,5-11,8)	48DB16 (11,8-12,2)	48DB19 (14,5-15)	48DB19 (16,5-16,8)	48DB20 (29,5-30)	48DB22 (13-13,5)	48DB24 (12,5-13)	48HB18 (8,4-8,6)	48HB18 (8,6-9,0)	48HB29 (8,0)	47HB5 (8,7)
Alnus	22	54	53	20		6	23	20	31	74	20	16
Betula	21	7	7	19	2		3	6	5	2	20	7
Quercus	17	15	10	2			38	33	10	3	24	28
Ulmus	2	1	1	8			3	6	2	1	1	5
Fraxinus	1		2				1	1	2	1		3
Tilia	1	1	1	2			4			1	3	2
Hedera		1	1									
Fagus	2	1									1	
Carpinus	1		1									
Salix	2	2	1	1		2	3			6	1	1
Pinus	15	4	2	21	3	2	7	7	1		5	13
Myrica										1		
Rhamnus		1								2		
Taxus			1				1					
Juniperus												
Picea	3		1	4								
Corylus	13	13	19	23			17	27	49	9	25	25
Cyperaceae	70	120	13	134	82		10	4	2	1	20	9
Gramineae	11	3		61	10		42	22	2	3	12	94
Chenopodiaceae	16	4		5	2		12	17			5	13
Artemisia	5			5			1	2	2		1	1
Rumex												
Plantago	1	1	1	2								
Ericaceae/Calluna	7	3	2	2				1	49	1		
Composit.		2	1	2	1		2	1		1		1
Caryophylaceae				2					2		5	
Ranunculaceae	1			17								
Cruciferae	1										1	
Umbelliferae		1	1	1								
Filipendula		1										
Loncera		4										
Thalictrum				6	1							
Ribiacea					1							
Typha Lat.		1	1	2			1					
Sparganium	4	2	3	3			1	1				
Nymphaea			1							2		
Alisma				1								
Hisma		2						1				
Myriophylum	1	5										
Rosaceae				1								
Dryopteris	14	250	45	30			16			4		
Polypodium		2		1			1					
Osmunda		40	2									
Pediastrum	6		1	10	67			2				
Selaginella	1				1							
Equisetum	2											
Sphagnum	12		5					1	10			
Armeria	1							1				1
Hyppocastan.	2											
Hystrix	1											
Tertiair						90		2				
Totaal A.P.				26	5							

BIJLAGE 4

OVERZICHT VAN DE HYDROLOGISCHE WAARNEMINGSPUNTEN

Nummer boring	Nummer piëzometer	Peil filter-element (T.A.W.)	Aangesneden hydrogeologische eenheid
7.1	47HB1	-1,9/-0,9	B
7.2	47HB2	-5,4/-4,4	B
7.3	47HB3F1	-2,2/-3,2	B
	47HB3F2	+3,9/+4,9	C
7.4	47HB4	-5,1/-4,1	B
7.5	47HB5F1	-8,0/-7,0	A
	47HB5F2	-1,7/-0,7	B
7.6	47HB6F1	-7,8/-6,8	B
	47HB6F2	+2,8/+3,8	C
7.7	47HB7F1	-1,2/-0,2	B
	47HB7F2	+1,9/+2,9	C
7.8	47HB8F1	+0,6/+1,6	B
	47HB8F2	+2,7/+3,7	C
7.9	47HB9F1	-3,4/-2,4	B
	47HB9F2	+3,7/+4,7	C
7.10	47HB10F1	-4,6/-3,6	B
	47HB10F2	-0,6/+0,4	B
7.12	47HB12	+2,3/+3,3	A
7.13	47DB1F1	-37,0/-36,0	A
	47DB1F2	-28,0/-27,0	A
	47DB1F3	-20,0/-19,0	A
	47DB1F4	-6,0/-5,0	A
7.14	47DB2F1	-37,5/-36,5	A
	47DB2F2	-27,8/-26,8	A
	47DB2F3	-19,8/-18,8	A
	47DB2F4	-10,4/-9,4	A
7.17	47SB1F1	-17,2/-16,2	A
	47SB1F2	-1,2/-0,2	B
	47SB1F3	+3,4/+4,4	C
7.18	47SB2F1	-22,6/-21,6	A
	47SB2F2	-1,2/-0,2	B
	47SB2F3	+3,0/+4,0	C
	47SB3-10	ca. +3,8	C
	47SB11F1	+0,2/+0,7	B

Nummer boring	Nummer piëzometer	Peil filter element (T.A.W.)	Aangesneden hydrogeologische eenheid
	47SB11F2	+3,2/+3,5	C
	47SB12F1	+0,2/+0,7	B
	47SB12F2	+3,2/+3,5	C
8.1	48HB2F1	-4,5/-3,5	B
	48HB2F2	+2,7/+3,7	C
8.2	48HB3F1	+0,7/+1,7	B
	48HB3F2	+2,9/+3,9	C
8.3	48HB4F1	+0,9/+1,9	B
	48HB4F2	+4,2/+5,2	C
8.4	48HB5F1	+0,2/+1,2	B
	48HB5F2	+3,4/+4,4	C
8.5	48HB6F1	-3,8/-2,8	B
	48HB6F2	+3,3/+4,3	C
8.6	48HB7F1	-1,3/-0,3	B
	48HB7F2	+3,2/+4,2	C
8.7	48HB8F1	-1,3/-0,3	B
	48HB8F2	+2,6/+3,6	C
8.8.	48HB9F1	+0,1/+1,1	B
	48HB9F2	+2,4/+3,4	C
8.9	48HB10F1	-0,1/+0,9	B
	48HB10F2	+3,0/+4,0	C
8.10	48HB11F1	-4,8/-3,8	A
	48HB11F2	+2,3/+3,3	C
8.11	48HB12F1	-10,1/-9,1	A
	48HB12F2	-0,4/+0,6	B
8.12	48HB13F1	-4,9/-3,9	B
	48HB13F2	+3,1/+4,1	C
8.13	48HB14F1	-12,5/-11,5	A
	48HB14F2	-1,7/-0,7	B
	48HB14F3	+3,4/+4,4	C
8.14	48HB15F1	-8,3/-7,3	A
	48HB15F2	-1,4/-0,4	B
8.15	48HB16F1	-5,3/-4,3	B
	48HB16F2	+2,9/+3,9	C

Nummer boring	Nummer piëzometer	Peil filter-element (T.A.W.)	Aangesneden hydrogeologische eenheid
8.16	48HB17	-9,3/-8,3	B
8.17	48HB18	-12,6/-11,6	A
8.18	48HB19F1	-8,3/-7,3	A
	48HB19F2	+2,1/+3,1	C
8.19	48HB21F1	-7,2/-6,2	A
	48HB21F2	+0,3/+1,3	B
8.20	48HB22	-4,8/-3,8	B
8.21	48HB23F1	-7,3/-6,3	B
	48HB23F2	-0,3/+0,7	B
8.28	48HB30F1	-9,4/-8,4	A
	48HB30F2	-1,3/+0,7	B
	48HB30F3	+3,8/+4,8	C
8.29	48HB31F1	-1,0/0,0	B
	48HB31F2	+3,0/+4,0	C
8.30	48HB32F1	-1,2/+0,8	B
	48HB32F2	+3,0/+4,0	C
8.32	48HB34F1	-10,6/-9,6	A
	48HB34F2	-2,8/-0,8	B
	48HB34F3	+2,9/+3,9	C
8.33	48HB35F1	-8,0/-7,0	A
	48HB35F2	-2,7/-0,7	B
	48HB35F3	+3,6/+4,6	C
8.34	48HB36F1	-4,7/-2,7	B
	48HB36F2	+4,4/+5,4	B
8.42	48HB44F1	-2,6/-1,6	B
	48HB44F2	+3,5/+4,5	C
8.43	48HB45	+2,2/+3,2	C
8.45	48HB47F1	+0,4/+1,4	B
	48HB47F2	+2,2/+3,2	C
8.46	48HB48	-1,6/-0,6	B
8.47	48HB49F1	+0,2/+1,2	B
	48HB49F2	+3,5/+4,5	C
8.52	48HB54	-0,7/+0,3	B

Nummer boring	Nummer piëzometer	Peil filter-element (T.A.W.)	Aangesneden hydrogeologische eenheid
8.64	48HB66F1	-4,6/-3,6	B
	48HB66F2	+1,0/+2,0	B
8.68	48HB70	+3,0/+4,0	C
8.70	48DB20F1	-26,7/-25,7	A
	48DB20F2	-16,7/-15,7	A
	48DB20F3	-0,7/+0,3	B
8.71	48DB21F1	-26,4/-25,4	A
	48DB21F2	-18,6/-17,6	A
	48DB21F3	-8,6/-7,6	B
8.72	48DB22F1	-24,3/-23,3	A
	48DB22F2	-24,9/-23,9	A
	48DB22F3	-6,9/-5,9	B
	48DB22F4	+2,0/+3,0	C
8.73	48DB23F1	-27,6/-26,6	A
	48DB23F2	-14,5/-13,5	A
	48DB23F3	-7,5/-6,5	B
	48DB23F4	+3,3/+4,3	C
8.74	48DB24F1	-24,6/-23,6	A
	48DB24F2	-16,6/-15,6	A
	48DB24F3	-10,1/-9,1	A
	48DB24F4	-3,6/-2,6	B
8.75	48SB2	-8,6/-7,6	A
8.76	48SB3F1	-14,0/-13,0	A
	48SB3F2	-1,3/-0,3	B
	48SB3F3	+2,7/+3,7	C
8.77	48SB4F1	-23,0/-22,0	A
	48SB4F2	-14,0/-13,0	A
	48SB4F3	-1,2/-0,2	B
	48SB4F4	+2,3/+3,8	C

Nummer boring	Nummer piëzometer	Peil filter-element (T.A.W.)	Aangesneden hydrogeologische eenheid
9.1	48DB14F1	-25,9/-24,9	A
	48DB14F2	-17,0/-16,0	A
	48DB14F3	-9,0/-8,0	A
	48DB14F4	-0,9/+0,1	B
9.2	48DB15F1	-26,5/-25,5	A
	48DB15F2	-17,0/-16,0	A
	48DB15F3	-8,9/-7,9	A

BIJLAGE 5

RESULTATEN VAN DE WATERANALYSES

Bijlage 5.1 - Resultaten van de wateranalyses : ionenbalans

nr. piëzometer	diepte m	Na^+ mg/l meq/l	K^+ mg/l meq/l	Ca^{2+} mg/l meq/l	Mg^{2+} mg/l meq/l	Fe^{tot} mg/l meq/l	NH_4^+ mg/l meq/l	Cl^- mg/l meq/l	SO_4^{2-} mg/l meq/l	NO_3^- mg/l meq/l	NO_2^- mg/l meq/l	HCO_3^- mg/l meq/l	PO_4^{3-} mg/l meq/l	totale mineralisatie mg/l
47DB1F1	40,5	4377,09	174,59	242,10	486,98	7,38	7,08	7150,00	1272,70	1,41	0,27	625,86	0,57	14346,26
		190,308	4,466	12,087	40,048	0,397	0,392	201,635	26,515	0,023	0,006	10,260	0,018	
47DB1F2	31,5	18,75	17,51	75,70	13,93	2,12	0,91	42,80	2,88	0,26	0,01	301,95	0,68	477,57
		0,815	0,448	3,779	1,146	0,114	0,050	1,207	0,060	0,004	-	4,950	0,021	
47DB1F3	23,5	21,59	18,01	62,40	20,70	1,94	1,23	54,80	4,53	0,35	0,01	280,91	1,14	467,70
		0,939	0,461	3,115	1,702	0,104	0,068	1,545	0,094	0,006	-	4,605	0,036	
47DB1F4	9,5	18,98	37,60	28,96	16,62	0,18	9,12	27,4	2,68	0,17	0,03	254,37	2,65	398,81
		0,825	0,962	1,446	1,367	0,010	0,506	0,773	0,056	0,003	0,001	4,170	0,084	
47DB2F1	41,2	11000,00	392,00	624,34	1678,29	17,05	6,01	20636,00	3036,85	39,16	0,04	385,60	1,41	
		478,261	10,027	31,170	138,017	0,917	0,333	581,951	63,268	0,632	0,001	9,600	0,045	38017,62
47DB2F2	31,5	231,00	37,00	25,07	33,15	2,31	3,25	359,68	11,33	0,93	0,04	300,12	3,47	1007,38
		10,043	0,946	1,252	2,726	0,124	0,180	10,143	0,236	0,015	0,001	4,920	0,110	
47DB2F3	23,5	88,00	37,00	39,50	11,80	0,20	1,77	77,27	4,94	1,57	0,04	319,64	3,53	585,26
		3,826	0,946	1,972	0,970	0,011	0,098	2,179	0,103	0,025	0,001	5,240	0,111	
47DB2F4	14,0	213,00	21,30	16,71	7,96	0,26	4,42	98,51	7,21	0	0,02	510,88	11,29	891,57
		9,261	0,545	0,834	0,655	0,014	0,245	2,778	0,150	-	-	8,375	0,356	
47HB2	11,3	58,01	19,91	100,50	15,81	0,44	13,26	96,34	7,20	0,30	0,03	417,85	1,61	731,26
		2,522	0,509	5,017	1,300	0,024	0,735	2,717	0,203	0,005	0,001	6,850	0,051	

nr. piëzometer	diepte m	Na^+ mg/l meq/l	K^+ mg/l meq/l	Ca^{2+} mg/l meq/l	Mg^{2+} mg/l meq/l	Fe^{tot} mg/l meq/l	NH_4^+ mg/l meq/l	Cl^- mg/l meq/l	SO_4^{2-} mg/l meq/l	NO_3^- mg/l meq/l	NO_2^- mg/l meq/l	HCO_3^- mg/l meq/l	PO_4^{3-} mg/l meq/l	totale mineralisatie mg/l
47HB3F1	11,3	41,05	3,09	110,00	11,37	1,59	3,80	130,59	34,99	0,12	0,01	204,96	0,26	541,83
		1,785	0,079	5,492	0,935	0,086	0,212	3,683	0,987	0,002	-	3,360	0,008	
47HB3F2	4,1	60,07	2,47	94,30	11,69	0,23	2,68	109,83	57,60	0,06	0,01	202,52	0,21	541,67
		2,612	0,063	4,708	0,961	0,012	0,148	3,097	1,624	0,001	-	3,320	0,107	
47HB4	11,5	36,30	3,38	112,21	4,60	8,12	1,25	108,40	24,90	5,12	0,01	270,23	0,14	574,85
		1,578	0,087	5,602	0,378	0,437	0,069	3,057	0,519	0,083	-	4,430	0,004	
47HB5F1	11,5	63,57	30,02	120,00	18,62	1,78	12,97	149,88	90,96	0,15	0,01	415,41	1,35	904,72
		2,764	0,768	5,991	1,531	0,096	0,719	4,227	2,565	0,002	6,810	6,810	0,043	
47HB5F2	5,2	68,56	7,16	120,70	11,84	4,36	7,35	119,85	78,60	0,25	0,02	332,45	0,47	751,80
		2,981	0,183	6,026	0,974	0,234	0,407	3,380	2,217	0,004	-	5,450	0,015	
47HB6F1	12,8	64,88	3,21	133,60	11,36	2,65	6,41	135,12	61,10	0,09	0,03	338,55	0,26	757,37
		2,821	0,082	6,670	0,934	0,143	0,356	3,810	1,723	0,001	0,001	5,550	0,008	
47HB6F2	2,3	142,77	3,17	157,10	13,07	0,30	6,72	229,14	260,35	0,3	<0,01	245,22	0,26	1058,40
		6,207	0,081	7,843	1,075	0,016	0,372	6,462	5,424	0,005	-	4,020	0,008	
47HB7F1	7,9	149,80	2,50	165,0	11,81	12,68	10,09	274,78	116,70	0,22	0,01	378,20	0,73	1122,68
		6,513	0,064	8,238	0,971	0,682	0,559	7,749	3,291	0,004	-	6,200	0,023	
47HB9F1	8,1	34,86	6,91	120,70	11,62	4,7	18,06	112,15	8,60	0,17	0,01	368,44	0,47	686,70
		1,516	0,177	6,026	0,956	0,253	1,001	3,163	0,243	0,003	-	6,040	0,015	

nr. piëzometer	diepte m	Na^+ mg/l meq/l	K^+ mg/l meq/l	Ca^{2+} mg/l meq/l	Mg^{2+} mg/l meq/l	Fe^{tot} mg/l meq/l	NH_4^+ mg/l meq/l	Cl^- mg/l meq/l	SO_4^{2-} mg/l meq/l	NO_3^- mg/l meq/l	NO_2^- mg/l meq/l	HCO_3^- mg/l meq/l	PO_4^{3-} mg/l meq/l	totale mineralisatie mg/l
48DB20F1	34,5	1288,58	42,51	41,60	41,58	8,80	2,60	1532,00	163,60	0,96	0,03	1009,55	1,61	4133,50
		56,025	1,087	2,077	3,419	0,473	0,144	43,204	3,408	0,015	0,001	16,550	0,051	
48DB20F2	24,5	408,32	63,37	73,50	99,18	4,04	8,59	790,00	16,10	0,42	0,03	544,12	6,13	2013,83
		17,753	1,621	3,669	8,156	0,217	0,476	22,279	0,335	0,007	0,001	8,920	0,194	
48DB21F1	30,3	28,4	3,66	172,30	18,38	5,33	0,69	160,00	91,30	0,45	0,01	323,91	0,62	805,36
		1,235	0,094	8,602	1,512	0,287	0,038	4,512	1,902	0,007	<	5,310	0,020	
48DB21F2	23,5	75,25	4,20	176,40	9,98	2,40	1,93	134,00	98,30	0,67	0,01	439,81	0,94	944,52
		3,272	0,107	8,807	0,821	0,129	0,106	3,779	2,048	0,011	<	7,210	0,030	
48DB21F3	14,5	22,74	1,95	80,20	4,18	0,92	0,99	33,60	8,90	0,22	0,01	253,76	0,68	408,31
		0,989	0,050	4,004	0,344	0,040	0,055	0,948	0,185	0,004	<	4,160	0,021	
48DB22F1	29,0	62,63	9,17	79,50	11,27	0,67	1,01	82,0	3,30	0,31	0,01	327,57	1,09	578,59
		2,723	0,235	3,969	0,927	0,036	0,056	2,312	0,069	0,005	<	5,370	0,034	
48DB22F2	17,7	48,80	3,64	110,60	12,72	0,65	2,66	112,00	13,60	0,39	0,01	327,69	1,61	634,59
		2,122	0,093	5,522	1,046	0,035	0,147	3,158	0,283	0,006	<	5,372	0,051	
48DB22F3	11,7	34,82	6,76	86,90	13,41	0,32	2,25	77,60	2,30	0,31	0,01	300,12	1,51	526,44
		1,514	0,173	4,338	1,103	0,017	0,125	2,188	0,048	0,005	<	4,920	0,048	
48DB24F1	29,5	4360,00	164,00	116,97	409,36	0,49	0,42	7264,00	955,02	13,13	0,11	328,79	2,06	13614,38
		189,565	4,195	5,840	33,664	0,026	0,023	204,851	19,896	0,212	0,002	5,390	0,065	

nr. piëzo-meter	diepte m	Na^+ mg/l meq/l	K^+ mg/l meq/l	Ca^{2+} mg/l meq/l	Mg^{2+} mg/l meq/l	Fe^{tot} mg/l meq/l	NH_4^+ mg/l meq/l	Cl^- mg/l meq/l	SO_4^{2-} mg/l meq/l	NO_3^- mg/l meq/l	NO_2^- mg/l meq/l	HCO_3^- mg/l meq/l	PO_4^{3-} mg/l meq/l	totale mineralisatie mg/l
48DB24F2	21,5	5780,00	232,00	211,15	681,17	0,34	0,57	10148,00	1426,34	18,87	0,08	384,30	1,71	18884,71
		251,304	5,934	10,542	56,017	0,018	0,032	286,117	29,714	0,304	0,002	6,300	0,054	
48DB24F3	15,0	764,00	68,00	56,21	112,67	1,24	1,98	1115,50	195,49	2,65	0,07	625,86	5,41	2949,11
		33,217	1,739	2,806	9,266	0,067	0,110	31,458	4,073	0,043	0,002	10,260	0,171	
48DB24F4	8,5	440,00	48,00	22,79	33,96	0,89	17,13	467,20	143,90	1,92	0,15	510,27	14,70	1700,93
		19,130	1,228	1,138	2,793	0,048	0,950	13,175	2,998	0,031	0,003	8,365	0,464	
48HB2F1	8,9	56,00	31,50	66,84	30,52	2,34	18,73	81,12	121,33	1,00	0,02	318,73	5,76	734,01
		2,435	0,806	3,337	2,510	0,126	1,038	2,288	2,528	0,016	-	5,225	0,182	
48HB5F1	5,9	105,30	23,88	48,95	14,20	12,46	22,89	150,92	12,80	0,22	0,08	358,07	14,40	764,20
		4,578	0,611	2,444	1,168	0,670	1,269	4,256	0,267	0,04	0,02	5,870	0,455	
48HB5F2	2,3	114,90	5,94	131,69	13,60	4,38	0,13	237,70	171,90	0,55	0,02	159,82	0,19	840,89
		4,996	0,152	6,575	1,118	0,236	0,007	6,703	3,581	0,009	-	2,620	0,006	
48HB6F1	8,2	676,50	37,11	110,65	74,20	11,85	27,74	1040,00	92,10	0,35	0,03	766,77	1,03	2838,64
		29,413	0,949	5,524	6,102	0,637	1,538	29,329	1,919	0,006	0,001	12,570	0,033	
48HB6F2	1,0	103,30	4,12	151,95	13,20	7,41	0,07	208,20	158,00	0	0,07	251,32	0,03	897;57
		4,487	0,105	7,586	1,086	0,398	0,004	5,871	3,292	-	0,02	4,120	0,001	
48HB7F1	6,4	74,10	36,30	103,64	43,30	5,36	23,54	138,70	188,60	0,27	0,02	381,86	4,47	1000,30
		3,222	0,929	5,174	3,561	0,288	1,305	3,911	3,929	0,004	-	6,260	0,141	

nr. piëzometer	diepte m	Na^+ mg/l meq/l	K^+ mg/l meq/l	Ca^{2+} mg/l meq/l	Mg^{2+} mg/l meq/l	Fe^{tot} mg/l meq/l	NH_4^+ mg/l meq/l	Cl^- mg/l meq/l	SO_4^{2-} mg/l meq/l	NO_3^- mg/l meq/l	NO_2^- mg/l meq/l	HCO_3^- mg/l meq/l	PO_4^{3-} mg/l meq/l	totale mineralisatie mg/l
48HB11F1	11,9	537,99	63,23	57,18	90,00	7,86	32,23	400,1	sp.	0,43	0,11	1559,77	7,38	2755,99
		23,391	1,617	2,855	7,401	0,396	1,787	11,778	-	0,007	0,002	25,570	0,233	
48HB11F2	6,0	73,25	5,21	138,12	8,05	1,06	0,85	121,70	58,04	0,11	1,30	363,56	1,14	772,44
		3,185	0,133	6,896	0,662	0,057	0,047	3,432	1,209	0,002	0,028	5,960	0,036	
48HB13F1	8,3	64,51	5,78	127,72	8,85	0,38	2,35	113,70	8,44	0,02	0,05	409,31	1,61	742,78
		2,805	0,148	6,376	0,728	0,020	0,130	3,206	0,176	0,00	0,001	6,710	0,051	
48HB14F1	17,4	410,60	33,68	138,50	68,00	1,55	7,43	653,49	7,40	0	0,02	757,62	2,51	2080,95
		17,852	0,862	6,915	5,592	0,083	0,412	18,429	0,154	0	0	12,420	0,079	
48HB14F2	6,6	62,70	5,53	100,82	8,80	2,54	2,11	94,20	56,65	0,43	0,01	281,21	0,51	615,56
		2,726	0,141	5,033	0,724	0,137	0,117	2,656	1,346	0,007	0	4,610	0,016	
48HB16F1	10,3	42,30	3,53	98,02	8,14	0,56	3,03	105,9	39,93	0	0,03	254,98	1,72	558,36
		1,839	0,090	4,894	0,669	0,030	0,168	2,987	0,832	0	0,001	4,180	0,054	
48HB16F2	2,1	50,10	2,18	121,78	12,67	4,12	9,71	107,80	29,64	0,15	0,14	394,06	3,95	736,34
		2,178	0,056	6,080	1,042	0,222	0,538	3,040	0,618	0,002	0,003	6,460	0,125	
48HB17	12,5	625,03	40,37	71,07	58,14	0,90	11,90	996,03	149,60	0,41	0,01	583,77	0,52	2537,75
		27,175	1,033	3,458	4,781	0,048	0,660	28,089	4,210	0,007	-	9,570	0,016	
48HB21F1	11,3	241,55	35,65	23,02	25,87	0,36	5,37	269,60	2,88	0,07	0,07	407,48	4,42	1016,38
		10,502	0,912	1,149	2,127	0,019	0,298	7,603	0,060	0,001	0,002	6,960	0,140	

nr. piëzo-meter	diepte m	Na^+ mg/l meq/l	K^+ mg/l meq/l	Ca^{2+} mg/l meq/l	Mg^{2+} mg/l meq/l	Fe^{tot} mg/l meq/l	NH_4^+ mg/l meq/l	Cl^- mg/l meq/l	SO_4^{2-} mg/l meq/l	NO_3^- mg/l meq/l	NO_2^- mg/l meq/l	HCO_3^- mg/l meq/l	PO_4^{3-} mg/l meq/l	totale mineralisatie mg/l
48HB21F2	2,8	110,88	25,41	133,66	54,55	0,56	15,40	150,10	151,26	0	0,07	607,56	2,96	1252,64
		4,821	0,650	6,673	4,486	0,030	0,854	4,233	3,151	0	0,02	9,960	0,093	
48HB22	7,8	371,97	74,89	60,63	109,40	1,66	43,59	711,61	4,90	0,18	0,05	704,55	9,25	2092,91
		16,173	1,916	3,027	8,997	0,089	2,416	20,068	0,102	0,003	0,001	11,550	0,292	
48HB23F1	10,5	2347,37	151,13	114,94	294,00	10,87	120,03	3809,6	5,56	0,18	0,11	2099,01	33,40	8986,39
		102,060	3,866	5,738	24,178	0,584	6,654	107,433	0,116	0,003	0,002	34,412	1,064	
48HB23F2	3,5	123,13	27,90	106,37	21,80	0,81	10,70	281,70	3,50	0,65	0,01	361,12	1,80	939,50
		5,354	0,714	5,311	1,793	0,044	0,593	7,944	0,073	0,011	-	5,920	0,057	
48HB30F1	15,5	735,85	47,46	261,38	57,18	3,78	17,17	1230,30	119,16	0	0,08	800,93	3,43	3276,91
		31,933	1,214	13,049	4,702	0,203	0,952	34,695	2,483	0	0,002	13,130	0,108	
48HB30F2	6,8	65,71	25,20	46,78	21,27	1,66	27,73	149,50	30,66	0,08	0,09	269,01	8,73	646,47
		2,857	0,645	2,335	1,749	0,089	1,537	4,216	0,639	0,001	0,002	4,410	0,276	
48HB32F1	6,9	33,26	18,42	49,75	21,83	1,06	4,58	63,70	76,35	0,12	0,08	179,95	4,99	454,16
		1,446	0,471	2,484	1,795	0,057	0,254	1,796	1,591	0,002	0,002	2,950	0,158	
48HB35F1	13,3	44,76	19,90	56,43	23,05	1,30	5,29	75,50	99,40	0,16	0,07	217,16	4,99	548,08
		1,946	0,509	2,817	1,897	0,070	0,293	2,129	2,071	0,003	0,002	3,560	0,158	
48HB35F2	7,7	61,60	20,77	56,43	14,71	1,56	22,01	90,50	83,97	0,14	0,11	225,70	7,64	585,26
		2,678	0,531	2,817	1,210	0,084	1,220	2,552	1,749	0,002	0,002	3,700	0,241	

nr. piëzo-meter	diepte m	Na^+ mg/l meq/l	K^+ mg/l meq/l	Ca^{2+} mg/l meq/l	Mg^{2+} mg/l meq/l	Fe^{tot} mg/l meq/l	NH_4^+ mg/l meq/l	Cl^- mg/l meq/l	SO_4^{2-} mg/l meq/l	NO_3^- mg/l meq/l	NO_2^- mg/l meq/l	HCO_3^- mg/l meq/l	PO_4^{3-} mg/l meq/l	totale mineralisatie mg/l
48HB54	7,7	142,27	19,60	75,03	16,42	3,85	6,87	166,01	62,80	0,03	0,04	314,76*	4,42	827,10
		6,186	0,501	3,746	1,350	0,207	0,381	4,682	1,771	0,001	0,001	5,160	0,139	
48SB4F1	28,3	700,00	23,00	39,50	15,39	2,14	0,06	301,90	5,15	0,71	0,04	1485,66	21,99	2595,66
		30,435	0,588	1,972	1,266	0,115	0,003	8,514	0,207	0,011	0,001	24,355	0,697	
48SB4F2	20,3	930,00	76,00	325,84	110,62	0,48	5,08	1813,00	232,78	1,37	0,05	731,09	4,76	4231,21
		40,435	1,944	16,268	9,097	0,026	0,282	51,128	4,850	0,022	0,001	11,985	0,150	
48SB4F4	3,5	100,50	7,50	116,21	14,09	0,66	1,05	07,77	84,87	2,21	0,04	251,32	3,00	789,26
		4,370	0,192	5,802	1,159	0,035	0,058	5,859	1,768	0,063	0,001	4,120	0,095	
48DB14F1	32,0	941,70	27,80	29,50	21,30	0,01	3,30	1444,00	90,55	5,90	0,01	193,98	0,75	2758,86
		40,943	0,711	1,470	1,750	0	0,183	40,720	1,890	0,095	0	3,180	0,024	
48DB14F3	15,0	740,00	41,40	174,30	64,00	0,17	13,12	1053,00	51,24	0,71	0,05	907,07	4,39	3049,65
		32,174	1,059	8,700	5,260	0,010	0,727	29,700	1,070	0,011	0,001	14,870	0,139	
48DB14F4	7,0	91,30	18,40	62,90	21,60	0,18	7,06	117,00	11,73	0,08	0,05	364,17	6,13	700,75
		3,967	0,471	3,140	1,780	0,010	0,391	3,299	0,240	0,001	0,001	5,970	0,194	
48DB15F1	32,7	1125,00	39,30	46,90	45,20	0,050	3,35	1800,00	140,15	5,19	0,01	207,40	1,08	3413,71
		48,913	1,005	2,340	3,720	0,002	0,186	50,760	2,290	0,084	-	3,400	0,034	
48DB15F2	22,5	280,00	26,25	43,50	19,90	0,04	8,26	250,00	29,46	0,11	0,02	556,93	16,10	1362,00
		12,174	0,665	2,172	1,637	0,002	0,458	7,050	0,614	0,002	-	9,130	0,508	

* bevat tevens 15,00 mg/l (0,500 meq/l) CO_3^{2-}

nr. piëzometer	diepte m	Na^+ mg/l meq/l	K^+ mg/l meq/l	Ca^{2+} mg/l meq/l	Mg^{2+} mg/l meq/l	Fe^{tot} mg/l meq/l	NH_4^+ mg/l meq/l	Cl^- mg/l meq/l	SO_4^{2-} mg/l meq/l	NO_3^- mg/l meq/l	NO_2^- mg/l meq/l	HCO_3^- mg/l meq/l	PO_4^{3-} mg/l meq/l	totale mineralisatie mg/l
48DB15F3	14,5	210,00	33,75	29,00	15,00	0,44	9,75	166,00	56,86	0,11	0,02	439,81	12,26	1120,00
		9,130	0,863	1,448	1,234	0,024	0,540	4,681	1,185	0,002	-	7,210	0,387	
WW put 1 *	ca. 22	124,43	16,00	88,00	22,92	0,46	4,65	170	3,91	0,800	0,00	463,60		895,54
		5,410	0,410	4,400	1,910	0,016	0,258	4,759	0,082	0,021	0	7,600		
WW put 2	ca. 22	466,62	18,50	88,00	31,16	0,63	9,14	460,00	23,07	1,30	0,00	991,25		2090,61
		20,29	0,474	4,400	3,740	0,023	0,508	12,958	0,480	0,013	0	16,250		
WW put 4	ca. 22	241,71	15,00	116,00	17,40	1,06	2,99	325,00	39,14	0,70	0,00	500,20		1259,74
		10,510	0,385	5,800	1,450	0,038	0,163	9,437	0,815	0,11	0	8,200		
Sloot-water **		267,96	40,94	140,10	78,60	14,11	18,03	521,97	82,20	0,27	0,04	674,66	7,12	1846,17
		11,650	1,047	6,995	6,464	0,759	0,999	14,720	1,713	0,004	0,001	11,060	0,225	
Zeewater		8630,20	572,60	359,33	1079,30	0,15	1,18	16105,50	2173,51	0,22	0,01	164,70	0,61	29087,61
		375,217	14,646	17,940	88,758	0,008	0,043	454,188	45,281	0,004	0	2,700	0,019	

* WW-put 1, 2 en 4 zijn putten van de voormalige waterwinning en vallen nagenoeg samen met resp. boringen 8.53, 8.44 en 3.2 (zie dokumentatiekaart)

** Water afkomstig uit het Schamelwezezwin, nabij 48HB22

Bijlage 5.2 - Resultaten van de wateranalyses : fysisch-chemische kenmerken en klassifikatie van de waters

nr. piëzo-meter	diepte m	Geleid-baar-heid (µS/cm)	pH	org. stof koud mg/l O_2	org. stof warm mg/l O_2	tot. hardh. °F	bl. hardh. °F	SiO_2 mg/l	socl	mgca	type	groep
47DB1F1	40,5	19140	7,00	0,22	0,97	262,75	45,98	29,5	13,1	331,3	Sh6a2	2a
47DB1F2	31,5	509	7,30	0,15	1,68	23,30	4,78	62,8	5,0	13,3	Vc2h1	7b
47DB1F3	23,5	569	7,60	0,18	1,95	24,51	3,32	65,2	6,1	54,6	Vc3h1	7c
47DB1F4	9,5	449	7,70	0,19	2,12	13,85	5,13	65,2	7,2	94,5	Vd3i1	7a
47DB2F1	41,2	45222	6,76	0,90	8,71	849,56	765,02	27,8	10,9	442,8	Zh6a2	1
47DB2F2	31,5	1400	7,92	1,40	3,72	20,51	4,98	23,0	2,3	217,7	Fh5d1	4
47DB2F3	23,5	589	7,83	2,00	4,24	14,77	1,47	18,4	4,7	49,2	Vg2g1	6
47DB2F4	14,0	851	8,12	5,20	17,70	7,53	3,81	47,6	5,4	78,5	Fi3h1	4
47HB2	10,3	933	8,20	0,01	1,87	40,76	6,44	74,2	7,5	25,9	Fd2h1	7a
47HB3F1	11,3	786	8,30	0,05	1,31	34,76	23,17	22,4	26,8	17,0	Fc1e3	7b
47HB3F2	4,1	768	8,30	0,13	0,14	29,61	16,73	10,2	52,4	20,4	Vd2e4	7b
47HB4	12,5	746	7,40	0	4,69	32,16	15,23	22,2	17,0	6,7	Vc1f2	7b
47HB5F1	11,5	1160	8,10	0,13	1,78	53,21	21,03	39,9	60,7	25,6	Fd2f4	7a
47HB5F2	5,1	947	8,10	0,13	1,87	38,62	15,45	29,8	65,6	16,2	Fd1e4	7a
47HB6F1	12,8	927	8,10	0	1,03	39,91	18,88	24,9	45,2	14,0	Fc1h3	7b
47HB6F2	3,3	1513	8,20	0,13	1,59	51,06	42,05	8,0	83,9	13,7	Fe1c4	6
47HB7F1	7,9	1571	8,30	0	3,83	51,06	27,03	22,9	42,5	11,8	Fe1d3	6
47HB9F1	8,1	829	8,20	0	1,68	38,62	16,31	40,5	7,7	15,9	Fb1g1	3(7c)

nr. piëzo-meter	diepte m	Geleid-baar-heid (µS/cm)	pH	org. stof koud mg/l O_2	org. stof warm mg/l O_2	tot. hardh. °F	bl. hardh. °F	SiO_2 mg/l	socl	mgca	type	groep
48DB20F1	34,5	5707	7,80	0,92	3,36	28,62	1,87	50,3	7,9	164,6	Bk4c1	4
48DB20F2	24,5	2951	7,70	0,15	0,45	64,39	25,29	61,7	1,5	222,3	Ag5c1	6
48DB21F1	31,3	1080	7,20	0,08	2,04	49,68	19,68	53,5	42,2	17,6	Fb1e3	7c
48DB32F2	23,5	1142	7,10	0,13	2,66	49,74	14,55	70,5	54,2	9,3	Fc1f4	7b
48DB21F3	14,5	467	7,50	0,11	1,33	21,66	2,54	77,7	19,5	8,6	Vb1h2	3(7b)
48DB22F1	29,1	694	7,50	0,16	1,68	25,36	2,48	68,4	3,0	23,4	Vd2g1	7a
48DB22F2	17,7	819	7,50	0,20	1,86	34,86	8,99	85,7	9,0	18,9	Fc1g1	7b
48DB22F3	11,7	650	7,40	0,06	1,59	28,08	6,52	80,5	2,2	25,4	Vc2g1	7b
48DB24F1	29,5	17810	7,86	0,70	3,28	197,66	173,97	18,1	2,7	576,4	Si6a1	2(4)
48DB24F2	21,5	25296	7,59	2,90	3,97	332,88	297,68	12,5	10,4	531,4	Sh6a2	1
48DB24F3	15,0	3929	7,49	0,00	10,86	60,68	17,74	39,6	12,9	330,2	Bh6c2	4
48DB24F4	8,5	2032	7,92	4,00	16,82	19,92	6,49	31,9	22,8	245,4	Ai5d3	4
48HB2F1	8,9	822	7,57	0,80	5,04	29,88	15,49	57,1	110,5	75,2	Fd3f4	7a
48HB5F1	5,9	884	7,90	0,00	11,71	18,72	7,21	34,1	6,3	47,8	Ff2f1	6
48HB5F2	2,4	1274	8,50	0,00	6,13	39,94	29,41	4,5	53,4	17,0	Fe1c4	6
48HB6F1	8,2	3777	7,30	0,00	4,93	63,60	17,82	24,3	6,5	110,5	Bh4c1	4
48HB6F2	0,9	1286	7,70	4,00	12,97	43,99	27,22	11,9	56,1	14,3	Fd1d4	7a
48HB7F1	6,4	1274	7,40	0,00	7,03	43,80	28,44	33,8	100,5	68,8	Fd3e5	7a
48HB11F1	11,9	4521	8,50	0,53	31,59	54,10	5,50	89,3	0	259,2	Bh5g0	4
48HB11F2	6,0	1088	8,00	0,00	1,21	37,60	11,40	15,4	35,2	9,6	Fd1f3	7a

nr. piëzo-meter	diepte m	Geleid-baar-heid (µS/cm)	pH	org. stof koud mg/l O_2	org. stof warm mg/l O_2	tot. hard. °F	bl. hard. °F	SiO_2 mg/l	socl	mgca	type	groep
48HB13F1	8,3	1081	8,00	0,16	2,34	37,60	8,90	55,3	5,5	11,4	Fc1g1	7b
48HB14F1	17,4	2790	7,40	0,00	4,78	62,90	12,15	51,9	0,8	80,9	Af3e0	6
48HB14F2	6,6	867	7,60	0,00	3,24	32,41	13,77	25,5	50,7	14,4	Fd1f4	7a
48HB16F1	10,3	927	8,20	0,03	0,56	30,80	11,80	48,5	27,9	13,7	Fc1f3	7b
48HB16F2	2,3	1117	8,30	0,28	20,19	39,30	8,00	?	20,33	17,1	Fc1g3	7b
48HB17F1	12,5	3730	7,80	0,02	1,08	44,20	11,59	78,5	15,0	134,8	Bh4c2	4
48HB21F1	11,3	1694	7,10	0,17	2,62	18,20	3,80	29,5	0,8	185,1	Ah4e0	4
48HB21F2	2,8	2268	8,10	0,14	2,52	57,90	17,70	49,2	72,7	67,2	Ad3f4	7a
48HB22	7,9	2870	7,60	0,00	4,49	60,12	29,17	44,9	0,5	297,2	Ag5d0	6
48HB23F1	10,5	11457	7,10	0,00	8,40	149,69	79,80	59,6	0,1	421,4	Ch6c0	4
48HB23F2	3,5	1515	7,80	0,00	3,42	35,65	16,04	41,9	0,9	33,8	Fe2e0	6
48HB30F1	15,5	5354	8,00	0,12	1,31	97,10	38,00	49,9	7,2	36,0	Bg2c1	6
48HB30F2	6,8	1318	7,90	0,09	3,27	22,00	12,70	47,3	15,2	74,9	Fe3e2	6
48HB32F1	6,9	794	8,00	0,21	2,71	22,40	10,60	42,5	88,6	72,3	Vd3e4	7a
48HB35F1	13,3	902	8,10	0,08	0,09	25,30	13,90	34,5	97,3	67,3	Fd3e4	7a
48HB35F2	7,7	1084	7,90	0,18	9,72	22,00	10,10	44,7	68,5	42,9	Fe2e4	6
48HB54F1	7,7	1088	8,30	0,05	2,52	25,32	7,72	43,0	37,8	36,0	Ff2e3	6
48SB4F1	28,3	2466	8,18	29,50	129,20	16,78	5,48	39,6	1,3	64,2	Ak3h1	4
48SB4F2	20,3	5487	7,26	1,00	6,12	129,40	62,69	10,9	9,5	55,9	Bg3b1	6
48SB4F4	3,5	993	7,72	1,00	7,43	35,99	19,63	39,3	30,2	20,0	Fd2d3	6

nr. piëzo-meter	diepte m	Geleid-baar-heid (µS/cm)	pH	org. stof koud mg/l O_2	org. stof warm mg/l O_2	tot. hardh. °F	bl. hardh. °F	SiO_2	socl	mgca	type	groep
48DB14F1	32,0	5603	8,15	0,00	0,23	16,02	8,46	29,0	4,6	118,9	Bk4a1	4
48DB14F3	15,0	3970	7,40	0,00	3,46	69,21	10,60	52,7	3,6	60,5	Bh3d1	4(6)
48DB14F4	7,0	988	7,80	0,00	3,08	24,31	6,43	42,8	7,4	56,6	Fe3g1	6
48DB15F1	32,7	5003	7,90	0,00	1,08	29,72	18,90	35,3	5,8	158,8	Bi4a1	4
48DB15F2	22,5	1362	8,10	3,80	14,23	19,92	4,62	51,6	8,7	75,4	Fh3f1	4
48DB15F3	14,5	1120	8,30	2,80	13,60	13,74	8,58	27,3	25,3	85,2	Fh3f3	4
WW put 1	ca.22	948	7,35		10,00	31,60	4,60	36,0	2,6	44,4	Fe2g1	6
WW put 2	ca.22	1235	7,50		18,20	40,80	8,16	39,0	4,5	86,7	Fh3f1	4
WW put 4	ca.22	1148	7,35		8,80	36,40	7,28	34,0	7,8	25,0	Fg2e1	6
Sloot-water		2399	7,60	0,00	0,01	67,62	20,90	23,7	11,6	92,4	Ae3e2	6
Zeewater		37467	7,60			594;95	534,64	2,7	10,0	494,8	Zh6a1	1

BIJLAGE 6

STATISTISCHE VERWERKING VAN DE GRONDWATERANALYSES VOLGENS DE RUIMTELIJKE KLASSIFIKATIE

Statistische gegevens van het grondwater in de zone 211 (4 stalen)

		Gemiddelde	Standaardafwijking	Maximum	Minimum	Staal met maximum	Staal met minimum
Na^+	mg/l	81,55	41,90	142,77	50,10	47HB6F2	48HB16F2
	meq/l	3,543	1,822	6,207	2,178		
K^+	mg/l	3,26	1,37	5,21	2,18	48HB11F2	48HB16F2
	meq/l	0,084	0,035	0,134	0,056		
Ca^{2+}	mg/l	127,83	26,61	157,10	94,30	47HB6F2	47HB3F2
	meq/l	6,392	1,331	7,855	4,715		
Mg^{2+}	mg/l	11,37	2,29	13,07	8,05	47HB6F2	48HB11F2
	meq/l	0,935	0,188	1,075	0,662		
$Fe^{2+/3+}$	mg/l	1,43	1,83	4,12	0,23	48HB16F2	47HB3F2
	meq/l	0,077	0,102	0,222	0,012		
NH_4^+	mg/l	4,99	3,99	9,71	0,85	48HB16F2	48HB11F2
	meq/l	0,277	0,222	0,539	0,047		
Cl^-	mg/l	142,12	58,34	229,14	107,80	47HB6F2	48HB16F2
	meq/l	4,003	1,643	6,455	3,037		
SO_4^{2-}	mg/l	101,41	106,79	260,35	27,64	47HB6F2	48HB16F2
	meq/l	2,113	2,224	5,424	0,847		
NO_3^-	mg/l	0,16	0,10	0,30	0,06	48HB16F2	47HB3F2
	meq/l	0,003	0,002	0,005	0,001		
HCO_3^-	mg/l	301,34	91,98	394,06	202,52	48HB16F2	47HB3F2
	meq/l	4,940	1,508	6,460	3,320		
PO_4^{3-}	mg/l	1,39	1,76	3,95	0,21	48HB16F2	47HB3F2
	meq/l	0,044	0,056	0,125	0,007		
Geleidbaarheid (µS/cm)		1122	305	1513	768	47HB6F2	47HB3F2
SiO_2 (mg/l)		11,20	3,80	15,40	8,00	48HB11F2	47HB6F2
Tot. hdh. (°F)		39,39	8,85	51,06	29,61	47HB6F2	47HB3F2
Bl. hdh. (°F)		19,54	15,43	42,05	8,00	47HB6F2	48HB11F2

Statistische gegevens van het grondwater in de zone 212 (12 stalen)

		Gemiddelde	Standaardafwijking	Maximum	Minimum	Staal met maximum	Staal met minimum
Na^+	mg/l	56,71	32,96	149,80	22,74	47HB7F1	48DB21F3
	meq/l	2,466	1,433	6,513	0,989		
K^+	mg/l	5,81	4,80	19,91	1,95	47HB2	48DB21F3
	meq/l	0,149	0,123	0,511	0,050		
Ca^{2+}	mg/l	113,03	22,88	165,00	80,20	47HB7F1	48DB21F3
	meq/l	5,643	1,142	8,238	4,004		
Mg^{2+}	mg/l	10,15	3,40	15,81	4,18	47HB7F1	48DB22F3
	meq/l	0,835	0,280	1,300	0,344		
Fe^{tot}	mg/l	3,27	3,78	12,68	0,32	47HB7F1	48DB22F3
	meq/l	0,192	0,203	0,682	0,017		
NH_4^+	mg/l	5,91	5,40	18,06	0,99	47HB9F1	48DB21F3
	meq/l	0,328	0,300	1,003	0,055		
Cl^-	mg/l	116,85	56,50	274,78	33,60	47HB7F1	48DB21F3
	meq/l	3,922	1,592	7,740	0,946		
SO_4^{2-}	mg/l	77,94	53,72	116,70	2,30	47HB7F1	48DB22F3
	meq/l	1,624	1,119	2,431	0,048		
NO_3^-	mg/l	0,60	1,42	5,12	0	47HB4	47HB16F1
	meq/l	0,010	0,023	0,084	0		
HCO_3^-	mg/l	317,42	67,35	417,85	204,96	47HB2	47HB3F1
	meq/l	5,120	1,086	6,740	3,360		
PO_4^{3-}	mg/l	0,83	0,60	1,72	0,14	47HB6F1	47HB4
	meq/l	0,026	0,019	0,054	0,004		
Geleidbaarheid (µS/cm)		897	267	1517	467	47HB7F1	48DB21F3
SiO_2 (mg/l)		43,69	23,04	80,50	22,20	48DB22F3	48HB4
Tot.hdh.		35,53	7,40	51,06	2,54	47HB7F1	48DB21F3
Bl. hdh.		13,83	7,15	27,03	0,56	47HB7F1	48DB21F3

Statistische gegevens van het grondwater in de zone 213 (6 stalen)

		Gemiddelde	Standaardafwijking	Maximum	Minimum	Staal met maximum	Staal met minimum
Na^+	mg/l	67,18	32,31	124,43	28,40	WW put 1	48DB21F1
	meq/l	2,921	1,405	5,410	1,235		
K^+	mg/l	11,12	10,43	30,02	3,64	47HB5F1	48DB22F2
	meq/l	0,255	0,267	0,770	0,093		
Ca^{2+}	mg/l	124,27	41,35	176,40	79,50	48DB21F2	48DB22F1
	meq/l	6,214	2,064	8,807	3,969		
Mg^{2+}	mg/l	15,65	5,08	22,92	9,98	WW put 1	48DB21F2
	meq/l	1,287	0,418	1,885	0,821		
Fe^{tot}	mg/l	1,88	1,85	5,33	0,46	48DB21F1	WW put 1
	meq/l	0,101	0,099	0,287	0,025		
NH_4^+	mg/l	3,99	4,62	12,97	0,69	47HB5F1	48DB21F1
	meq/l	0,222	0,257	0,721	0,638		
Cl^-	mg/l	134,65	32,89	170,00	82,00	WW put 1	48DB22F1
	meq/l	3,793	0,926	4,789	0,072		
SO_4^{2-}	mg/l	50,23	47,64	91,30	3,91	48DB21F1	WW put 1
	meq/l	1,046	0,993	1,902	0,081		
NO_3^-	mg/l	0,46	0,24	0,80	0,15	WW put 1	47HB5F1
	meq/l	0,007	0,004	0,013	0,002		
HCO_3^-	mg/l	383,00	63,87	463,60	323,91	WW put 1	48DB21F1
	meq/l	6,279	1,047	7,600	5,310		
PO_4^{3-}	mg/l	1,12	0,38	1,61	0,62	48DB22F2	48DB21F1
	meq/l	0,035	0,012	0,051	0,020		
Geleidbaarheid	(µS/cm)	974	188	1160	694	47DB5F1	48DB22F1
SiO_2	(mg/l)	59,01	19,27	85,70	36,00	48DB22F2	WW put 1
Tot. hdh.		40,72	11,56	53,10	25,36	47HB5F1	48DB22F1
Bl. hdh.		11,89	7,76	21,03	4,60	47HB5F1	WW put 1

WW put 1 is de pompput van de voormalige waterwinning van Wenduine, die nagenoeg overeenkomt met de puntwaarneming 8.53 en water vanop ca. 22 m onttrekt

Statistische gegevens van het grondwater in de zone 2141 (3 stalen)

		Gemiddelde	Standaardafwijking	Maximum	Minimum	Staal met maximum	Staal met minimum
Na^+	mg/l	452,30	74,22	537,99	408,32	48HB11F1	48DB20F2
	meq/l	14,665	3,227	23,391	17,753		
K^+	mg/l	53,43	17,10	63,37	33,68	48DB20F2	48DB14F3
	meq/l	1,370	0,438	1,625	0,864		
Ca^{2+}	mg/l	89,73	43,02	138,50	75,18	48HB14F1	48HB11F1
	meq/l	4,480	2,148	6,915	1,928		
Mg^{2+}	mg/l	99,18	68,00	85,73	16,02	48DB20F2	48HB14F1
	meq/l	8,156	5,592	7,215	1,317		
Fe^{tot}	mg/l	4,32	2,91	7,36	1,55	48HB11F1	48HB14F1
	meq/l	0,232	0,156	0,396	0,083		
NH_4^+	mg/l	16,08	14,00	32,23	7,43	48HB11F1	48HB14F1
	meq/l	0,890	0,778	1,291	0,413		
Cl^-	mg/l	614,53	197,85	790,00	400,10	48DB20F2	48HB11F1
	meq/l	17,311	5,573	22,253	11,270		
SO_4^{2-}	mg/l	7,83	8,06	16,10	0,00	48DB20F2	48HB11F1
	meq/l	0,163	0,168	0,335	0,000		
NO_3^-	mg/l	0,053	0,049	0,11	0,02	48DB20F2	48HB14F1
	meq/l	0,001	0,001	0,002	0,000		
HCO_3^-	mg/l	953,84	535,50	1559,77	544,12	48HB11F1	48DB20F2
	meq/l	15,637	8,779	25,57	8,92		
PO_4^{3-}	mg/l	5,34	2,53	7,38	2,51	48HB11F1	48HB14F1
	meq/l	0,169	0,080	0,233	0,079	48DB20F2	
Geleidbaarheid (µS/cm)		3421	956	4521	2951	48DB20F2	48DB20F2
SiO_2 (mg/l)		67,63	19,39	89,30	51,90	48HB11F1	48HB14F1
Tot. hdh. (°F)		60,46	5,56	64,39	54,10	48DB20F2	48HB11F1
Bl. hdh. (°F)		14,33	10,07	25,29	5,5	48DB20F2	48HB11F1

Statistische gegevens van het grondwater in de zone 2141 (2 stalen)

		Gemiddelde	Standaardafwijking	Maximum	Minimum	Staal met maximum	Staal met minimum
Na^+	mg/l	354,16	159,05	466,62	241,71	WW put 2	WW put 4
	meq/l	15,398	6,915	20,288	10,509		
K^+	mg/l	16,75	2,47	18,50	15,00	WW put 2	WW put 4
	meq/l	0,429	0,063	0,474	0,385		
Ca^{2+}	mg/l	102,00	19,80	116,00	88,0	WW put 4	WW put 2
	meq/l	5,092	0,989	5,791	4,393		
Mg^{2+}	mg/l	24,28	9,73	31,16	17,40	WW put 2	WW put 4
	meq/l	1,997	0,800	2,563	1,431		
Fe^{tot}	mg/l	0,85	0,30	1,06	0,63	WW put 4	WW put 2
	meq/l	0,046	0,025	0,057	0,052		
NH_4^+	mg/l	6,04	4,38	9,14	2,94	WW put 2	WW put 4
	meq/l	0,336	0,243	0,508	0,163		
Cl^-	mg/l	392,50	95,50	460,00	325,00	WW put 2	WW put 4
	meq/l	11,056	2,690	12,958	9,155		
SO_4^{2-}	mg/l	31,11	11,36	39,14	23,07	WW put 4	WW put 2
	meq/l	0,648	0,237	0,815	0,481		
HCO_3^-	mg/l	745,73	347,22	991,25	500,20	WW put 2	WW put 4
	meq/l	12,226	5,692	16,250	8,197		
PO_4^{3-}		niet bepaald					
NO_3^-	mg/l	1,00	0,42	1,30	0,70	WW put 2	WW put 4
	meq/l	0,016	0,007	0,021	0,011		
Geleidbaarheid (µS/cm)		1192	62	1235	1148	WW put 2	WW put 4
SiO_2 (mg/l)		36,50	3,54	34,00	39,00	WW put 4	WW put 2
Tot. hdh. (°F)		38,60	3,11	40,80	36,40	WW put 2	WW put 4
Bl. hdh. (°F)		3,30	2,97	5,11	1,20	WW put 4	WW put 2

WW put 2 en put 4 zijn de pompputten van de voormalige waterwinning van Wenduine, die nagenoeg overeenkomen met de puntwaarnemingen 8.44 en 3.2 (zie dokumentatiekaart) en water vanop ca. 22 m onttrekken

Statistische gegevens van het grondwater in de zone 221 (3 stalen)

		Gemiddelde	Standaardafwijking	Maximum	Minimum	Staal met maximum	Staal met minimum
Na^+	mg/l	106,20	7,65	114,90	100,50	48HB5F2	48SB4F4
	meq/l	4,617	0,333	4,996	4,371		
K^+	mg/l	5,85	1,69	7,50	4,12	48SB4F4	48HB5F2
	meq/l	0,150	0,043	0,192	0,106		
Ca^{2+}	mg/l	133,82	17,92	151,95	116,21	48HB6F2	48SB4F4
	meq/l	6,681	0,895	7,586	5,802		
Mg^{2+}	mg/l	13,63	0,45	14,09	13,60	48SB4F4	48SB4F4
	meq/l	11,209	0,037	1,159	1,118		
Fe^{tot}	mg/l	4,15	3,38	7,41	0,66	48HB6F2	48SB4F4
	meq/l	0,223	0,182	0,398	0,035		
NH_4^+	mg/l	0,42	0,55	1,05	0,07	48SB4F4	48HB6F2
	meq/l	0,023	0,031	0,058	0,004		
Cl^-	mg/l	217,89	17,16	237,70	207,70	48HB5F2	48SB4F4
	meq/l	6,194	0,483	6,696	5,851		
SO_4^{2-}	mg/l	138,26	46,75	171,90	84,87	48HB5F2	48SB4F4
	meq/l	2,880	0,974	3,581	1,768		
NO_3^-	mg/l	0,92	1,15	2,21	0,00	48SB4F4	48HB6F2
	meq/l	0,015	0,019	0,036	0,000		
HCO_3^-	mg/l	220,82	52,83	251,32	159,82	48HB5F2	48SB4F4
	meq/l	3,620	0,866	4,120	2,620		
PO_4^{3-}	mg/l	1,07	1,67	3,00	0,03	48SB4F4	48HB6F2
	meq/l	0,034	0,053	0,095	0,001		
Geleidbaarheid (µS/cm)		1184	165	1286	993	48SB4F4	48HB6F2
SiO_2 (mg/l)		18,57	18,33	39,30	4,50	48SB4F4	48HB5F2
Tot. hdh. (°F)		39,97	4,00	43,99	35,99	48SB4F4	48HB6F2
Bl. hdh. (°F)		25,42	5,13	29,41	19,63	48SB4F4	48HB5F2

Statistische gegevens van het grondwater in de zone 222 (8 stalen)

		Gemiddelde	Standaardafwijking	Maximum	Minimum	Staal met maximum	Staal met minimum
Na^+	mg/l	69,61	23,63	105,30	33,26	48HB5F1	48HB32F1
	meq/l	3,027	1,027	4,578	1,446		
K^+	mg/l	24,92	6,78	25,20	18,40	48HB30F2	48DB14F4
	meq/l	0,639	0,174	0,646	0,472		
Ca^{2+}	mg/l	62,18	19,75	103,64	46,78	48HB7F1	48HB30F2
	meq/l	3,104	0,986	5,174	2,335		
Mg^{2+}	mg/l	23,92	10,12	43,30	14,20	48HB7F1	48HB5F1
	meq/l	1,967	0,832	3,561	1,168		
Fe^{tot}	mg/l	3,52	4,27	12,46	0,18	48HB5F1	48DB14F4
	meq/l	0,189	0,230	0,670	0,010		
NH_4^+	mg/l	18,08	8,81	27,73	4,58	48HB30F2	48HB32F1
	meq/l	1,004	0,489	1,541	0,254		
Cl^-	mg/l	113,06	35,12	150,92	63,70	48HB5F1	48HB32F1
	meq/l	3,185	0,989	4,251	1,794		
SO_4^{2-}	mg/l	75,05	64,51	188,60	11,73	48HB7F1	48DB14F4
	meq/l	1,564	1,344	3,929	0,244		
NO_3^-	mg/l	0,27	0,33	1,00	0,08	48HB2F1	48HB30F2
	meq/l	0,004	0,005	0,016	0,001		
HCO_3^-	mg/l	299,64	76,85	381,86	179,85	48HB7F1	48HB32F1
	meq/l	4,912	1,260	6,260	2,950		
PO_4^{3-}	mg/l	7,45	3,40	14,40	4,47	48HB5F1	48HB7F1
	meq/l	0,235	0,107	0,455	0,141		
Geleidbaarheid (µS/cm)		1023	211	1318	774	48HB30F2	48HB32F1
SiO_2	(mg/l)	43,18	8,00	57,09	33,80	48HB2F1	48HB7F1
Tot. hdh.	(°F)	26,16	8,49	43,80	18,72	48HB7F1	48HB5F1
Bl. hdh.	(°F)	12,99	7,48	28,44	6,43	48HB7F1	48DB14F4

Statistische gegevens van het grondwater in de zone 223 (2 stalen)

		Gemiddelde	Standaardafwijking	Maximum	Minimum	Staal met maximum	Staal met minimum
Na^+	mg/l	127,38	116,84	210,00	44,76	48DB15F3	48HB35F1
	meq/l	5,538	5,080	9,130	1,946		
K^+	mg/l	26,83	9,79	93,75	19,90	48DB15F3	48HB35F1
	meq/l	0,688	0,251	0,865	0,510		
Ca^{2+}	mg/l	42,72	19,40	56,43	19,00	48HB35F1	48DB15F3
	meq/l	2,133	0,969	2,817	1,448		
Mg^{2+}	mg/l	19,03	5,69	23,05	15,0	48HB35F1	48DB15F3
	meq/l	1,565	0,468	0,528	1,234		
Fe^{tot}	mg/l	0,87	0,61	1,30	0,44	48HB35F1	48DB15F3
	meq/l	0,047	0,033	0,070	0,024		
NH_4^+	mg/l	7,52	3,15	9,75	5,29	48DB15F3	48HB35F1
	meq/l	0,418	0,175	0,542	0,294		
Cl^-	mg/l	120,75	63,99	166,00	75,50	48DB15F3	48HB35F1
	meq/l	3,401	1,803	4,677	2,127		
SO_4^{2-}	mg/l	78,13	30,08	99,40	56,86	48HB35F1	48DB15F3
	meq/l	1,628	0,627	2,071	1,185		
NO_3^-	mg/l	0,14	0,04	0,16	0,11	48DB15F3	48HB35F1
	meq/l	0,002	0,001	0,002	0,002		
HCO_3^-	mg/l	328,49	157,44	439,82	217,16	48DB15F3	48HB35F1
	meq/l	5,385	2,581	7,210	3,560		
PO_4^{3-}	mg/l	8,63	5,14	12,26	4,99	48DB15F3	48HB35F1
	meq/l	0,272	0,162	0,387	0,158		
Geleidbaarheid (µS/cm)		1011	154	1120	902	48DB15F3	48HB35F1
SiO_2 (mg/l)		43,04	12,08	51,58	34,50	48DB15F3	48HB35F1
Tot. hdh. (°F)		19,52	8,12	25,30	13,75	48HB35F1	48DB15F3
Bl. hdh. (°F)		11,24	3,76	13,90	8,58	48HB35F1	48DB15F3

Statistische gegevens van het grondwater in de zone 2241 (2 stalen)

		Gemiddelde	Standaardafwijking	Maximum	Minimum	Staal met maximum	Staal met minimum
Na^+	mg/l	1033,35	129,61	1125,00	941,70	48DB15F1	48DB14F2
	meq/l	44,913	5,635	48,913	40,943		
K^+	mg/l	33,55	8,13	39,30	27,80	48DB15F1	48DB14F1
	meq/l	0,860	0,208	1,008	0,713		
Ca^{2+}	mg/l	38,20	12,30	46,90	29,50	48DB15F1	48DB14F1
	meq/l	1,907	0,614	2,341	1,473		
Mg^{2+}	mg/l	33,25	16,90	45,20	21,30	48DB15F1	48DB14F1
	meq/l	2,734	1,390	3,717	1,752		
Fe^{tot}	mg/l	0,03	0,03	0,05	0,01	48DB15F1	48DB14F1
	meq/l	0,001	0,002	0,003	0,001		
NH_4^+	mg/l	3,32	0,04	3,35	3,30	48DB15F1	48DB14F1
	meq/l	0,184	0,002	0,186	0,183		
Cl^-	mg/l	1622,00	251,73	1800,00	1444,00	48DB15F1	48DB14F1
	meq/l	45,69	7,081	50,704	40,676		
SO_4^{2-}	mg/l	115,35	35,07	140,15	90,55	48DB15F1	48DB14F1
	meq/l	2,403	0,731	2,920	1,886		
NO_3^-	mg/l	5,55	0,50	5,90	5,19	48DB14F1	48DB15F1
	meq/l	0,090	0,008	0,095	0,084		
HCO_3^-	mg/l	200,69	9,49	207,40	193,98	48DB15F1	48DB14F1
	meq/l	3,290	0,156	3,400	3,180		
PO_4^{3-}	mg/l	0,92	0,23	1,08	0,75	48DB15F1	48DB14F1
	meq/l	0,029	0,007	0,034	0,024		
Geleidbaarheid (µS/cm)		5303	424	5603	5003	48DB15F1	48DB14F1
SiO_2 (mg/l)		32,18	4,39	35,28	29,02	48DB15F1	48DB14F1
Tot. hdh. (°F)		22,87	9,69	29,72	16,02	48DB15F1	48DB14F1
Bl. hdh. (°F)		13,68	7,38	18,90	8,46	48DB15F1	48DB14F1

Statistische gegevens van het grondwater in de zone 2242 (2 stalen)

		Gemiddelde	Standaardafwijking	Maximum	Minimum	Staal met maximum	Staal met minimum
Na^+	mg/l	490,00	296,98	700,00	280,00	48SB4F1	48DB15F2
	meq/l	21,304	12,912	80,44	12,17		
K^+	mg/l	24,63	2,30	26,25	23,00	48DB15F2	48SB4F1
	meq/l	0,632	0,059	0,673	0,590		
Ca^{2+}	mg/l	41,50	2,83	43,50	39,50	48DB15F2	48SB4F1
	meq/l	2,072	0,141	2,172	1,972		
Mg^{2+}	mg/l	17,65	3,19	19,90	15,39	48DB15F2	48SB4F1
	meq/l	1,451	0,262	1,638	1,265		
Fe^{tot}	mg/l	1,09	1,49	2,14	0,04	48SB4F1	48DB15F2
	meq/l	0,059	0,080	0,115	0,002		
NH_4^+	mg/l	4,16	5,80	8,26	0,06	48DB15F2	48SB4F1
	meq/l	0,231	0,322	0,459	0,003		
Cl^-	mg/l	275,95	36,70	301,90	250,00	48SB4F1	48DB15F2
	meq/l	7,773	1,034	8,490	7,042		
SO_4^{2-}	mg/l	17,31	17,20	29,46	5,15	48DB15F2	48SB4F1
	meq/l	0,351	0,358	0,614	0,107		
NO_3^-	mg/l	0,41	0,42	0,71	0,11	48SB4F1	48DB15F2
	meq/l	0,007	0,007	0,011	0,002		
HCO_3^-	mg/l	1021,30	656,71	1485,66	556,93	48SB4F1	48DB15F2
	meq/l	16,743	10,766	24,355	9,130		
PO_4^{3-}	mg/l	19,09	4,16	21,99	16,10	48SB4F1	48DB15F2
	meq/l	0,603	0,131	0,694	0,508		
Geleidbaarheid (µS/cm)		1914	781	2466	1362	48SB4F1	48DB15F1
SiO_2 (mg/l)		45,61	8,45	51,58	39,63	48DB15F2	48SB4F2
Tot. hdh. (°F)		18,25	2,08	19,72	16,78	48DB15F2	48SB4F1
Bl. hdh. (°F)		5,05	0,61	5,48	4,62	48SB4F1	48DB15F2

Statistische gegevens van het grondwater in de zone 2243 (4 stalen)

		Gemiddelde	Standaardafwijking	Maximum	Minimum	Staal met maximum	Staal met minimum
Na^+	mg/l	770,46	110,30	930,00	676,50	48SB4F2	48HB6F1
	meq/l	33,498	4,796	40,435	29,413		
K^+	mg/l	50,49	17,53	76,00	37,11	48SB4F2	48HB6F1
	meq/l	1,295	0,449	1,944	0,949		
Ca^{2+}	mg/l	218,04	94,77	384,84	174,30	48SB4F2	48DB14F3
	meq/l	10,886	4,731	19,213	8,702		
Mg^{2+}	mg/l	76,50	23,78	110,62	57,18	48SB4F2	48HB30F1
	meq/l	6,291	1,956	9,097	4,702		
Fe^{tot}	mg/l	4,07	5,44	11,85	0,17	48HB6F1	48DB14F3
	meq/l	0,218	0,292	0,637	0,009		
NH_4^+	mg/l	15,78	9,43	27,74	5,08	48HB6F1	48SB4F2
	meq/l	0,877	0,524	1,541	0,282		
Cl^-	mg/l	1284,08	363,14	1813,00	1040,00	48SB4F2	48HB6F1
	meq/l	36,171	10,229	52,070	29,296		
SO_4^{2-}	mg/l	123,82	77,82	232,78	51,24	48SB4F2	48DB14F3
	meq/l	2,580	1,621	4,850	1,068		
NO_3^-	mg/l	0,61	0,59	1,37	0,35	48SB4F2	48HB6F1
	meq/l	0,010	0,010	0,022	0,006		
HCO_3^-	mg/l	801,47	75,96	907,07	731,09	48DB14F3	48SB4F2
	meq/l	13,139	1,245	14,870	11,985		
PO_4^{3-}	mg/l	3,40	1,68	4,76	1,03	48SB4F2	48HB6F1
	meq/l	0,107	0,053	0,150	0,03		
Geleidbaarheid (µS/cm)		4645	895	5487	3777	48SB4F2	48HB6F1
SiO_2 (mg/l)		34,45	20,22	52,66	10,92	48DB14F3	48SB4F2
Tot. hdh. (°F)		89,82	30,18	129,40	63,60	48SB4F2	48HB6F1
Bl. hdh. (°F)		32,28	23,36	62,69	10,60	48SB4F2	48DB14F3

Statistische gegevens van het grondwater uit de zone 311 (5 stalen)

		Gemiddelde	Standaardafwijking	Maximum	Minimum	Staal met maximum	Staal met minimum
Na^+	mg/l	72,06	84,15	213,00	18,75	47DB2F4	47DB2F2
	meq/l	3,133	3,659	9,261	0,815		
K^+	mg/l	26,28	10,16	37,60	17,51	47DB1F4	47DB1F2
	meq/l	0,673	0,261	0,964	0,449		
Ca^{2+}	mg/l	44,65	24,15	75,70	16,71	47DB1F2	47DB2F4
	meq/l	1,145	0,619	1,941	0,428		
Mg^{2+}	mg/l	14,20	4,82	20,70	7,96	47DB1F3	47DB2F1
	meq/l	1,168	0,402	1,702	0,641		
$Fe^{2+/3+}$	mg/l	0,94	1,00	2,12	0,18	47DB1F2	47DB1F4
	meq/l	0,050	0,054	0,114	0,010		
NH_4^+	mg/l	3,49	3,44	9,12	0,91	47DB1F4	47DB1F2
	meq/l	0,194	0,191	0,507	0,051		
Cl^-	mg/l	60,16	28,14	98,51	27,40	47DB2F4	47DB1F4
	meq/l	1,695	0,793	2,775	0,772		
SO_4^{2-}	mg/l	4,45	1,83	7,21	2,68	47DB2F4	47DB1F4
	meq/l	0,093	0,038	0,150	0,056		
NO_3^-	mg/l	0,47	0,39	1,57	0,00	47DB2F3	47DB2F4
	meq/l	0,008	0,006	0,025	0,000		
HCO_3^-	mg/l	333,53	102,09	510,88	254,37	47DB2F4	47DB1F4
	meq/l	5,465	1,674	8,375	4,170		
PO_4^{3-}	mg/l	3,86	4,31	11,29	0,68	47DB2F4	47DB1F2
	meq/l	0,122	0,042	0,162	0,046		
Geleidbaarheid (µS/cm)		593	154	851	449	47DB2F4	47DB1F2
SiO_2 (mg/l)		51,43	20,22	65,20	18,37	47DB1F2	47DB1F3
Tot. hdh. (°F)		16,79	7,08	24,51	7,53	47DB1F3	47DB2F4
Bl. hdh. (°F)		3,30	1,34	5,13	1,47	47DB1F4	47DB2F3

BIJLAGE 7

RESULTATEN VAN HET ISOTOPENONDERZOEK VAN HET GRONDWATER

Bijlage 7 - Resultaten van het isotopenonderzoek van het grondwater

Piëzometer	Cl^- (mg/l)	HCO_3^- (mg/l)	^{14}C (pcm)	konv. ^{14}C-oud.	$\delta^{13}C$(‰)	^3H (T.U.)	$\delta^{18}O$ (‰)
47DB1F1	7150	625	62,1±0,8	3830±100	-14,4	<2,2	-5,37
47DB1F3	55	281	78,7±2,3	1920±230	- 2,1	<1,8	-6,87
47DB2F1	20636	586	57,7±0,8	4425±105	-13,8	<2,4	-2,77
47DB2F4	99	511	89,2±3,6	915±325	- 2,7	<2,3	-7,03
47HB5F1	150	415	85,0±0,7	1310±70	-14,9	11,6±1,4	-6,90
47SB1F1	?	?	21,7±0,7	12280±270	+ 1,8	<2,4	-6,74
48DB14F1	1444	194	36,7±2,6	8055±75	- 6,4	<2,0	-5,90
48DB14F3	?	?	78,1±1,2	1990±75	-14,5	31,7±0,8	-6,84
48DB24F1	7264	329	46,9±1,4	6075±245	- 7,4	<2,3	-6,41
48DB24F2	10148	384	86,6±1,2	1140±110	-13,5	<2,0	-5,92
48HB6F1	1040	767	80,5±1,1	2470±85	-14,2	5,3±0,8	-6,59
48HB11F1	400	1560	67,9±0,8	3105±95	- 7,6	13,0	-6,90
48HB14F1	653	758	78,2±2,1	1975±210	-12,3	<2,2	-6,78
48HB17	996	584	84,3±1,0	1375±95	-13,7	<2,3	-6,42
48HB22	712	705	72,9±1,1	2545±115	+ 2,6	<2,6	-6,54
48HB66F1	ca.4000	?	122,4±11,3	/	+ 8,0	<2,5	-5,86
48HB66F2	ca. 140	?	121,4±1,3	/	-18,3	40,8±0,9	-6,27
48SB1	?	?	73,5±0,8	2470±85	-11,2	<2,4	-6,79
48SB4F1	302	1486	35,3±0,5	8370±105	- 5,8	<2,3	-6,62
48SB4F2	1813	731	/	/	-13,6	<1,8	-6,27

Bijlage 7 - vervolg

Piëzometer	Cl^- (mg/l)	HCO_3^- (mg/l)	^{14}C (pcm)	konv. ^{14}C-oud.	$\delta^{13}C$(‰)	^3H(T.U.)	$\delta^{18}O$(‰)
47HB6F2	229	245	/	/	/	62,6±1,0	-7,30
47HB7F1	275	378	/	/	/	90,3±2,2	-7,04
48HB5F1	151	358	/	/	/	74,6±2,1	-7,02
48HB5F2	238	160	/	/	/	47,7±1,8	-5,80
48HB6F2	208	251	/	/	/	49,3±1,7	-6,92
48SB4F4	208	251	/	/	/	54,9±1,8	-6,71
REGENWATER	12	?	/	/	/	28,7±0,8	-5,83
ZEEWATER	16106	165	/	/	/	18,8±1,4	-0,64