

RIJKSUNIVERSITEIT GENT
Fakulteit van de Wetenschappen

HYDROGEOLOGIE VAN HET DUINGEBIED TEN WESTEN VAN DE PANNE

Luc LEBBE

Lincolnd Monument
De Panne

Tekst

Prüfsschrift vorgelegt tot het verkrijgen van de graad
van Doctor in de Wetenschappen
(Aard- en Delfstofkunde)

Promotor: Prof. Dr. W. De Breuck

1978

RIJKSUNIVERSITEIT GENT

Fakulteit van de Wetenschappen

HYDROGEOLOGIE VAN HET DUINGEBIED TEN WESTEN VAN DE PANNE

Luc LEBBE

Tekst

Proefschrift voorgelegd tot het verkrijgen van de graad
van Doctor in de Wetenschappen
(Aard- en Delfstofkunde)

Promotor : Prof. Dr. W. De Breuck

1978

UNIVERSITEIT GENT
RCMG-Seismostratigrafie
inventarisnummer :
RCMG 212 deel 1

ERRATA

blz. 2 regel 16

ten *westen* door de Frans-Belgische grens i.p.v. ten oosten door de Frans-Belgische grens

blz. 20 regel 16

$$\frac{1}{d_w} = \sum \frac{W_i}{D_i \times W_{\text{tot}}} \quad \text{i.p.v.} \quad \frac{1}{d_w} = \sum \frac{W_i}{d_i \times W_{\text{tot}}}$$

blz. 20 regel 19

$$D_i = \frac{3}{\frac{1}{d_i} + \frac{2}{d_i + d_{i+1}} + \frac{1}{d_{i+1}}} \quad \text{i.p.v.} \quad d_i = \dots\dots\dots$$

blz. 21 regel 18

$$k = 54.000 U^{-2} \times A \times B \times C \quad \text{i.p.v.} \quad k = 54.000 u^{-2} \times A \times B \times C$$

blz. 59 regel 2

Vervolgens wordt de *resistiviteitscel* i.p.v. Vervolgens wordt de sonde

blz. 67 regel 14

Het ~~bevat~~ er meer *alkaliën* i.p.v. Het bevat er meer aardalkaliën.

blz. 68 regel 6

(groep 7c) i.p.v. (groep 7b)

blz. 69 regel 31

de lekfactor . van een halfarterische laag *L*, de *draineringsfaktor* van een *freatische laag* met vertraagde afgifte B, i.p.v. de lekfactor van een halfarterische laag met vertraagde afgifte B,

blz. 73 regel 29

De specifieke elastische bergingscoëfficiënt, S'_A i.p.v. de specifieke elastische bergingscoëfficiënt, S_s

Blz. 73 regel 33

De specifieke elastische bergingscoëfficiënt, S'_A i.p.v. De specifieke elastische bergingscoëfficiënt, S_s

blz. 80 regel 1

$$y = \frac{A}{65} (2,09 - 17,66 \cos X + 3,87 \cos 2X - 61,33 \sin X + 3,26 \sin 2X) \quad \text{i.p.v.} \quad x = \frac{A}{65} \dots\dots$$

blz. 89

ψ i.p.v. Ψ

blz. 110 regel 30

De *berging van bodemvocht* bereikt in deze periode een absoluut minimum en het *deficiet* een absoluut maximum voor de 20 jaar periode.

blz. 114 regel 26

$$z^2 \cdot \frac{\partial \psi_v}{\partial y} \quad \text{i.p.v.} \quad z^2 \cdot \frac{\partial \psi_v}{\partial y} x$$

blz. 115 regel 19

$$Z.H (v_x)_{I-1/2,K,J} \quad \text{bij benadering} \quad Z.H (v_x - \frac{z}{2} \frac{\partial v_x}{\partial x})_{I,K,J} \quad \text{i.p.v.}$$

$$Z.H (v_x)_{I+1/2,K,J} \quad \text{bij benadering} \quad Z.H (v_x + \frac{z}{2} \frac{\partial v_x}{\partial x})_{I,K,J}$$

blz. 117 regel 24

$$z^2 (v_z)_{I,K,J-1/2} \quad \text{i.p.v.} \quad z^2 v_z)_{I,K,J-1/2}$$

blz. 152 regel 30

het principe van de *superpositie* i.p.v. het principe van de superpositieit.

INHOUD

Blz.

WOORD VOORAF

1. INLEIDING	1
2. GEOLOGIE VAN HET KUSTGEBIED	4
2.1. Het Tertiair.....	4
2.2. Het Pleistoceen	4
2.2.1. Het Eemiaan.....	5
2.2.2. Het Weichseliaan	6
2.3. Het Holoceen	7
2.3.1. Preboreaal en boreaal	7
2.3.2. Het Atlanticum	8
2.3.3. Het Subboreaal	9
2.3.4. Het Subatlanticum	10
2.3.4.1. De Duinkerken I-transgressie	10
2.3.4.2. De Duinkerken II-transgressie ...	11
3. SEDIMENTOLOGISCH ONDERZOEK	12
3.1. Terreinonderzoek	12
3.2. Laboratoriumonderzoek	13
3.2.1. Voorbehandeling van de monsters	13
3.2.2. De bepaling van het kalkgehalte	13
3.2.3. De bepaling van het gehalte aan organisch materiaal	13
3.2.4. De granulometrische analyse	14
3.3. Verwerking van de resultaten van het laboratorium- onderzoek	15
3.3.1. De kumulatieve kurven	15
3.3.2. Statistische parameters	15
3.3.2.1. Grafische parameters	15
3.3.2.2. Momentenmethode	16
3.3.2.3. Specifieke oppervlakte U	17
3.3.2.4. De bepaling van de permeabiliteit op grond van granulometrie	17
3.4. Syntetische voorstelling van de resultaten van het terrein- en het laboratoriumonderzoek	23
3.4.1. Hydrolitologische profielen van de boringen	23
3.4.2. Het litostratigrafische profiel	24
3.5. Litostratigrafische eenheden	24
3.5.1. Het tertiair substraat (1)	24

3.5.2. Laag (2) : middelmatige tot grof middelmatige zanden met schelpen en schelpgruis ..	24
3.5.3. Laag (3) : klei-leemkomplex	25
3.5.4. Laag (4) : middelmatig tot fijn middelmatig zand	27
3.5.5. Laag (5) : klei-lemig zand	31
3.5.6. De laag (6) : duin- en strandafzettingen..	33
3.6. Besluit	34
4. HET HYDROCHEMISCH ONDERZOEK	36
4.1. Inleiding	36
4.2. Vroegere onderzoeken in het Belgisch Kustgebied	36
4.3. Hydrochemisch onderzoek van het grondwater	37
4.3.1. De bemonstering	37
4.3.2. De analyse	37
4.3.3. Klassifikatie van de wateren	39
4.3.3.1. Symbool van het watertype	39
4.3.3.2. Totale mineralisatie	39
4.3.3.3. Relatieve ionenverdeling	40
4.3.4. Voorkomen, verspreiding en evolutie van de waters	42
4.3.4.1. Duinwaters	42
4.3.4.2. Waters ter hoogte van het strand en de windgeulen	44
4.3.4.3. Waters in het overdekte waddenlandschap	47
4.4. Hydrochemisch onderzoek van het regenwater	48
4.4.1. Methode en resultaten	48
4.4.2. Voedingscoëfficiënt van de freatische laag afgeleid uit de hydrochemie van het regenwater en van het duinwater	50
4.4.3. Herkomst van de belangrijkste ionen in het duinwater	51
4.5. Elektrische boorgatmetingen	52
4.5.1. Resistiviteit van het gesteenten	52
4.5.1.1. De resistiviteit van het gesteente en de resistiviteit van de matrix	52
4.5.1.2. De resistiviteit van de poriën-vloeistof	53
4.5.1.3. Verband tussen de resistiviteit van het gesteente en de porositeit α	53

4.5.1.4.	Verband tussen de resistiviteit van het gesteente en van de verzadigingsgraad	54
4.5.1.5.	Verband tussen de resistiviteit in de verzadigde zone, de korrelgrootteverdeling, de kationenuitwisselingscapaciteit van de afzetting en de concentratie aan zouten in het poriënwater	55
4.5.1.6.	Verband tussen resistiviteit van het gesteente en de temperatuur	56
4.5.2.	Metode	57
4.5.2.1.	Opstelling	57
4.5.2.2.	Uitwerking	57
4.5.2.3.	De meting	58
4.5.3.	Interpretatie van de elektrische boorgatmetingen	59
4.5.3.1.	In de duinen	59
4.5.3.2.	Op het strand, 117DB12EBM1 en 117DB12EBM2	61
4.5.3.3.	In het overdekte waddenlandschap ...	62
4.5.4.	Syntese	66
4.6.	Besluiten uit het hydrochemische onderzoek	67
5.	HYDRAULISCHE KENMERKEN VAN DE FREATISCHE LAAG	69
5.1.	Inleiding	69
5.1.1.	Permeabiliteit of hydraulische konduktiviteit k	70
5.1.2.	Transmissiviteit, kD	71
5.1.3.	De hydraulische weerstand, c	72
5.1.4.	De lekfactor L	72
5.1.5.	De draineringsfactor B	73
5.1.6.	Berging van een freatische watervoerende laag	73
5.2.	De bemalingsproeven	75
5.2.1.	Soorten watervoerende lagen	75
5.2.2.	Bemaling van een freatische laag met vertraagde afgifte	76
5.2.3.	Bemalingsproef 117DB2BP1	77
5.2.3.1.	Schommelingen van de stijghoogten onder invloed van het getij	77
5.2.3.2.	Hydraulische parameters afgeleid uit de tijd-afpompingskurven van de bemalingsproef 117DB2BP1	80
5.2.3.3.	Transmissiviteit uit resterende verlagingskurve (bemalingsproef 117DB2BP1)	81

5.2.4. Bemalingsproef 193DB7BP1	82
5.2.5. Bemalingsproef 117DB15BP1	84
5.2.6. Hydraulische parameters uit de tweede reeks tijd-afpompingskurven 117DB16BP2.....	86
5.2.7. Besluiten	87
5.3. Fluktuaties van het waterpeil onder invloed van de getijwerking	87
5.3.1. Waarnemingen	87
5.3.2. Hydraulische principes	88
5.3.3. Verwerking van de waarnemingen	90
5.3.4. Hydraulische parameters afgeleid uit de stijg- hoogtefluktuaties in de grofkorrelige afzet- tingen	93
5.3.5. Hydraulische parameters bepaald uit de stijg- hoogtefluktuaties in de fijnkorrelige afzet- tingen	94
5.3.6. Besluiten uit de stijghoogtefluktuaties onder invloed van de getijwerking	96
6. HYDROGEOLOGIE	97
6.1. Het eerste subsysteem : de waterhuishouding van de onverzadigde zone	97
6.1.1. De potentiële evapotranspiratie volgens PENMAN	98
6.1.2. Fysische en meteorologische gegevens	102
6.1.3. De werkelijke evapotranspiratie, de berging van de bodem, het deficit en de aanvulling van het grondwater	104
6.1.4. De verwerking van de meteorologische gege- vens	105
6.1.5. Resultaten van de bodemwaterbalans.....	106
6.2. Het tweede subsysteem : de waterhuishouding van de verzadigde zone	111
6.2.1. Basisprincipen van het tweede subsysteem ..	111
6.2.1.1. Potentiaal	111
6.2.1.2. Vereenvoudigde voorstelling van de watervoerende laag	112
6.2.1.3. Wet van Darcy	113
6.2.1.4. Continuïteitswet	114
6.2.1.5. Differentie-approximatie	118
6.2.1.6. Oplossing van de vergelijking	121
6.3. De stijghoogten	131
6.3.1. De waarnemingen	131
6.3.2. De hydro-isohypsen van het duingebied	131

6.3.2.1. De stijghoogte in functie van de diepte	132
6.3.2.2. De stijghoogte in functie van de plaats	134
6.3.3. De seizoenale schommelingen van de stijghoogten	136
6.4. De permeabiliteit	139
6.4.1. De horizontale permeabiliteit	140
6.4.1.1. Terreingegevens	140
6.4.1.2. De voorstelling in het model	140
6.4.2. De verticale permeabiliteit	141
6.4.2.1. Terreingegevens	141
6.4.2.2. Voorstelling van het model	142
6.5. De berging	143
6.6. De winning en lozing van water	145
6.7. De randvoorwaarden	148
6.8. Resultaten	148
6.8.1. De stijghoogten op de peilen 0, 10 en 20	148
6.8.2. Balans van de verzadigde zones	149
6.8.3. Feedback of terugkoppeling	149
7. BESLUIT	156
REFERENTIES	159
AANVULLENDE BIBLIOGRAFIE	

WOORD VOORAF

In de eerste instantie dank ik mijn promotor Prof. Dr. W. DE BREUCK, die mijn interesse voor de hydrogeologie opwekte bij mijn licentiaatswerk en me daarna stimuleerde in een verdere bekwaming. Hij betekende een grote steun bij de praktische organisatie van het werk. Hij stelde mij in staat de vele toestellen, onder zijn leiding ontwikkeld, op het veld te gebruiken. In de laboratoria liet hij toe de verschillende analyses uit te voeren. Tenslotte dank ik hem voor de kritische opmerkingen bij het tot stand komen van dit werk.

Mijn dank gaat ook naar Prof. Dr. R. TAVERNIER in wiens ploeg van medewerkers ik werd opgenomen en bij wie ik steeds op belangstelling en steun kon rekenen.

Voor de hulp bij de interpretatie van de sedimentologische gegevens kon ik steeds beroep doen op Prof. Dr. G. DE MOOR. Voor de oplossing van de problemen rond het matematische model kon ik rekenen op Prof. Dr. C. GROSJEAN.

Ook alle professoren die meehielpen aan mijn opleiding in de geologie en de milieusanering dank ik, in het bijzonder Prof. Dr. R. MARECHAL, Prof. Dr. J. de HEINZELIN, Prof. Dr. W. DEKEYSER en Prof. Dr. E. VERBEEK.

Tevens dank ik het IWONL dat mij toeliet als bursaal deze studie gedurende een periode van drie jaar uit te voeren.

Voor zijn hulp en raadgevingen bij het opstellen van de waterbalans dank ik Dr. C. VERNEMMEN. Eveneens ben ik veel verschuldigd aan Dr. L. WALSCHOT voor zijn redactionele vaardigheid waarbij hij mij aan het einde van het onderzoek bijstond en voor het grote geduld dat hij opbracht bij de weergave van de figuren.

Mijn dank gaat ook naar de IWVA, in het bijzonder de gewezen directeur J. SPILLIAERT en de heer C. VANLERBERGE, die mij gegevens verstrekten over de waterwinning en mij tevens de mogelijkheid gaven om het onderzoeksmaterieel in hun loodsen op te bergen.

Dr. J.-P. CNUDDE, Dr. P. PLINKE, Lic. P. VAN BURM, Lic. M. MAHAUDEN en Lic. M. DEPRET, met wie ik op de leerstoel voor Toegepaste Geologie samenwerk, dank ik voor hun hulp op de meest uiteenlopende gebieden.

Veel ben ik verschuldigd aan de heren Ing. J. VANDENHEEDE en Ing. E. BEEUWSAERT. Zij ontwikkelden de aangepaste apparatuur voor elektrische boorgatmetingen evenals de zelfregistrerende peilschrijver. Hun komputerprogramma's hielpen me bij het voorstellen van mijn gegevens. Tenslotte dank ik hen voor verhelderende diskusies en praktische hulp.

Tenslotte een woord van dank aan alle personeelsleden van het Geologisch Instituut van de Rijksuniversiteit te Gent, die op een of andere wijze hebben bijgedragen in het totstandkomen van dit proefschrift. Hierbij denk ik vooral aan R. BOGAERT, B. DANCKAERT, D. DAUWE, A. DE SMIJTER, C. DUYOLS, M. GENBRUGGE, Ing. A. MATTHIJS, B. PORREYE en H. VANNIEUWENHUYSE voor het uitvoeren van de hand- en diepboringen, voor het waterpassen en het verzamelen van watermonsters, aan Ing. J. BEECKMAN en D. DAUWE voor het uitvoeren van water- en granulometrische analyses, aan G. SCHAECK en Y. MEYSKENS voor het keurige grafische werk, aan J. VAN WAETERMEULEN, H. VANNIEUWENHUYSE en Ing. J. VANDENHEEDE voor het goede fotografische werk, aan Mevr. G. VERMEIREN voor het verzorgde dactylografische werk.

1. INLEIDING

Geruime tijd reeds wordt door het Geologisch Instituut van de Rijksuniversiteit te Gent onderzoek verricht in verband met de hydrogeologie van het kustgebied. Deze studie beoogt een beter inzicht in de opbouw van de freatische laag en de grondwaterstromingen van het duingebied, de aangrenzende polders en het hoogstrand van de Westhoek.

Het voorafgaand onderzoek omvat een systematisch geoelektrisch onderzoek in de Belgische kustvlakte. Hierbij werden meer dan 1700 resistiviteitssonderingen uitgevoerd. Deze lieten toe de zout-zoetwatergrens in kaart te brengen. In het oostelijk kustgebied werden de verschillende waters op grond van chemische analyses en geleidbaarheidsmetingen in verschillende groepen onderverdeeld. Het voorkomen, de verspreiding, de herkomst, de genese en de evolutie van deze werden er onderzocht door het uitvoeren van diepboorgatmetingen, chemische analyses en ouderdomsbepaling van de verschillende waters.

In deze studie wordt het hydrochemische onderzoek van het grondwater verder gezet. Chemische analyses werden uitgevoerd op infiltrerend zeewater en regenwater dat in dit gebied opgevangen werd. Dit liet toe een schatting te maken van de hoeveelheid regenwater die naar de grondwatertafel infiltreert.

Door de aanwezigheid van verschillende waterwinningen in het zoetwaterreservoir van het westelijk kustgebied drong zich, naast het hydrochemische onderzoek, een kwantitatieve studie op van de grondwaterstroming. Hiervoor werden meer dan zestig handboringen en een twintigtal diepe boringen geslagen. De boorputten werden naderhand van één of meer filters voorzien. Hierin werden de stijghoogten regelmatig gemeten. Deze metingen werden verwerkt onder de vorm van hydro-isohypsenkaarten. Uit de filters werden eveneens de watermonsters onttrokken voor de chemische analyse.

De fysische kenmerken van het reservoir werden op verschillende manieren achterhaald. De grondstalen werden aan een granulometrische analyse onderworpen. Op verschillende putten werden bemalingsproeven uitgevoerd. Tenslotte werden ook de getijschommelingen van de stijghoogte ontleed.

Door het opstellen van een mathematisch model werd er naar gestreefd de natuurlijke grondwaterstromingen in het studiegebied te simuleren. Bij het model werden zowel de hydrometeorologische als de hydrogeologische gegevens betrokken. Het mathematisch model laat toe de hydrologische balans van het gebied te bepalen en de gevolgen van menselijke ingrepen op de grondwaterstromingen te voorspellen.

Het studiegebied is gelegen op de kaartbladen van het N.G.I. 11-7 (De Panne) en 19-3 (De Moeren). Het bevindt zich helemaal op het grondgebied van de fusiegemeente De Panne. Ten noorden is het gebied begrensd door de Noordzee, ten oosten door de Frans-Belgische grens, ten zuiden door het kanaal van Nieuwpoort naar Duinkerken en ten oosten door de rijksweg 292 De Panne-Adinkerke.

Het noordelijk gedeelte van het studiegebied wordt ingenomen door het duingebied en het strand ten westen van de oude kern van De Panne. Het omvat het natuurreservaat van de Westhoek, de verkaveling "De Westhoek" en de waterwinning van de Intercommunale Waterleidingsmaatschappij van Veurne-Ambacht (IWVA).

Het sterk golvende duinlandschap bereikt aan de westelijke grens een breedte van 1600 m, aan de oostelijke grens een breedte van 2200 m.

Achter het voorduin ligt een noordelijke gordel van pannen en paraboolduinen en een zuidelijke gordel van zeer grote pannen en paraboolstructuren, die gescheiden zijn door een van west naar oost verbredend centraal duinmassief (L. CHRISTIAENS, 1976). De pannevloer ligt meestal tussen 4,5 en

+6,5^x; de hoogste gedeelten van de paraboolduinen, het centraal massief en de duinrepen stijgen boven +15. De hoogste top in het zuiden overschrijdt +20.

Het strand, hier op zijn breedst langs de Belgische kust, vertoont een patroon van evenwijdige strandruggen gescheiden door lange en smalle zwinen. Bij laag tij ontwateren deze langs min of meer regelmatige verspreide muien. De gemiddelde strandhelling bedraagt er 1,13%.

In het zuiden van het studiegebied ligt het overdekte waddenlandschap. Hierin komen enkele duineilandjes voor, die behoren tot het Oud Duinlandschap (MOORMANN, E.R., 1951). Het landschap is er vrijwel vlak en ligt tussen 3,5 en 4,5.

^x Alle peilen zijn aangegeven in meters t.o.v. het nulpunt van het N.G.I. (Tweede Algemene Waterpassing).

2. GEOLOGIE VAN HET KUSTGEBIED

2.1. HET TERTIAIR

De vloer van de freatische laag wordt volledig gevormd door eocene klei van Ieperiaan-ouderdom. Deze afzetting heeft een dikte van circa 105 m en helt in NNE-richting.

Het oppervlak werd geboetseerd tijdens het Pleistoceen. De glaciaties hebben immers telkens een aanzienlijke verlaging van de zeespiegel veroorzaakt. In die periode vormde zich ook het Nauw van Kales. Vooral de insnijding op het einde van het Saale-glaciaal en het begin van het Eemiaan heeft het uitzicht van het huidige bedolven oppervlak bepaald.

R. PAEPE (1971) heeft in een geologisch profiel tussen Gistel en Stalhille een opeenvolging van trappen en asymmetrische dalen in de top van het tertiair substraat waargenomen. De steilwand is naar het noordoosten, de zachte helling naar het zuidwesten gericht. Ook de kleine bulten of kommen vertonen dezelfde asymmetrie als de dalen. R. PAEPE schrijft die asymmetrie toe aan de structuren die in het Ieperiaan (Yc en Yd) zelf optreden. De trappen zouden wijzen op een algemeen erosieoppervlak op het niveau van circa -2,5 dat zowel onder de polders als onder de dekzandrug van Oudenburg-Ettelgem doorloopt.

In een geologisch profiel tussen Veurne en de Franse grens, heeft men (C. BAETEMAN, G. LAMBRECHTS & R. PAEPE, 1974) aan de zuidelijke rand van het westelijk kustgebied, twee vervlakkingen in de top van het tertiair substraat waargenomen. Het facies van het Tertiair bestaat hier uitsluitend uit zware klei (Yc). De eerste vervlakking treedt op rond het peil 0, een tweede rond het peil -5. De beide vervlakkingen zijn onderbroken door geulen die opgevuld zijn met de afzetting van Kales. De geulen in de tweede vervlakking zijn dieper en breder.

2.2. HET PLEISTOCEN

Die intensieve erosie heeft voor gevolg gehad dat zeer weinig oudere pleistocene sedimenten in het kustgebied bewaard gebleven zijn.

In de westelijke kustvlakte rekent men de zanden van Izenberge met Cardium edule in biocenotische positie en de boven-

liggende venige laag tot het Holsteiniaan (R. TAVERNIER & J. de HEINZELIN, 1962; R. VANHOORNE, 1962).

In het oostelijk kustgebied rekenen sommige auteurs (R. PAEPE, R. VANHOORNE & D. DERAYMAECKER, 1972) de grijsgroene zanden onder de zgn. "Brugge Bodem" (een humus-ijzer podzol) tot het Saaliaan.

2.2.1. HET EEMIAAN

Door de verbreding van het Nauw van Kales geschiedde materiaaltransport van west naar oost. In de Belgische kustvlakte kwam aldus de afzetting van Oostende tot stand (R. TAVERNIER, 1947). Het onderste gedeelte hiervan bestaat uit grof zand, al of niet gebroken silexkeien grove kwartskorrels, zandsteenfragmenten, geremanieerde tertiaire fossielen en kwartaire schelpen. Daarop rust een middelmatig zand met veel schelpgruis. Bovenaan wordt meestal een grinthoudend niveau met talrijke schelpen aangetroffen. De basis van deze afzetting bevindt zich in de oostelijke kustvlakte tussen -17 en -22, de top tussen -9 tot -15 (DE BREUCK, DE MOOR & MARECHAL, 1969). In de centrale kustvlakte zou de top van deze afzetting tussen -6 en -8 liggen (R. PAEPE, 1965).

Aanvankelijk werd alleen de hierboven beschreven laag als Eemiaan in de kustvlakte herkend. Uit recent onderzoek aan de rand van het oostelijk kustgebied (R. PAEPE, 1971; R. PAEPE & R. VANHOORNE, 1972; R. PAEPE, R. VANHOORNE & D. DERAYMAECKER, 1972; G. DE MOOR & W. DE BREUCK, 1973; P. HOLVOET, 1974) meent men te mogen besluiten dat het Eemiaan er uit twee litostratigrafische eenheden bestaat.

De onderste afzetting, de afzetting van Meetkerke, rust op het tertiair substraat (Meetkerke) of op Saale-dekzanden (Sint-Pieters-Brugge). Het is een overwegend lemig-kleilig waddensediment waarin zandige, lemige en kleilige facieswisselingen voorkomen. De afzetting heeft te Meetkerke een dikte van 5 6 m, en komt voor tussen de peilen -6 en 0. Erboven ligt de schelprijke afzetting van Stalhille. Deze circa 1 m dikke afzetting is ontstaan als een lage strand- tot een hoge zandwal in een getijdezone met sterke oostelijke kuststromingen. Het oppervlak van deze litorale afzetting ligt rond het peil 0 en blijkt in zekere mate geërodeerd (G. DE MOOR & W. DE BREUCK, 1973). Dit zou de bovengrens zijn van het Eemiaan.

Aan de zuidelijke rand van de westelijke kustvlakte treft men geen Eemiaan-sedimenten aan (C. BAETEMAN, G. LAMBRECHTS & R. PAEPE). In de westelijke kustvlakte is de Eemiaan-afzetting (J. SCHITTEKAT, 1972) slechts één meter dik. Ze is begrepen tussen de peilen -22 en -23.

2.2.2. HET WEICHSELIAAN

Tijdens het Weichsel-glaciaal daalde het niveau van de Noordzee opnieuw. De zeebodem kwam droog te liggen waardoor het materiaal beschikbaar werd voor de niveo-eolische afzetting.

R. TAVERNIER (1947) aanziet de zanden en lemen, die boven de afzettingen van Oostende voorkomen als een Weichseliaan-afzetting en noemt ze "de zone van Leffinge". Ze kunnen ver achter de poldergrens worden vervolgd en sluiten aan op het dekzandgebied.

In het oostelijk kustgebied (W. DE BREUCK, G. DE MOOR & R. MARECHAL, 1969) onderscheidde men twee afzettingen die tot het Weichsel-glaciaal behoren, de afzetting van Uitkerke en de afzetting van Wenduine. De afzetting van Uitkerke bestaat er uit fijn middelmatig tot middelmatig zand. Naast laagjes fijn zand en zandleem treft men ook talrijke kleilenzen aan. Behalve een weinig planten- en schelpgruis worden alleen enkele zeldzame Cardium edule aangetroffen. De basis van de afzetting ligt in de oostelijke kustvlakte op -9 tot -15. De top bevindt zich op het peil -8 en stijgt tot -6 naar het binnenland toe. De afzettingen van Wenduine rusten op de afzettingen van Uitkerke. Het is een grinthoudende laag met gerolde silexen, grof zand en kleine zandsteenfragmenten. In verschillende boringen werden in dit grintniveau, vooral bovenaan dunne venige laagjes aangetroffen. Deze afzetting bereikt soms een dikte van 1 m maar blijft meestal beperkt tot enkele decimeters. Een koolstof-14 analyse (DAUCHOT-DEHON & HEYLEN, 1969) op schelpen geeft een maximale ouderdom van 11.349 B.P. ($\pm$ 364).

Aan de zuidelijke rand van de oostelijke kustvlakte (G. DE MOOR & W. DE BREUCK, 1973) werden te Meetkerke de afzetting van de Lage Moerenaangetroffen boven de Eemiaan-sedimenten. Ze bestaan uit zandig hydrocryostatisch materiaal dat uit de onderliggende afzettingen van Stalhille is opgeperst. Plaatselijk is deze laag weggespoeld. Hoger ligt de afzetting van Sint-Andries, een fijnzandig sediment, dat door niveo-eolische aanvoer is afgezet. Aan haar oppervlak heeft zich vóór het Subatlanticum een holocene bodem, de zgn. Bodem van Varsenare,

ontwikkeld. Dat oppervlak stemt overeen met het huidige maaiveld dat op +2 ligt. Het subboreale oppervlakteveen is weggegraven. Volgens R. PAEPE & R. VANHOORNE (1972), komt de afzetting van Sint-Andries overeen met het Dekzand 2 van het Weichsel-glaciaal.

Te Sint-Pieters-Brugge komt er een meer volledige sekwentie voor van het Weichseliaan, die gaat vanaf het begin tot het einde van de glaciële periode (R. PAEPE, R. VANHOORNE & D. DERAYMAEKER, 1972). Ze bestaat uit een afwisseling van lemen en grove zanden, met daarboven verschillende dakzanden.

Aan de zuidelijke rand van de westelijke kustvlakte komen geen Weichseliaan-sedimenten voor. Uit een vergelijking van de hoogteligging van de basis van de afzetting van Kales aan de zuidelijke rand van het westelijke kustgebied en die van de zuidelijke rand van het oostelijke kustgebied volgt dat er ten westen van de IJzermonding een belangrijke erosie heeft plaatsgegrepen door de uitsnijding van de vermoedelijke reeds bestaande geulen (C. BAETEMAN, G. LAMBRECHTS & R. PAEPE, 1974). Dit blijkt eveneens uit de gegevens van diepe boringen te Oostduinkerke (J. SCHITTEKAT, 1972).

Tijdens het Preboreaal heeft zich een zeer diepe insnijding voorgedaan waardoor alle Weichseliaan- en een groot gedeelte van de Eemiaan-afzettingen werden geërodeerd.

2.3. HET HOLOCEEN

Gedurende het gehele Holocene bleef de zeespiegel stijgen, eerst tamelijk snel, maar vanaf het Atlanticum nog slechts 1 tot 10 m per duizend jaar (BLOOM, 1971). Hiermee gepaard verminderde de fluviatiele erosie en nam de sedimentatie vanaf het Atlanticum toe.

2.3.1. PREBOREAAL EN BOREAAL (CA. 12.000-6.450 B.P.)

In het Preboreaal was de fluviatiele erosie, die reeds begonnen was in het Laat-glaciaal, zeer belangrijk. Aan de zuidelijke rand van de kustvlakte werd een stelsel van diepe en nauwe valleien uitgeschuurd. Dit valleienstelsel is in het gebied van de Golf van Lo (R. MARECHAL, 1953) zeer sterk vertakt, waarschijnlijk tengevolge van de ondoorlatende Ieperiaanklei in de ondergrond. Zoals eerder vermeld was deze erosie vrij belangrijk ten westen van de IJzermonding. Te Oostduinkerke zijn erosiegeulen ingesneden tot -22. Tijdens het

Boreaal werd deze geul opgevuld met grof middelmatig zand met veel schelpen dat een dikte van 6 m bereikt (J. SCHITTEKAT, 1972).

In de laagste delen van de preboreaal uitgeschuurde valleien, heeft zich tijdens het Boreaal veen ontwikkeld, het zogenaamde "veen op grote diepte". In verscheidene diepe boringen in het oostelijk kustgebied werden dunne venige laagjes aangetroffen van dit diepteveen (W. DE BREUCK, G. DE MOOR & R. MARECHAL, 1969).

2.3.2. HET ATLANTICUM (6.450-3.950 B.P.)

Het Midden-Holoceen wordt gekenmerkt door de zogenaamde Flandriaanse transgressie, die te wijten was aan het afsmelten van de Weichsel-ijskap. Door die transgressie werden de mariene sedimenten van de Assise van Kales afgezet (TAVERNIER, 1947).

R. MARECHAL (1953) en R. PAEPE (1960) onderscheiden in de Assise van Kales een marien en een fluviatiel facies in het kustgebied gelegen tussen Duinkerken en de IJzermonding. Het mariene facies komt voor in het grootste gedeelte van het kustgebied met uitzondering van de boreale valleien en van een nauwe zone langs de zuidelijke grens van de kustvlakte.

In het mariene facies heeft men (C. BAETEMAN, G. LAMBRECHTS & R. PAEPE, 1974) tussen Veurne en de Franse grens een lito-stratigrafische differentiatie gemaakt en deze met het Nederlandse kustgebied gekorreleerd. Men onderscheidt vier litostratigrafische eenheden. Tussen de drie onderste kan veen (Holland Veen) voorkomen. De Kales 1-afzetting bestaat uit een complex van blauwgrijs klei- en leemhoudend zand met veen en plantenresten, en talrijke schelpen en schelpgruis. De Kales 2-afzetting is een blauwgrijze klei, vaak zandig, met talrijke veen- en plantenresten. Tussen deze twee lagen vindt men soms veen op het peil -6; de ouderdom ligt omstreeks 6.500 B.P. De Kales 3-afzetting bestaat uit grijs fijn zand met schelpen en schelpgruis met plaatselijk veel klei. De Kales 2- en de Kales 3-afzetting worden soms door een veenlaag gescheiden die zich vrijwel continu rond het peil -3 handhaaft. De ouderdom van deze veenlaag ligt vermoedelijk rond 5.200 B.P. De erosie van dit veen vóór en tijdens de opbouw van de Kales 3-afzetting schijnt beperkt geweest te zijn. Ook de dikte en de horizontale uitbreiding van deze schelprijke laag blijven omzeggens konstant. De overgang van de Kales 3- naar de kleiiger Kales 4-afzettingen wordt vaak gekenmerkt door een venige zone. De Kales 4-afzetting is meestal een

kleihoudend grijs fijn zand met talrijke veen- en plantenresten en sporadisch schelpen en schelpgruis.

Te Oostduinkerke rekent men de fijne mariene afzettingen tussen de peilen -16 en -10 tot de afzetting van Kales. Onderaan deze laag rond het peil -16 ligt een kleilens waarvan het pollen-spectrum wijst op een Oud-Atlanticum ouderdom (J. SCHITTEKAT, 1972).

In het oostelijk kustgebied onderscheidt men in de afzetting van Kales de afzetting van Houtave en de afzetting van Zuienkerke (W. DE BREUCK, G. DE MOOR & R. MARECHAL, 1969).

De afzetting van Houtave omvat fijn tot middelmatig fijn zand, waarin kleilensjes, houtrestjes en verspreide schelpen, hoofdzakelijk Cardium edule en Hydrobia sp. aangetroffen worden. De dikte van de laag bedraagt vier tot vijf meters. De top ligt op -2. Helemaal bovenaan bevindt zich een grovere zone die plaatselijk een schelpbank met vooral Cardium edule of een silexgrint bevat. In deze afzetting werden te Uitkerke (1240B6) talrijke op-eenvolgende veenlaagjes aangeboord.

De afzetting van Zuienkerke wordt gekenmerkt door fijn middelmatig zand met plantengruis, schelpfragmenten en gehele schelpen, hoofdzakelijk Cardium edule. De dikte van de laag kan tot 4 m oplopen. De afzetting ravineert soms de onderliggende lagen tot het peil -4. Plaatselijk komt verder zeewaarts ook een kleilige topzone voor. Op andere plaatsen bestaat de topzone uit middelmatig zand met veel schelpfragmenten.

2.3.3. HET SUBBOREAAL (3.950 tot 2.150 B.P.)

Op het einde van het Atlanticum en in het begin van het Subboreaal werd de waddenzee afgesloten door een duingordel, de zgn. oude duinen. De duinzone van Adinkerke-Ghyvelde is hiervan een overblijfsel. In boringen te Oostduinkerke worden resten van deze subboreale duinen aangetroffen tussen de peilen -5 en -9 (J. SCHITTEKAT, 1972).

Door de opbouw van de duingordel nam de invloed van de zee op het achterliggende gebied af. In de afgelosten lagunes ontwikkelde zich een veenlandschap. Dit veen bedekte de gehele afzetting van Kales en varieerde in dikte van enkele decimeters tot enkele meters. Dit veen vormt het hoofdlied van het Holland- of het oppervlakteveen en wordt in de ganse Belgische kustvlakte teruggevonden. Hierin is

een evolutie te herkennen : aan de basis rietveen, daarop mos- en bosveen (J. AMERYCKX, 1959).

De ontwikkeling van het veen bereikte op sommige plaatsen zulke hoogten dat het door de latere Duinkerken-transgressies niet overstroomd werd. Dat was het geval in het gebied van de Frans-Belgische Moeren, waar het naderhand door de Abdij Ter Duinen ontgonnen werd.

De duingordel werd nog vóór het einde van het Subboreaale te Oostduinkerke doorbroken. Er ontstond een netwerk van geulen waarin middelmatig tot fijn middelmatig zand afgezet werd. Het bevindt zich tussen de peilen -2 en -4 en ravineert soms de onderliggende lagen tot -7 (J. SCHITTEKAT, 1972). Ook later tijdens het Subatlanticum werd van hieruit een netwerk van krekens gevormd.

2.3.4. HET SUBATLANTICUM (VANAF 2.150 B.P. TOT NU)

Deze periode is gekenmerkt door de verschillende fasen van de Duinkerken-transgressie.

2.3.4.1. De Duinkerken I-transgressie

De transgressie was vooral belangrijk in het NE van het Belgisch kustgebied. Een kleine doorbraak deed zich voor tussen de Grote Bogaard en Wulpen ten zuiden van Veurne.

De sedimenten van de Duinkerken I-transgressie vertonen een mikrogelaagdheid veroorzaakt door een afwisseling van zandige en kleiige laagjes van één tot enkele millimeters dikte. Plaatselijk komt aan de top een vegetatie voor. De bovenste horizon, die 10 cm bereikt, is ontkalkt. Men vindt deze sedimenten echter nergens aan het oppervlak, waardoor hun maximale uitbreiding niet met zekerheid bekend is (J. AMERYCKX, 1959). Ze zijn steeds bedekt door de Duinkerken II-sedimenten. Het venige bandje en de bovenste ontkalkte zone kunnen in verband gebracht worden met de kortstondige Romeinse regressie. Tijdens deze regressie vormden zich de middeloude duinen.

2.3.4.2. De Duinkerken II-transgressie

De Duinkerken II-transgressiefase heeft een diepgaande invloed gehad op de morfologie van de kustvlakte. De overstroming van deze faze, vooral naar het zuiden was veel belangrijker dan de voorgaande transgressie. De Duinkerken II-transgressie werd gekenmerkt door twee subfazen.

Tijdens de eerste subfaze had vooral erosie plaats. De oude duingordel werd op talrijke plaatsen doorbroken en verbrokkeld en diepe geulen werden uitgeschuurd. In deze doorbraakgebieden werd het veen nagenoeg volledig weggeslagen. Het vroegere veenlandschap werd tweemaal per dag overstroomd, behalve enkele eilanden, gevormd door de oude duinen van Adinkerke-Ghyvelde, een aantal pleistocene hoofden of "donken" en het gebied van de Frans-Belgische Moeren waar het veen hoog opgegroeid was.

Tijdens de tweede subfaze greep vooral sedimentatie plaats. In de getijgeulen werd grof materiaal afgezet; erbuiten, meestal op de veenplaten, vooral kleilig materiaal. Op het einde van de sedimentatiefaze werd bij de verlanding van de kreken ook klei afgezet op de zandige sedimenten.

Door de latere ontwatering klonken de klei-opveengebieden in, terwijl de zandige sedimenten weinig of niet van hoogte veranderden. Aldus ontstonden hoge zandige kreekkruggen en de laaggelegen klei-op-veenplaten of poelgronden.

Op het einde van de Duinkerken II-transgressie (8ste eeuw) bleven er nog enkele kreken in werking in het inbraakgebied tussen Oostduinkerke en Koksijde. Daar werden vooral zandige sedimenten afgezet.

Langzamerhand vormde zich naar het einde van de Duinkerken II-transgressie een strandvlakte aan de zeezijde waarop zich stapsgewijze de Jonge Duinen ontwikkelden (L. CHRISTIAENS, 1976). Achtereenvolgens vormden zich verschillende duinrepen voor elkaar. De laatste, waarvan men nog resten in de bebouwde kom van De Panne aantreft, zou ontstaan zijn vóór de aanvang van de 12de eeuw.

3. SEDIMENTOLOGISCH ONDERZOEK

Het onderzoek verliep in drie fazen. Tijdens de eerste fase werd op het terrein de litostratigrafie bestudeerd; tevens werd een aantal representatieve monsters verzameld. Tegelijkertijd werden er hydrogeologische waarnemingspunten uitgebouwd. In een tweede fase werden de monsters in het laboratorium onderzocht en de resultaten ervan verwerkt. Een derde fase bestond erin de resultaten van het terrein- en het laboratoriumonderzoek syntetisch voor te stellen.

3.1. TERREINONDERZOEK

Voor de studie van de litostratigrafie werden boringen geslagen met de handboor, met inspoeling en met de mechanische aangedreven booruitrusting.

In het totaal werden er 66 handboringen uitgevoerd tot een diepte tussen 6 en 10 meters. Boven de watertafel geschiedde dit met een wangboor. Onder de watertafel diende men, om het toevloeden van het boorgat te verhinderen, voerbuizen aan te brengen. Hierin werd met een kleine puls verder geboord terwijl tegelijkertijd de voerbuizen dieper ingedrukt werden. Klei en veen werden met de guts gestoken. De litostratigrafische opeenvolging werd ter plaatse genoteerd. Hierbij werden geen monsters verzameld.

In het studiegebied werden verder 20 diepe boringen zonder inspoeling uitgevoerd met een kabelboortoestel met slaginrichting en draaiboorapparaten. Tot aan de watertafel werd met de grote spiraal geboord. Nadien werden de voerbuizen aangebracht. Naargelang van de aard van het sediment werd bemonsters met een rambuis in zand of met een spiraalboor in leem en klei. Vermenging werd zo goed mogelijke vermeden. In principe gebeurde de monsternamming om de 50 cm.

Daarnaast werden ook hydrogeologische waarnemingsputten gespoeld. Hun ligging nabij diepe mechanisch geboorde putten maakte een litologische beschrijving overbodig.

In fig. 3.1. wordt de plaats van de handboringen en diepboringen samen met drie punten weergegeven. Deze laatste zijn putten die reeds in het studiegebied aanwezig waren voor de aanvang van deze studie.

3.2. LABORATORIUMONDERZOEK

Op 79 monsters werden volgende bepalingen verricht : de hoeveelheid kalk, de hoeveelheid organisch materiaal, de granulometrie zonder kalkverwijdering.

3.2.1. VOORBEHANDELING VAN DE MONSTERS

Van het luchtdroge monster wordt vooraf de fraktie groter dan 2 mm afgescheiden en het procentueel gehalte van deze fraktie berekend. Met het oog op de bepaling van het kalkgehalte wordt een hoeveelheid van 2,5 of 5,0 g fijn verpulverd materiaal afgewogen naargelang van de hoeveelheid kalk. Deze laatste wordt geschat door het aanbrengen van een druppel HCl op het te onderzoeken materiaal. Voor de bepaling van het organische materiaal wordt 1 g afgewogen, voor het granulometrisch onderzoek 50 g.

3.2.2. DE BEPALING VAN HET KALKGEHALTE

De meting van het kalkgehalte van het monster wordt met een calcimeter bepaald en berust op de reactie



De gewogen hoeveelheid materiaal (2,5 of 5,0 g) wordt samen met een kuvet, waarin zich 10 ml HCl (2N) bevindt, in een fles gebracht. Deze laatste staat in verbinding met één van de armen van een U-vormige buis gevuld met een gekleurde vloeistof. De fles wordt zorgvuldig gesloten en geschud. Door het vrijkomende CO_2 ontstaat in de U-vormige buis een verandering van de meniscusstand van de gekleurde vloeistof; deze verandering is recht evenredig met de hoeveelheid CaCO_3 in het materiaal, welke direkt in percent op schaal afgelozen wordt.

3.2.3. DE BEPALING VAN HET GEHALTE AAN ORGANISCH MATERIAAL

Volgens de methode van WALKLEY & BLACK wordt het organisch materiaal nat geoxideerd met $\text{K}_2\text{Cr}_2\text{O}_7$ in zuur milieu. De overmaat oxidans wordt getitreerd met FeSO_4 . Het resultaat wordt uitgedrukt in percent organisch materiaal.

Van het luchtdroge monster wordt 1 of 0,5 g afgewogen naargelang van de hoeveelheid humus, die op zicht geschat wordt. Hierbij wordt 10 ml $K_2Cr_2O_7$ (1N) en 20 ml H_2SO_4 (geconcentreerd) gevoegd. Het geheel wordt geschud en naderhand afgekoeld. Dan wordt 200 ml water toegevoegd. Voor de titratie van de overmaat oxidans met $FeSO_4$ wordt 10 ml H_3PO_4 en 1 ml difenylamine als indicator toegevoegd. Het ekwivalentiepunt is bereikt bij de kleuromslag van paarsblauw tot donkergroen.

Dezelfde behandeling wordt herhaald zonder monster om een blanco in te stellen. Het gehalte aan organisch materiaal is gelijk aan :

$$(\text{ml. blanco} - \text{ml. titratie}) \times 0,4$$

3.2.4. DE GRANULOMETRISCHE ANALYSE

De granulometrische analyse werd uitgevoerd op monsters waaruit kalk en organisch materiaal niet verwijderd is. De aanwezigheid van deze laatste beïnvloeden immers het gedrag van het sediment t.o.v. water, zodat bij de berekening van de permeabiliteit aan de hand van de granulometrische gegevens ermee rekening dient gehouden te worden.

De eigenlijke bepaling van de korrelgrootteverdeling gebeurt op 50 g luchtdroge grond die nat gezeefd wordt op een zeef van 50 μm . Bedraagt de klei-leemfractie ($<50\mu\text{m}$) meer dan 5% van het totale gewicht dan wordt deze verder onderverdeeld met de pipetmethode van KÖHN in de frakties 50-20, 20-10, 10-2 en kleiner dan 2 μm .

De gedroogde zandfractie wordt gedurende 10 minuten geschud op een stel genormaliseerde Tyler-zeven gerangschikt in dalende orde. Iedere onderste klasselimiet is gelijk aan de bovenste klasselimiet gedeeld door $\sqrt{2}$. Deze schaal kan ook uitgedrukt worden in de meer praktische ϕ -waarden (KRUMBEIN, 1934). De ϕ -waarde is de negatieve logaritme met basis 2 van de overeenkomende mm-waarde. Aldus uitgedrukt bedraagt het klasseinterval 0,25 ϕ .

3.3. VERWERKING VAN DE RESULTATEN VAN HET LABORATORIUMONDERZOEK

Het terreinonderzoek verschaft de kwalitatieve gegevens, die in het laboratorium omgezet worden in nauwkeurige, kwantitatieve gegevens. Aan deze kwantitatieve gegevens wordt een fysisch begrip gekoppeld. Vooral de granulometrie is in deze studie belangrijk omwille van litostratigrafische identifikatie en van de evaluatie van hydraulische eigenschappen.

3.3.1. DE KUMULATIEVE KURVEN

Men verkrijgt een kumulatieve curve door de resultaten van de granulometrische analyse grafisch uit te zetten. Op de rekenkundige ordinaat plaatst men de som van de gewichtsprocenten en op de logaritmische abscis de overeenkomende maasopening in mm. De kumulatieve kurven worden opgesteld zodanig dat zand-, leem- en kleifraktie samen 100% uitmaken. Voor iedere litostratigrafische eenheid werd aldus een bundel van de korrelverdeling bepaald (fig. 3.13-3.19).

3.3.2. STATISTISCHE PARAMETERS

Men bekomt statistische parameters door berekeningen volgens de methode van de momenten of volgens de grafische methode. Bij de grafische methode houdt men rekening met enkele percentielen afgeleid uit de kumulatieve curve. Wanneer men de parameters mathematisch uitdrukt in functie van de momenten houdt men rekening met de gehele korrelverdeling.

In het kader van dit onderzoek zijn naast enkele grafisch bepaalde parameters eveneens de momentenparameters berekend.

3.3.2.1. Grafische parameters

De mediaan is de korreldiameter in ϕ -waarde, die overeenstemt met 50% op de kumulatieve curve. Deze waarde duidt men aan als ϕ_{50} . Verder leidt men uit de kumulatieve kurven de ϕ_5 , ϕ_{16} , ϕ_{25} , ϕ_{75} , ϕ_{84} en ϕ_{95} waarden af. Ze stammen overeen met 5, 16, 25, 75, 84 en 95% op de ordinaat van de kumulatieve curve.

De globale grafische standaardafwijking, (R.L. FOLK en W.C. WARD, 1957)

$$\sigma_I = \frac{\phi_{84} - \phi_{16}}{4} + \frac{\phi_{95} - \phi_5}{6,6} \quad (3.1)$$

is een maat voor de uniformiteit (of sortering).

De globale grafische asymmetrie ("skewness"),

$$Sk_I = \frac{\phi_{16} + \phi_{84} - 2\phi_{50}}{2(\phi_{84} - \phi_{16})} + \frac{\phi_5 + \phi_{95} - 2\phi_{50}}{2(\phi_{95} - \phi_5)} \quad (3.2)$$

duidt aan of het sediment een overmaat aan fijn materiaal ("staart" naar rechts : positieve asymmetrie), ofwel een overmaat aan grof materiaal ("staart" naar links : negatieve asymmetrie) bevat.

3.3.2.2. Momentenmethode

Als maat voor de gemiddelde korrelafmeting werd het eerste moment bepaald

$$\bar{x}_\phi = \frac{1}{100} \sum f m_\phi \quad (3.3)$$

waar f de frekwentie (gewichtsprocent) is waarmee een bepaald klasseinterval met m_ϕ als klassemiddelpunt voorkomt.

Als maat voor de uniformiteit heeft men de standaardafwijking (vierkantswortel van het tweede moment vanaf het gemiddelde)

$$\sigma_\phi = \left(\frac{\sum f (m_\phi - \bar{x}_\phi)^2}{100} \right)^{1/2} \quad (3.4)$$

De asymmetrie (derde dimensieloos moment vanaf het gemiddelde)

$$\alpha_{3\phi} = \frac{1}{100} \sigma_\phi^{-3} \sum f (m_\phi - \bar{x}_\phi)^3 \quad (3.5)$$

De kurtosis (vierde dimensieloosmoment vanaf gemiddelde)

$$\sigma_{4\phi} = \frac{1}{100} \sigma_\phi^{-4} \sum f (m_\phi - \bar{x}_\phi)^4 \quad (3.6)$$

3.3.2.3. Specifieke oppervlakte U

De korrelgrootteverdeling kan ook door één parameter weergegeven worden nl. de specifieke oppervlakte U. Ze wordt gedefinieerd als de verhouding tussen de totale oppervlakte van alle deeltjes en de oppervlakte van eenzelfde gewicht aan sferische delen van hetzelfde materiaal met een diameter van 1 cm.

Het specifieke oppervlakte van een bepaalde zeeffractie bij een granulometrische analyse wordt met de volgende formule bepaald (N.A. DERIDDER & K.E. WIT, 1965) :

$$U_{cm} = \frac{0,4343}{\log d_i - \log d_{i+1}} \left(\frac{1}{d_{i+1}} - \frac{1}{d_i} \right) \quad 3.7$$

waarin d_i de grootste en d_{i+1} de kleinste diameter is van de beschouwde zeeffractie uitgedrukt in cm.

Men bekomt het specifieke oppervlakte van het monster door het optellen van de specifieke oppervlakten van iedere zeeffractie vermenigvuldigd met de overeenstemmende gewichtsfrakties voor ieder klasseinterval tussen de 2000 en 20 μ m of in de formule

$$U_{tot} = \frac{\sum U_i W_i}{W_{tot}} \quad 3.8$$

waarbij W_i het gewicht is van de zeeffractie i tussen de diameters d_i en d_{i+1}

W_{tot} het gewicht is van alle frakties tussen 2000 en 20 μ m.

3.3.2.4. De bepaling van de permeabiliteit op grond van granulometrie

De permeabiliteit of de hydraulische konduktiviteit k van een sediment wordt gedefinieerd als de hoeveelheid water die per tijdseenheid door een oppervlakteëenheid vloeit van een poreus materiaal onder een piëzometrisch verhang van een eenheid bij een bepaalde temperatuur. De permeabiliteit is dus afhankelijk van de fysische eigenschappen zowel van de vloeistof als van het poreus medium.

Aangezien de dichtheid en de viscositeit van het grondwater nagenoeg konstant zijn, mag men hier de permeabiliteit beschouwen als een functie van de eigenschappen van het medium. Dit

zijn de korrelgrenzen en -structuren, de graad van kompaktie, de korrelgrootteafmeting en -verdeling.

Meestal zijn de sedimentaire afzettingen anisotroop voor wat betreft de permeabiliteit, d.w.z. dat de permeabiliteit verschilt naargelang van de richting. In een zandlaag waarin fijne leemlaagjes voorkomen is de verticale permeabiliteit k^v meestal veel kleiner dan de horizontale permeabiliteit k^h . Deze anisotropie van het sediment wordt meestal bepaald door zijn textuur en vooral door zijn structuur. Het is nagenoeg onmogelijk de structuur van het sediment uit boringen af te leiden. Daardoor is het vrijwel onmogelijk om deze anisotropie te kwantificeren. Uit geroerde monsters kan men noch de horizontale noch de verticale permeabiliteit afleiden.

Talrijke onderzoekers hebben evenwel gepoogd om aan de hand van één of meerdere granulometrische parameters de permeabiliteit van het sediment te schatten. Enkele van deze formules worden in deze studie toegepast en met elkaar vergeleken. De aldus bepaalde permeabiliteitswaarden zijn bij horizontaal gelamelleerde zanden meestal iets kleiner dan de werkelijkste horizontale permeabiliteit maar meestal veel groter dan de verticale permeabiliteit.

Men kan in hoofdzaak twee groepen formules onderscheiden nl. degene die uitgaan van een bepaalde korreldiameter en degene die uitgaan van de specifieke oppervlakte U.

3.3.2.4.1. De formules van HAZEN, O.C.W., KRUMBEIN & MONK en MASCH & DENNY

HAZEN stelde in 1892 de volgende empirische formule voor

$$k = C \cdot d_{10}^2 \quad 3.9$$

waarin k = permeabiliteitscoëfficiënt in cm/sec

d_{10} = aktieve korreldiameter in cm

C = konstante in $\text{cm}^{-1} \cdot \text{sec}^{-1}$

Later werd deze formule

$$k = C \cdot d_{10}^2 (0,7 + 0,03t) \quad 3.10$$

waarbij t = temperatuur in °C.

De aktieve korreldiameter, d_{10} , wordt gedefinieerd als de korreldiameter beneden dewelke het fijner materiaal 10 percent bedraagt. De waarde van C staat niet vast. Verschillende onderzoekers hebben limietwaarden van C vooropgezet. Als breedste limieten vermeldt D. TAYLOR (1948) de waarden 41 en 146. Als temperatuur wordt meestal de waarde van 10°C genomen, d.i. de temperatuur van het grondwater in het studiegebied.

Deze formule werd toegepast bij de berekening van de permeabiliteit uit de gegevens van de korrelgrootteanalysen. Aan de constante C werd de waarde 77 toegekend zodanig dat de resultaten overeenstemmen met de proefbemalingen in het studiegebied.

In 1967 heeft het Opzoekingscentrum voor Wegenbouw (O.C.W.) te Brussel een formule opgesteld op grond van 48 soorten natuurlijke zanden, waarin de permeabiliteit bij volledige verzadiging herleid werd bij een temperatuur van 10°C en een porositeit van 0,4.

$$k = 25 \cdot d_{50}^2 \quad 3.11$$

waarbij k = permeabiliteitscoëfficiënt in cm/sec

d_{50} = korreldiameter overeenstemmend met 50% op de kumulatieve curve in cm.

Volgens het O.C.W. zou deze formule snel een eerste benadering geven van k , op een faktor 2 na. Het gehalte aan materiaal fijner dan 20 μ m mag echter niet meer dan 3% bedragen.

De voorgaande methoden steunen op slechts één diameter, afgeleid uit de korrelgrootteanalysen. Verschillende onderzoekers hebben naast de formule met de gemiddelde diameter een correctiefactor ingevoerd voor de sortering van de zanden.

Uit de proeven van KRUMBEIN & MONK (1942) op glaciale zanden volgde de formule :

$$k = b \times d^2 \times e^{-a\sigma_G} \quad 3.12$$

waarin k = permeabiliteitscoëfficiënt,

σ_G = grafische standaarddeviatie in Φ -eenheden,

d = geometrisch gemiddelde diameter in mm,

a en b zijn konstanten.

MASH & DENNY (1966) hebben de permeabiliteit uitgezet tegenover de verschillende distributieparameters van zanden. Op die manier werd een korrelatie gelegd tussen de Md_{50} en de σ_I -waarde om de permeabiliteit bij benadering te bepalen (LEBBE, L., 1973).

3.3.2.4.2. De formules van BOUSSINESQ, SCHLICHTER, KOZENY, ERNST

BOUSSINESQ (1866) en SCHLICHTER (1899) poogden rechtstreeks de vorm van de kanalen af te leiden door een zekere schikking van de volkomen ronde korrel aan te nemen.

KOZENY hernam het werk van BOUSSINESQ en kwam in 1927 tot de volgende formule

$$k = c \times \frac{\alpha^3}{(1-\alpha)^2} \times d_w^2 \quad 3.13$$

waarin c , een faktor afhankelijk van de vorm van de korrel en van de temperatuur die de dynamische viscositeit van de vloeistof beïnvloedt,

α , de porositeit,

$$d_w, \text{ afgeleid uit } \frac{1}{d_w} = \sum \frac{w_i}{d_i \times w_{\text{tot}}}$$

waarin w_i het gewicht is van de zeeffractie

w_{tot} het gewicht is van alle frakties

$$\text{en } d_i = \frac{3}{\frac{1}{d_i} + \frac{2}{d_{i+1}} + \frac{1}{d_{i+1}}}$$

waarin d_i en d_{i+1} respectievelijk de grootste en de kleinste diameter van de beschouwde zeeffractie.

Daar $\frac{1}{d}$ bij benadering gelijk is aan de specifieke oppervlakte U_{tot} wordt de formule van KOZENY

$$k = \frac{c}{U_{\text{tot}}^2} \times \frac{\alpha^3}{(1-\alpha)^2} \quad 3.14$$

Uit een groot aantal laboratoriumproeven op kunstmatig vermengde monsters van natuurlijke sedimenten, met een gemiddelde porositeit van 0,35, leidde ERNST (1955) af dat $kU^2 = 27.000$ (DE RIDDER N.A. et al., 1957).

Verschillende onderzoekers hebben aangetoond dat het produkt kU^2 , varieert van 31×10^3 tot 71×10^3 bij een porositeit van 0,4 (tabel 3.1).

Tabel 3.1 - Waarden van kU^2 bij aangenomen porositeiten van 0,4
(KESSLER, J. & OOSTERBAAN, R.J., 1974)

Auteur	kU^2 (k in m/dag)
SEELHEIM	31×10^3
SLICHTER	33×10^3
KRUGER	36×10^3
TERZAGHI	$40 \times 10^3 - 71 \times 10^3$
SCHONWALDER	40×10^3
ZUNKER	$32 \times 10^3 - 44 \times 10^3$
HOOGHOUDT	44×10^3
FAHMY	47×10^3

De vergelijking van resultaten van laboratoriumproeven en bemalingen leverde volgens ERNST de volgende empirische betrekking (N.A. DE RIDDER & K.E. WIT, 1965) :

$$k = 54.000 u^{-2} \times A \times B \times C \quad 3.15$$

waarin k = permeabiliteitscoëfficiënt in m/dag,

U = specifieke oppervlakte,

A = korrektiefactor voor de sortering van het zand

B = korrektiefactor voor de aanwezigheid van korrels $< 16 \mu m$

C = korrektiefactor voor de aanwezigheid van grint.

3.3.2.4.3. Aanpassing van de formule van ERNST

De korrektiefactoren A , B en C kunnen afgeleid worden uit fig. 22. De sortering wordt gegeven door het gewichtspercentage van de topfractie, d.i. de som van het gewichtspercentage van de drie grootste naast elkaar liggende zeeffrakties in een bepaald zeefstel. Voor een sortering van 70% is de faktor $A = 1$, voor grotere sortering is $A > 1$, voor een kleinere sortering is $A < 1$.

De korrektiefactor B heeft betrekking op deeltjes $< 16 \mu\text{m}$. Het is niet mogelijk deze methode toe te passen op monsters die meer dan 6% deeltjes $< 16 \mu\text{m}$ bevatten. De factor B is kleiner of gelijk aan 1.

De korrektiefactor C houdt rekening met de grintinhoud. Als grint tussen de fijnere deeltjes voorkomt hindert het de stroming van het water en vermindert het bijgevolg de permeabiliteit. Het grint komt echter normaal als afzonderlijke lagen voor, zelfs als het vermengd lijkt in verstoorde monsters. In dat geval wordt de permeabiliteit vergroot. Bij het opstellen van de korrektiefactor C werd alleen met dit laatste rekening gehouden. De factor C is groter of gelijk aan 1.

De methode van ERNST werd in deze studie angewend. Om ze toe te passen door middel van een grafisch computersysteem, 4051 TEKTRONIX, was het nodig de grafieken van fig. 32 te vervangen door formules.

Bij de berekening van de korrektiefactor A stelt men vast dat het percentage van de drie belangrijkste frakties afhankelijk is van het gebruikte zeefstel. Daarom werd een korrelatie gezocht tussen de korrektiefactor A en de standaarddeviatie die eveneens een maat is voor de sortering van de zanden maar niet of weinig afhankelijk is van het gebruikte zeefstel. Uit proeven werd afgeleid dat wanneer $\sigma_I > 0,63$ de korrektiefactor $A = 1/\sigma_I$ en wanneer $\sigma_I < 0,63$ de korrektiefactor $A = 1,6$.

Aan de korrektiefactor C wordt een waarde 1 toegekend indien het grintpercentage f_G kleiner is dan 10. Is het grintpercentage groter dan 10 maar kleiner dan 47 dan wordt de korrektiefactor C uit onderstaande formule berekend

$$C = 0,944 + 0,00926 f_G - 0,000249 f_G^2 + 0,00000626 f_G^3 \quad 3.16$$

waarin f_G het grintpercentage voorstelt.

Is het grintpercentage groter dan 47 dan wordt

$$C = -0,385 + 0,03958 f_G \quad 3.17$$

De korrektiefactor B wordt berekend aan de hand van het percentage korrels kleiner dan $16 \mu\text{m } f_S$

$$B = 0,998 - 0,254 f_S + 0,0231 f_S^2 - 0,000994 f_S^3 \quad 3.18$$

Op grond van permeameterproeven en van proefpompingen blijkt dat in ons geval de volgende aanpassing van de formule van ERNST

$$k = 27.000 \times U_{\text{tot}}^{-2} \times A \times B \times C \quad 3.19$$

de meest geschikte is.

3.4. SYNTETISCHE VOORSTELLING VAN DE RESULTATEN VAN HET TERREIN- EN HET LABORATORIUMONDERZOEK

3.4.1. HYDROLITOLOGISCHE PROFIELEN VAN DE BORINGEN (FIG. 3.3 - 3.12)

De diepte in meters ten opzichte van het maaiveld wordt op de rechterschaal aangegeven, het peil in meters t.o.v. het nulpeil te Oostende van het N.G.I. (Z.D.G.)^x op de linkerschaal. De veldbeschrijving is gesyntetiseerd weergegeven onder de vorm van een litostratigrafische kolom. Daarnaast worden de resultaten van de laboratoriumproeven voorgesteld, uitgevoerd op monsters representatief voor de verschillende litostratigrafische eenheden. In de kolom van de granulometrie zijn de peilen waartussen het monster genomen werd voorgesteld door twee volle lijnen. De grenzen van de litostratigrafische eenheden waarvoor een bepaald monster representatief is worden aangegeven door stippellijnen. De ϕ_5 , ϕ_{16} , ϕ_{25} , ϕ_{50} , ϕ_{75} , ϕ_{86} , ϕ_{95} procentielen worden aangeduid door volle verticale lijnen tussen de grenzen van de litostratigrafische eenheid. Waarden groter dan 6ϕ zijn niet aangeduid.

Per litostratigrafische eenheid wordt vervolgens het kalk- en grintgehalte ($>2 \text{ mm}$), de permeabiliteit k , berekend volgens de formule van HAZEN en berekend volgens de aangepaste formule van ERNST, voorgesteld. Daarnaast staat de specifieke oppervlakte en de globale grafische standaardafwijking aangegeven.

^x Z.D.G. Zéro du Dépôt de la Guerre, oorsprong van de waterpassingen van het Nationaal Geografisch Instituut.

3.4.2. LITOSTRATIGRAFISCH PROFIEL (FIG. 3.20)

De litostratigrafische profielen geven het verband tussen de litologische profielen van de boringen aan en verschaffen een ruimtelijk overzicht van de opbouw van de litostratigrafische eenheden.

De litostratigrafische profielen dienen als leidraad bij de bespreking van de litostratigrafische eenheden in het studiegebied.

3.5. DE LITOSTRATIGRAFISCHE EENHEDEN

3.5.1. HET TERTIAIR SUBSTRAAT (1)

Het tertiair substraat (1) wordt gevormd door de mariene zware klei van het Ieperiaan (Yc). De top van het substraat ligt tussen de peilen -24,5 (117DB6) en -31,6 (117DB14). In het litostratigrafische profiel volgens de hoogwaterlijn daalt de top van het substraat continu van west naar oost (van -24,6 in 117DB13 over -29,3 in 117DB12 naar -31,6 in 117DB14). In het litostratigrafische profiel dwars door de duinen van de hoogwaterlijn tot in het overdekte waddenlandschap (fig. 3.20) vertoont de top ervan een golvend verloop.

3.5.2. LAAG (2) : MIDDELMATIGE TOT GROF MIDDELMATIGE ZANDEN MET SCHELPEN EN SCHELPGRUIS

Deze afzetting wordt nagenoeg overal teruggevonden. Ze ontbrak alleen in de boringen 117DB7 en 193DB6. De top van de afzetting ligt meestal tussen de -15,5 en -18,5, zodat de dikte in de meeste boringen begrepen is tussen 12 en 6 m. In boring 193DB5 wordt slechts een rest van deze afzetting teruggevonden met een dikte van circa 1,5 m.

Laag (2) is opgebouwd uit middelmatig tot grof middelmatig zand met een erg veranderlijke hoeveelheid schelpen en schelpgruis. De grintfractie bestaat grotendeels uit schelpen en schelpgruis. Behalve deze schelpen en schelpgruis komen in de grintfractie nog enkele silexstukken en veldsteenfragmenten voor. Deze worden talrijker en nemen toe in grootte met de diepte.

De monsters met een hoog grintpercentage bezitten eveneens een groot percentage schelpgruis met afmetingen tussen de 2000 en 300 μm . Hierdoor vertonen deze monsters een positieve asymmetrie en een minder goede sortering (grote standaarddeviatie). Daar het percentage schelpgruis sterk varieert liggen de kumulatieve kurven van deze laag tussen de zeefopeningen 2000 en 300 μm

ver uiteen (fig. 3.13).

Daardoor vertoont ook de gemiddelde korrelgrootte, bepaald volgens de momentenmethode een grote spreiding. Het kalkgehalte wordt bepaald door de hoeveelheid schelpen en schelpgruis.

De fraktie beneden 150 μm is steeds kleiner dan 10%. De grenzen waartussen de kumulatieve kurven liggen ter hoogte van de fijnere fraktie, de rechter "staart" zijn er nauw; daardoor verandert de waarde van d_{10} weinig zodat de permeabiliteit berekend volgens de methode van HAZEN een geringere spreiding vertoont dan die bepaald volgens de methode van ERNST.

Tabel 3.1 - Kenmerken van de laag (2) van de middelmatige tot grof middelmatige zanden (13 monsters)

	Gemiddelde waarde	Standaard- deviatie	Max. waarde	Min. waarde
Gemiddelde korrelaf- meting (1ste mom.)	1,73 ϕ (301 μm)	0,30 ϕ	2,13 ϕ (228 μm)	1,33 ϕ (398 μm)
Standaarddeviatie (2de mom.)	0,68 ϕ	0,22 ϕ	1,01 ϕ	0,30 ϕ
Specifieke oppervlakte (2000-20 μm)	37,4	5,97	45,6	28,6
Permeabiliteit (vol- gens ERNST)	24,1 m/dag	5,3 m/d	35,8 m/d	18,3 m/d
Permeabiliteit (vol- gens HAZEN)	22,6 m/dag	4,0 m/d	28,2 m/d	15,4 m/d
% Grint	10,7%	9,6%	35%	0,11%

3.5.3. LAAG (3) : KLEI-LEEMKOMPLEX

Deze afzetting komt in de helft van de boringen voor, nl. 117DB14, 117DB13, 117DB7, 117DB8, 117DB6, 193DB6 en 193DB5. De samenstelling, de dikte en het peil, waarop men de afzetting aantreft, verandert van plaats tot plaats.

In het noordelijk gedeelte van het studiegebied ontbreekt deze afzetting meestal. Uitzondering hierop zijn boringen 117DB12 en 117DB14, waar de afzetting bestaat uit een circa 2 m dikke lemige zandlaag met fijn schelpgruis en klei-leemlenzen met erboven 10 tot 50 cm leem met kleilaagjes van verschillende cm dikte.

In het zuidelijke gedeelte treft men deze laag vaker aan. Ze vertoont er kort op elkaar volgende facies- en diktewisselingen. In de boring 117DB6 rust deze laag rechtstreeks op de Ieperiaanklei. De dikte van de afzetting bedraagt er 9,5 m; ze ligt tussen de peilen -17,3 en -26,8. De afzetting bestaat er onderaan uit een zandige leemlaag van 2,5 m dikte met aan de basis schelpgruis, kleibrokken en grint. Daarop rust een 4,5 m dikke leemlaag met aan de top enkele kleibanden. Bovenaan tenslotte ligt leemhoudend zand tot zandige leem dat naar boven grover wordt. In deze laag treft men leemlenzen aan met resten van organisch materiaal en zeer fijne bleke schelpstukjes. De dikte van dat bovenste gedeelte bedraagt 2,5 m.

Verder naar het zuiden, in de boringen 117DB8 en 117DB6, bereikt de afzetting slechts 3 à 4 m dikte tussen de peilen -18 en -14. De laag bestaat er uit sterk leemhoudend zand en leem. In de boringen 117DB15 en 117DB16 is de laag herleid tot een leemlens op het peil -16.

In de meest zuidelijke boringen (193DB5, -DB6 en -DB7) neemt de laag opnieuw in dikte toe. Ze is er opgebouwd uit zwaarder materiaal en bevindt zich tussen de peilen -19 en -27. In de boring 193DB5 gaat deze laag geleidelijk over in de onderliggende laag (2). In de boring 193DB6 rust laag (3) op een zeer heterogene afzetting van zand, klei en leem waarin men resten van organisch materiaal aantreft. Het Ieperiaankleisubstraat werd hier niet bereikt. In de boringen 193DB1 en 193DB8 komt deze afzetting niet voor. Er blijken dus twee faciessen in voor te komen. Een overwegend lemig facies (3.1) tussen de peilen -14 en -18 met een maximale dikte van 4 m en een overwegend kleilig facies (3.2) tussen de peilen -17 en -27 met een maximale dikte van 10 m. Hierdoor liggen de kumulatieve kurven van afzetting (3) ver uit elkaar en vertonen de kenmerken afgeleid uit de granulometrie een sterke spreiding (fig. 3.14).

Tabel 3.2 - Kenmerken van laag (3) (9 monsters)

	Gemiddelde waarde	Standaard- deviatie	Max. waarde	Min. waarde
Gemiddelde korrel- afmeting (1ste moment)	4,86 ϕ (34,4 μ m)	1,27 ϕ	6,44 ϕ (11,5 μ m)	2,75 ϕ (149 μ m)
Standaarddevia- tie (2de moment)	3,40 ϕ	0,56	4,28 ϕ	2,76 ϕ
Specifieke opper- vlakte (2000-20 μ m)	119	38	182	74,7

Daar de formules van HAZEN en van ERNST enkel gelden voor zanden werden geen permeabiliteit bepaald.

3.5.4. LAAG (4) : MIDDELMATIG TOT FIJN MIDDELMATIG ZAND

Deze afzetting rust ofwel op laag (2) ofwel op laag (3). De basis ervan ligt tussen de peilen -14,5 en -17,5. De top schommelt tussen +1 en +3, behalve ter hoogte van boring 117DB12, waar men hem op -1 aantreft.

De laag (4) bestaat grotendeels uit goed gesorteerde middelmatige tot fijn middelmatige zanden. De kumulatieve kurven van deze 24 monsters liggen binnen enge grenzen (fig. 4.15). Hieruit volgt dat ook de spreiding van de parameters afgeleid uit granulometrie vrij gering is. De grootste ϕ -waarden voor de gemiddelde korreldiameter treft men aan in monsters uit het zuidelijke gedeelte van het studiegebied.

Tabel 3.3 - Kenmerken van de laag (4) : de middelmatige tot fijn middelmatige zanden (24 monsters)

	Gemiddelde waarde	Standaard- deviatie	Max. waarde	Min. waarde
Gemiddelde korrel- afmeting (1ste moment)	2,56 ϕ (170 μ m)	0,14 ϕ	2,76 ϕ	2,18 ϕ
Standaarddevia- tie (2de moment)	0,41 ϕ	0,08 ϕ	0,62 ϕ	0,28 ϕ
Specifieke opper- vlakte (2000-20 μ m)	63,5	5,7	70	50
Permeabiliteit (volgens ERNST)	8,73 m/d	2,72 m/d	14,42 m/d	3,53 m/d
Permeabiliteit (volgens HAZEN)	8,94 m/d	2,08 m/d	14,19 m/d	5,06 m/d

In laag (4) treft men ook lenzen aan. Dit is het geval in het zuiden waar aan de basis een fijne zandlens voorkomt (4.1); de kenmerken ervan zijn in tabel 2.4 samengevat.

Tabel 3.4 - Kenmerken van de laag 4.1 : zandlens (3 monsters)

Monster	193DB5M44	193DB6M45	117DB15M46
Gemiddelde korrel- groote (1ste moment)	3,01 ϕ (124 μ m)	3,02 ϕ (123 μ m)	2,81 ϕ (143 μ m)
Standaarddevia- tie (2de moment)	0,44 ϕ	0,51 ϕ	0,61 ϕ
Specifieke opper- vlakte (2000-20 μ m)	87,4	120	79,9
Permeabiliteit (volgens ERNST)	3,4 m/dag	0,90 m/dag	3,1 m/dag
Permeabiliteit (volgens HAZEN)	4,0 m/dag	2,5 m/dag	2,8 m/dag

In de boring 117DB15 treft men eveneens een fijne zandige lens (4.2) aan middenin de goed gesorteerde middelmatige tot fijn middelmatige zanden tussen de peilen -7 en -12.

Tabel 3.5 - Kenmerken van de laag (4.2) fijn zandige lens in boring 117DB15 (2 monsters)

Gemiddelde korrelgrootte (1ste moment)	2,76 ϕ (148 μ m)	2,86 ϕ (138 μ m)
Standaarddeviatie (2de moment)	0,43 ϕ	0,43 ϕ
Specifieke oppervlakte (2000-20 μ m)	73	78
Permeabiliteit (volgens ERNST)	5,2 m/dag	5,0 m/dag
Permeabiliteit (volgens HAZEN)	5,1 m/dag	4,6 m/dag
% leem + klei (<50 μ)	3,1%	2,4%

Deze lens (4.2) is waarschijnlijk te korreleren met het weinig leemhoudend fijn zand (4.3) in de boringen 193DB6 en 193DB7 tussen de peilen -8 en -11,5. Hetzelfde materiaal vindt men ook terug in de boring 117DB9 tussen -2 en -6 en in de boring 117DB7 tussen -12,75 en -14,25.

Tabel 3.6 - Kenmerken van de laag (4.3) weinig leemhoudend fijn zand (3 monsters)

Monster	193DB6M28	117DB9M29	117DB7M38
Gemiddelde korrelgrootte (1ste moment)	3,14 ϕ (113 μ m)	2,99 ϕ (126 μ m)	3,05 ϕ (121 μ m)
Standaarddeviatie (2de moment)	1,31 ϕ	1,23 ϕ	1,41 ϕ
Specifieke oppervlakte (2000-20 μ m)	83	78	87
Permeabiliteit (volgens ERNST)	2,6 m/dag	3,2 m/dag	1,7 m/dag
Permeabiliteit (volgens HAZEN)	4,2 m/dag	8,0 m/dag	2,5 m/dag
% leem + klei (<50 μ m)	4,3%	4,1%	7,5%

In het noorden vertonen de boorprofielen 117DB12, 117DB10 en 117DB13 en 117DB14 een leemhoudend fijn zand (4.4) tussen de peilen -2 en -12. Twee monsters werden aan een granulometrische analyse onderworpen.

Tabel 3.7 - Kenmerken van laag (4.4) leemhoudend fijn zand
(2 monsters)

Monsters	117DB12M33	117DB10M29
Gemiddelde korrelgrootte (1ste moment)	3,41 ϕ (94 μ m)	3,65 ϕ (80 μ m)
Standaarddeviatie (2de moment)	1,90 ϕ	2,25 ϕ
Specifieke oppervlakte (2000-20 μ m)	92,9	96,1
Permeabiliteit (volgens ERNST)	N.B.	N.B.
Permeabiliteit (volgens HAZEN)	0,93 m/dag	0,22 m/dag
% leem-klei (<50 μ m)	11,6%	14,9%

In het grootste gedeelte van het studiegebied komt nabij de basis van de goed gesorteerde middelmatige tot fijn middelmatige zanden (4) schelpgruis voor (4.5). Van deze bank werd een zestal monsters granulometrisch onderzocht.

Tabel 3.8 - Kenmerken van de laag (4.5) schelpgruisrijke bank
(6 monsters)

	Gemiddelde waarden	Standaard- deviatie	Max.	Min.
Gemiddelde korrel- grootte (1ste moment)	2,06 ϕ (240 μ m)	0,20 ϕ	2,31 ϕ	1,87 ϕ
Standaarddeviatie (2de moment)	0,83 ϕ	0,13 ϕ	1,02 ϕ	6,65 ϕ
Specifieke opper- vlakke (2000-20 μ m)	50	8	62	39
Permeabiliteit (volgens ERNST)	10,9 m/dag	4,3 m/dag	18,7 m/dag	6,3 m/d
Permeabiliteit (volgens HAZEN)	9,7 m/dag	3,4 m/dag	15,1 m/dag	5,4 m/d
% grint (>2 mm)	10,1%	9,1%	27,6%	2,0%

In het midden van de goed gesorteerde middelmatig tot fijn middelmatige zandafzetting (4) komt ter hoogte van de boringen 117DB1 en 117DB9 tussen de peilen -7 en -22 een schelpbank (4.6.) voor.

Tabel 3.9 - Kenmerken van de laag (4.6) schelpbank (2 monsters)

Monster	117DB1M32	117DB9M42
Gemiddelde korrelgrootte	2,00 ϕ (250 μ m)	1,91 ϕ (266 μ m)
Standaarddeviatie	0,71 ϕ	0,73 ϕ
Specifieke oppervlakte (2000-20 μ m)	45	42
Permeabiliteit (volgens ERNST)	14,8 m/dag	14,6 m/dag
Permeabiliteit (volgens HAZEN)	11,6 m/dag	13,0 m/dag
% Grint (>2 mm)	2,66%	3,95%

3.5.5. LAAG (5) : KLEI-LEMIG ZAND

Op de goed gesorteerde middelmatige tot fijn middelmatige zandafzetting (4) rust een laag die lateraal sterk in facies wisselt. De top van deze laag ligt rond +4. In het zuiden, het overdekte waddenlandschap, valt de top van deze afzetting samen met het maaiveld. Deze laag werd in de meeste handboringen doorboord.

Drie faciessen zijn te onderscheiden. Het eerste (5.1) is een lemige klei- of een kleiige leemlaag waarvan de dikte varieert tussen 20 en 100 cm in een sterk lemig zand. Naar onder toe wordt de afzetting zandiger.

Tabel 3.10 - Kenmerken van de laag (5.1) klei-lemig zand (4 monsters)

Monster	193DB6M3	117DB8M5	117DB7M6	117DB7M9
Gemiddelde korrelgrootte (1ste moment)	7,42 ϕ (5,8 μ m)	9,10 ϕ (1,8 μ m)	6,29 ϕ (12,8 μ m)	4,69 ϕ (38,7 μ m)
Standaarddeviatie	3,56 ϕ	3,45 ϕ	3,61 ϕ	3,15 ϕ
Specifieke oppervlakte (2000-20 μ m)	180	154	163	123

In sommige boringen ligt veen (0,5 m dik) onder de kleilaag (117HB33, 117HB32, 117HB45, 117HB12 en 117DB8). Soms komt erboven een humushoudende of venige laag voor (117HB22, 117HB33, 117DB9 en 117HB38).

Het tweede facies (5.2) is hoofdzakelijk een zeer lemig fijn zand met leem- of kleilenzen (dikte <10 cm). Meestal treft men erboven een humeuze of venige laag aan.

Tabel 3.11 - Kenmerken van de laag (5.2) klei-lemig zand (2 monsters)

Monster	117DB15M3	117DB6M11
Gemiddelde korrelgrootte (1ste moment)	3,45 ϕ (92 m)	4,06 ϕ (60 m)
Standaarddeviatie	2,04 ϕ	2,70 ϕ
Specifieke oppervlakte (2000-20 μ m)	58	113

De formules van HAZEN en van ERNST zijn op de monsters van de lagen (5.1) en (5.2) niet toe te passen.

Het derde facies (5.3) komt voor aan de zeezijde, onder de duinreep en het hoge strand tussen de peilen -1 en +4; het bestaat er uit een bank van roestkleurige schelpen en schelpgruis. Deze bank werd aangeboord in 5 handboringen (117HB2, 117HB14, 117HB17, 117HB54 en 117HB55) en in 3 diepe boringen (117DB12, 117DB13 en 117DB14).

Tabel 3.12 - Kenmerken van de laag (5.3) : schelprijke bank (1 monster)

Monster	117DB12M8
Gemiddelde korrelgrootte (1ste moment)	2,31 ϕ
Standaarddeviatie (2de moment)	0,58 ϕ
Specifieke oppervlakte (2000-20 μ m)	53
Permeabiliteit (volgens ERNST)	14,3 m/dag
Permeabiliteit (volgens HAZEN)	13,0 m/dag
Grint (>2 mm)	17%

Tussen het tweede en het derde facies ligt een zone in het noordelijke gedeelte van het studiegebied waarin op hetzelfde peil goed gesorteerde middelmatige tot fijn middelmatige zanden voorkomen tussen de peilen +1 en +4.

3.5.6. DE LAAG (6) : DUIN- EN STRANDAFZETTINGEN

In het duingebied komt het duinzand voor vanaf het maai-veld tot het peil +4. Men treft banden van bruin licht humeuze zanden aan op verschillende diepten. Het zijn resten van oude be-groeiingshorizonten.

Naargelang van de plaats in het duingebied heeft er zich een bodem ontwikkeld. Op de hoger gelegen plaatsen, nl. de duin-reep en de centrale duinrug, heeft zich geen bodem gevormd. In de noordelijke pannen ligt een dunne humeuze toplaag. In de zuide-lijke pannen is deze humeuze laag veel sterker ontwikkeld. In de duingordel nabij de polders treft men aan de top van deze laag een dunne licht humeuze laag aan. In de windgeulen van de duinreep ligt aan het oppervlak een schelpenrijke zandlaag.

Het strandzand is enigszins fijner en iets minder gesor-teerd dan het duinzand (fig. 3.19). Ook blijkt de mediaan (in μm) evenals de sortering een weinig toe te nemen met de afstand van de zee. De standaarddeviatie is in het zuiden evenwel iets kleiner.

Tabel 3.13 - Kenmerken van de laag (6) : duin- en strandzand

	Duinzand (7 monsters)			Strandzand	
	Gemiddelde waarde	Standaard-deviatie	Max.	Min.	117DB12M3
Gemiddelde korrelgrootte (1ste moment)	2,34 ϕ (198 μm)	0,07 ϕ	2,44 ϕ	2,25 ϕ	2,49 ϕ
Standaard deviatie (2de moment)	0,31 ϕ	0,04 ϕ	0,39 ϕ	0,28 ϕ	0,40 ϕ
Specifieke oppervlakte (2000-20 μm)	53	2	56	51	59
Permeabiliteit (volgens ERNST)	13,5 m/d	3,2 m/d	16,7 m/d	7,2 m/d	11,9 m/d
Permeabiliteit (volgens HAZEN)	13,8 m/d	1,8 m/d	15,8 m/d	11,1 m/d	11,6 m/d

3.6. BESLUIT

Uit het sedimentologisch onderzoek blijkt dat het freatisch reservoirgesteente duidelijk gestratificeerd is.

Onderaan bestaat de watervoerende laag uit middelmatig tot grof middelmatig zand (2). Uit de granulometrie is af te leiden dat de gemiddelde permeabiliteit 24 m/dag bedraagt. Hierop rust soms het klei-leemcomplex (3). In het klei-leemcomplex zijn twee faciessen te onderscheiden, een lemig (3.2) tussen de peilen -14 en -18 met een maximale dikte van 4 m en een kleilig (3.1) tussen de peilen -17 en -27 met een maximale dikte van 10 m. In het noordelijke deel van het studiegebied ontbreekt meestal het klei-leemcomplex. Het is niet mogelijk de permeabiliteit uit de granulometrie te bepalen.

Op de lagen (2) en/of (3) rust middelmatig tot fijn middelmatig zand (4) met lenzen van fijn zand, die leem kunnen bevatten (4.1), (4.2), (4.3) en (4.4). De gemiddelde permeabiliteit is op grond van de granulometrie te schatten op 9 m/dag. De permeabiliteit van de lenzen van zeer lemig fijn zand (4.4) kan echter dalen tot 0,2 m/dag.

Tussen de peilen +1 en +4 ligt een klei-leem-zandcomplex (5) dat lateraal grote facieswisselingen vertoont : deze gaan van middelmatig tot fijn middelmatig zand (5.3) tot sterk leemhoudend zand met dunne klei-leemlagen en veen. De permeabiliteit van deze afzetting varieert van 9 m/dag tot zeer kleine waarden. De laag (5) ligt in het overdekte waddenlandschap aan het oppervlak en vormt in de duinen de basis van de duinzanden (6). De gemiddelde permeabiliteit van de duinzanden bedraagt 14 m/dag.

De middelmatige tot grof middelmatige zanden (2) zijn van Eemiaanouderdom. Tijdens het Weichseliaan hebben waarschijnlijk eolische afzettingen deze grove sedimenten bedekt. De eolische afzettingen zouden echter door de sterke erosie gedurende het Pre-boreaal weggeschuurd zijn. Tijdens deze erosiefase hebben zich bovendien diepe geulen ontwikkeld in de Eemiaanafzetting.

Het klei-leemcomplex (3) zou kunnen geparalleliseerd worden met de kleilens rond het peil -16 te Oostduinkerke waarvan het pollensprektrum wijst op Oud-Atlanticum (J. SCHITTEKAT, 1972). Tijdens het Atlanticum werd dus aanvankelijk een klei-leemcomplex afgezet, in een latere fase hoofdzakelijk middelmatige tot fijn middelmatige zanden. Hierin treft men soms lenzen, van sterk

leemhoudend fijn zand aan. Op het einde van het Atlanticum worden hoofdzakelijk klei-lemige afzettingen afgezet. Deze Atlanticumafzettingen worden soms door een dunne laag van Duinkerkensedimenten bedekt.

Aan de basis van de recente duinzanden komt soms een venige of sterk humeuze laag voor die zich meestal boven de klei-lemige zanden ontwikkeld heeft. Een C14-analyse (± 1000 jaar) wijst op een plaatselijke veengroei juist voor de vorming van de recente duinen.

4. HET HYDROCHEMISCH ONDERZOEK

4.1. INLEIDING

Het hydrochemische onderzoek had tot doel een inzicht te verkrijgen in de chemische samenstelling, de verspreiding, de herkomst, de genese en de evolutie van het grondwater.

Deze kennis zal toelaten te voorspellen hoe de kwaliteit van het grondwater kan veranderen door een menselijke ingreep of door natuurkrachten, zoals overvloedige regens, grote droogte of tijdelijke zee-incursies in het duingebied.

De kennis van ruimtelijke verdeling van de kwaliteit van het grondwater is onontbeerlijk voor een nauwkeurige evaluatie van de potentialen. Uit deze laatste leidt men de stroomlijnen af in de verschillende waters. Hieruit kan men verder de evolutie van de zoet-zoutwatergrens nagaan.

Watermonsters van 55 waarnemingspunten werden onderzocht. Sommige van deze punten bevinden zich op één zelfde plaats doch op verschillende diepten. Bij dit onderzoek werden ook boorgatmetingen betrokken. Deze geschieden zowel bij lage als bij hoge grondwaterstand en op verschillende tijdstippen om de evolutie van de verschillende waters te kunnen nagaan.

Om de herkomst, de genese en de evolutie van de grondwaters te achterhalen werden analyses uitgevoerd op monsters van de neerslag en van zeewater dat tijdens de storm van 4 januari 1976 langs een windgeul in het gebied binnengedrongen was.

4.2. VROEGERE ONDERZOEKINGEN IN HET BELGISCH KUSTGEBIED

In de watervoerende kwartaire laag van de Kustvlakte (J. DE PAEPE & W. DE BREUCK, 1958) treft men zout water aan met een gehalte aan opgeloste stoffen dat de 30.000 mg/l kan overschrijden.

Op grond van een uitgebreide geo-elektrische verkenning van meer dan 1700 sonderingen en verschillende profileringen werd de zoet-zoutwaterverdeling in kaart gebracht (W. DE BREUCK et al, 1974).

In het oostelijk kustgebied (G. DE MOOR & W. DE BREUCK, 1969) werden talrijke diepe boringen geslagen en uitgebouwd tot hydrogeologische waarnemingspunten met het oog op een grondige studie van de chemische samenstelling van het grondwater en van de

hydrochemische betekenis van de geo-elektrische gegevens. Geofysische boorgatmetingen werden toegepast (W. DE BREUCK, 1974).

Koolstof-14 dateringen op de diepe zoute waters in de Belgische kustvlakte wijzen uit dat het zoute water in het grootste gedeelte van het kustgebied minstens van Subboreale ouderdom is. Uit deze metingen zou men kunnen besluiten dat een zeer trage of geen beweging plaatsvindt in het diepere gedeelte van de water-voerende laag (W. DE BREUCK & G. DE MOOR, 1974). Eén van de water-monsters was afkomstig uit ons studiegebied in het overdekte waddenlandschap. Het water werd genomen op het peil -24 (193DB1) in de middelmatig tot grof middelmatig zanden met schelpen en schelpgruis. De koolstof-14 datering leverde een ouderdom van 3476 ± 224 B.P. bij $T = 5570$ jaar en 3580 ± 160 B.P. bij $T = 5730$ jaar.

4.3. HYDROCHEMISCH ONDERZOEK VAN HET GRONDWATER

4.3.1. DE BEMONSTERING

De boorputten werden tot hydrogeologische waarnemingspunten uitgebouwd door het aanbrengen van één of meer afzonderlijke bronbuizen van verschillende lengte, onderaan voorzien van filterelementen. Hiermee kan men watermonsters nemen op een bepaalde diepte. Deze diepte is gekozen op grond van de litologische kenmerken van het reservoirgesteente. Rondom de filters wordt omstorting aangebracht van gekalibreerd zand (0,8-1,25 mm). Bovenaan stopt men de grintomstorting af met een kleistop. Dat verhindert het instromen van water uit hoger gelegen lagen.

Het water werd opgepompt met een rotatieve perspompe, aangedreven door een tweetakmotor. Hiermee kan tot op 6,5 m diepte onder het maaiveld water onttrokken worden. Het debiet varieerde tussen 0,05 en 1,0 m³/u, afhankelijk van de diepte van het rustpeil en de permeabiliteit van de watervoerende laag.

4.3.2. DE ANALYSE

Op het veld bepaalt men de kleur, de troebelheid, de reuk, de smaak en de temperatuur van het water alsook de temperatuur van de lucht.

De buffercapaciteit wordt getitreerd, met een zuur (HCl, 0,1N) t.o.v. fenolftaleïne (alkalische titer, TA) en t.o.v. een mengindicator (methyloorood en bromocresolgroen in isopropanol) (totale alkalische titer TAC). De alkaliniteit, TA, heeft betrekking op een deel van de aardalkalicarbonaten, de totale alkaliniteit op het geheel van de carbonaten en bicarbonaten. Het gehalte aan agressief CO_2 wordt titrimetrisch t.o.v. dezelfde mengindicator bepaald na behandeling met calciumcarbonaat.

De resistiviteit meet men in het laboratorium met een geleidbaarheidsbrug (model R.C.-12C1P van Industrial Instruments Inc.) en een elektrode (Wissenschaftlich Technische Werkstätte). 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 en een glaselektrode (WTW).

Verder meet men : de verdampingsrest, de 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 ($^\circ\text{F}$) gebeurt titrimetrisch met titripex III en magnesium-titriplex; dat is respectievelijk het dinatrium- en het dimagnesiumzout van ethyleendiaminetetra-azijnzuur.

De ionenbalans (in mé/l) stelt men op met de volgende kationen : Na^+ , K^+ , Ca^{++} , Mg^{++} , Fe^{++} , Fe^{+++} en NH_4^+ en anionen : Cl^- , SO_4^{--} , NO_3^- , NO_2^- , HCO_3^- , CO_3^{--} en PO_4^{---} .

De chloriden bepaalt men met een chloridometer (Buchler Instruments Inc.), de sulfaten gravimetrisch, de nitraten colorimetrisch volgens de methode van GRANDVAL-LAJOUX; de bicarbonaten en carbonaten berekent men uit TA en TAC; verder bepaalt men de nitraten met de sulfanilzuur-fenolmethode in ammoniakaal milieu en de fosfaten colorimetrisch met molybdeen vanadaatmethode.

Wat de kationen betreft, bepaalt men natrium, kalium, calcium, magnesium en mangaan met de atomaire absorptie, ijzer colorimetrisch volgens de sulfosalicylzuurmethode en ammoniak colorimetrisch volgens de NESSLER-methode. Bij al deze analyses moet de ionenbalans (mé/l) aan de volgende voorwaarden voldoen :

$$\frac{\Sigma \text{kat.} - \Sigma \text{an.}}{\Sigma \text{kat.} + \Sigma \text{an.}} \times 100 < 5$$

4.3.3. KLASSIFICATIE VAN DE WATERS

4.3.3.1. Symbool van het watertype

De resultaten van de wateranalyses worden syntetisch voorgesteld onder de vorm van een symbool. Dit symbool laat toe de waters op een snelle wijze te identificeren, en onder te brengen in typen die alle waters met analoge chemische kenmerken omvatten. Daarbij volgen we de werkwijze van G. DE MOOR & W. DE BREUCK (1969) : ieder watertype wordt door een symbool van drie letters en twee cijfers voorgesteld. De eerste letter, een hoofdletter, duidt de totale mineralisatie aan. De tweede letter, een kleine letter, geeft het relatief belang aan van de meest voorkomende kationen en wordt gevolgd door een eerste cijfer dat de verhouding magnesium/calcium (mgca) voorstelt. De derde letter, eveneens een kleine letter wijst op het belang van de meest voorkomende anionen en wordt gevolgd door een tweede cijfer, dat op de verhouding sulfaat/chloor (socl) slaat. De hardheid werd niet in het type-symbool opgenomen. Het type-symbool, dat de gewichtskoncentratie van de voornaamste ionen (in mg/l) alsook enkele andere belangrijke resultaten van de wateranalyses worden in het aanhangsel weergegeven.

4.3.3.2. Totale mineralisatie

De hoofdletter in het symbool geeft de totale mineralisatie aan, d.w.z. de concentratie van de totale hoeveelheid opgeloste stoffen. Deze totale hoeveelheid opgeloste stof werd hier gelijkgesteld aan de som van de anionen en de kationen waarvan het gehalte bepaald werd bij het opstellen van de ionenbalans. Er bestaat een duidelijk verband tussen deze totale mineralisatie in mé/l, de geleidbaarheid van het water en in mindere mate de gewichtskoncentratie in mg/l.

De totale mineralisatie is volgens HEM (1959) recht evenredig met de geleidbaarheid van het water, alhoewel PIPER (1953) systematische afwijkingen tussen de werkelijke mineralisatie en de berekende mineralisatie vaststelde. Volgens sommige auteurs blijkt dat de geleidbaarheid van NaCl-houdend water bij lage concentraties vermindert door de aanwezigheid van HCO_3^- -ionen (WALTER, 1963).

De geleidbaarheid is sterk temperatuurafhankelijk waardoor men alle waarden gemeten bij laboratoriumtemperatuur herleidt naar 18°C aan de hand van een korrektietabel van een KCl-oplossing in verschillende concentraties (J.P. CNUUDE, 1976).

Door G. DE MOOR & W. DE BREUCK (1969) werden negen geleidbaarheidsklassen onderscheiden waarvan de begrenzingen aangegeven zijn in tabel 4.1.

Tabel 4.1 - De geleidbaarheidsklassen van grondwater (G. DE MOOR & W. DE BREUCK, 1969)

Eerste letter van het symbool	Geleidbaarheid (18°C) $\mu\text{S/cm}$	Totaal ionengehalte $\text{m}\acute{\text{e}}/\text{l}$	Resistiviteit (10°C) Ωm	Kwalitatieve beoordeling
G	<200	<4	60<	zeer zoet
W	200-400	4-9	60-30	zoet
V	400-800	9-20	30-15	matig zoet
F	800-1600	20-36	15-7,5	zwak zoet
A	1600-3200	36-72	7,5-3,75	matig brak
B	3200-6400	72-180	3,75-1,88	brak
C	6400-12800	180-400	1,88-0,94	zeer brak
S	12800-25600	400-800	0,94-0,47	matig zout
Z	25600-38400	800<	<0,47	zout

4.3.3.3. Relatieve ionenverdeling

De relatieve verdeling van de belangrijkste kationen (Ca^{++} , Mg^{++} , Na^+ en K^+) en de belangrijkste anionen (HCO_3^- , CO_3^{--} , SO_4^{--} en Cl^-) kan zeer duidelijk voorgesteld worden in een PIPER-diagram, dat een ruitdiagram en twee driehoeksdiagrammen omvat (fig. 4.1).

In het linker driehoeksdiagram worden de kationen (in $\text{m}\acute{\text{e}}/\text{l}$) Ca^{++} , Mg^{++} en ($\text{Na}^+ + \text{K}^+$) percentsgewijze tegenover hun som voorgesteld, in het rechter driehoeksdiagram de anionen SO_4^{--} , Cl^- en ($\text{HCO}_3^- + \text{CO}_3^{--}$). De projectie van de overeenstemmende punten van beide driehoeksdiagrammen geeft één punt in het ruitdiagram, dat de relatieve ionenverdeling weergeeft. In het ruitdiagram worden aldus enerzijds komplementair de kationen ($\text{Ca}^{++} + \text{Mg}^{++}$) en ($\text{Na}^+ + \text{K}^+$) en anderzijds komplementair de anionen ($\text{HCO}_3^- + \text{CO}_3^{--}$) en ($\text{Cl}^- + \text{SO}_4^{--}$) afgebeeld.

Een 10%-interval, aangegeven door letters aan beide zijden van het ruitdiagram verdeelt dit ten slotte in 100 ruitjes. Elk ruitje wordt door twee letterkoördinaten bepaald die de beide kleine letters in het symbool voor het watertype vormen (tabel 4.2).

Tabel 4.2 - De waarden voor de tweede en derde letter van het symbool (G. DE MOOR & W. DE BREUCK, 1969)

Tweede letter van het symbool	Percent $\text{Na}^+ + \text{K}^+$	Percent $\text{Ca}^{++} + \text{Mg}^{++}$	Derde letter van het symbool	Percent $\text{HCO}_3^- + \text{CO}_3^{--}$	Percent $\text{Cl}^- + \text{SO}_4^{--}$
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

Uit tabel 4.3 worden de symbolen voor mgca ($\frac{\text{Mg}^{++}}{\text{Ca}^{++}} \times 100$) en voor socl ($\frac{\text{SO}_4^{--}}{\text{Cl}^-} \times 100$) afgeleid.

Tabel 4.3 - De waarden van het eerste en het tweede cijfer van het symbool (G. DE MOOR & W. DE BREUCK, 1969)

Eerste cijfer in symbool	mgca	Tweede cijfer in symbool	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<

4.3.4. VOORKOMEN, VERSPREIDING EN EVOLUTIE VAN DE WATERS

Omwille van de grote verscheidenheid van de hydrochemische kenmerken van de freatische waters is de horizontale en vertikale verdeling van de verschillende groepen alleen in een kartogram aan te geven (fig. 4.2). Waar meer dan één monstername op een bepaalde filter geschiedde, wordt in kartogram na de groep de datum van de monstername aangegeven.

4.3.4.1. Duinwaters

In het duingebied, met uitzondering van de windgeulen in het noorden en het zuidelijk duingebied ter hoogte van de waterwinning, komt uitsluitend water van groep 3 (3b) voor. De gemiddelden, de standaarddeviatie en de maximum- en de minimumwaarden van de concentraties van de bijzonderste kationen en anionen werden in tabel 4.4 weergegeven.

De duinwaters worden gekenmerkt door een geringe tot matige mineralisatiegraad; het zijn zoet tot matig zoete waters. Ze bevatten relatief veel aardalkaliën ($\text{Ca}^{++} + \text{Mg}^{++}$), van 80 tot 95% van de kationen, en weinig alkaliën ($\text{Na}^{+} + \text{K}^{+}$), van 20 tot 5% van de kationen. In de meeste monsters vertegenwoordigt bicarbonaat tussen de 55 tot 85% van de anionen. Het duinwater bevat echter opvallend veel sulfaten. In de anionenverdeling neemt het een zeer wisselende hoeveelheid in. Daarom werd de concentratie aan sulfaten in mg/l op de kaart uitgezet (fig. 4.3).

Uit deze kaart leidt men af dat het sulfaatgehalte in de omgeving van de waterwinning drie- tot vijfmaal hoger is dan dat op andere plaatsen in de duinen. Waarschijnlijk is dit toe te schrijven aan de watertafeldaling in het waterwinningsgebied vanaf het jaar 1967. Hierdoor komt een gedeelte van de vroegere watervoerende laag vrij frekwent boven de watertafel te liggen waardoor oxidatie optreedt. De sulfiden in de klei- en veenrijke laag oxideren tot sulfaten. Deze komen langs het doorsijpeld water in het ondiepe grondwater terecht. Het duinwater bevat eveneens veel ijzerionen, waarvan het gehalte erg kan uitlopen (tabel 4.4 en fig. 4.4).

Tabel 4.4 - Chemische eigenschappen van het duinwater (27 monsters)
dat behoort tot de groep 3

	Gemid- delde	Stan- daard- devia- tie	Varian- tie koëffi- ciënt	Maxi- mum	Monster met maximum	Mini- mum	Monster met minimum
Na ⁺ (mé/l)	0,765	0,375	0,49	1,576	117HB20	0,120	117HB38F2
Na ⁺ (mg/l)	17,58	8,62	0,49	36,24	117HB20	2,76	117HB38F2
K ⁺ (mé/l)	0,052	0,029	0,56	0,127	117HB1	0,002	117HB51
K ⁺ (mg/l)	2,03	1,15	0,56	4,95	117HB1	0,07	117HB51
Mg ⁺⁺ (mé/l)	0,352	0,135	0,38	0,707	117DB10	0,082	117HB17
Mg ⁺⁺ (mg/l)	4,28	1,64	0,38	8,60	117DB10	1,00	117HB17
Ca ⁺⁺ (mé/l)	4,850	1,698	0,35	9,855	117HB31	2,174	117HB48
Ca ⁺⁺ (mg/l)	97,15	34,00	0,35	194,4	117HB31	43,55	117HB48
Cl ⁻ (mé/l)	0,892	0,384	0,43	2,098	117HB20	0,530	117HB38 (F1+F2)
Cl ⁻ (mg/l)	31,64	13,62	0,43	74,4	117HB20	18,8	117HB38 (F1+F2)
SO ₄ ⁻⁻ (mé/l)	1,175	1,166	0,99	5,438	117HB31	0,073	117DB4F4
SO ₄ ⁻⁻ (mg/l)	56,38	55,99	0,99	261	117HB31	3,50	117DB4F4
HCO ₃ ⁻ (mé/l)	4,232	1,303	0,31	6,180	117HB51	1,920	117HB38F2
HCO ₃ ⁻ (mg/l)	258,2	79,46	0,31	377,0	117HB51	117,1	117HB38F2
CO ₃ ⁻	-	-	-	-	-	-	-
Fe ⁺⁺⁺ (Fe ⁺⁺) (mé/l)	0,195	0,313	1,60	1,332	117HB33	0,001	117DB11
Fe ⁺⁺⁺ (Fe ⁺⁺) (mg/l)	3,63	5,82	1,60	24,78	117HB33	0,02	117DB11
Geleidbaar- heid µS/m	516,9	138,3	0,27	825	117HB31	230,0	117HB38F2
Tot. miner. mg/l	472,6	149,6	0,32	848	117HB31	200,3	117HB38F2
Tot. hard. °F	26,86	8,59	0,32	51,7	117HB31	12,2	117HB48
Blijv. hardh. °F	8,56	5,23	0,61	27,8	117HB31	3,32	117HB51

Enkele monsters uit het duingebied wijken echter af van de andere duinwaters. Watermonster 117DB4F1 genomen op 33 m diepte nabij het Ieperiaan-kleisubstraat bevat duidelijk meer alkaliën : $(\text{Na}^+ + \text{K}^+)$ vormen 43% van de kationen. Het watermonster 117HB12 genomen op een geringe diepte, 5 tot 6 m, vertoont eveneens een opvallend hoog gehalte aan alkaliën : $(\text{Na}^+ + \text{K}^+)$ vormen 52% van de aardalkaliën.

4.3.4.2. Waters ter hoogte van het strand en de windgeulen

De waters van het strand en van de windgeulen variëren sterk in mineralisatiegraad en onderscheiden zich door hun relatieve ionenverdeling duidelijk van de duinwaters.

Op het strand nabij de hoogwaterlijn werden twee diepe boringen uitgevoerd. De boring 117DB13, ter hoogte van de Frans-Belgische grens, en de boring 117DB14, aan de oostelijke grens van het studiegebied, werden voorzien van vier bronbuizen zodat het mogelijk was op vier verschillende diepten grondwater te onttrekken.

De filters 117DB13F4, 117DB13F3, 117DB14F4 en 117DB14F3, respectievelijk op +0,6, -8,4, +1,2 en -7,3, bevatten matig zout water met een mineralisatiegraad van 21.000 mg/l. De relatieve kationenconcentratie is ongeveer die van zeewater. Men bekomt een relatieve kationenconcentratie van circa 80% $(\text{Na}^+ + \text{K}^+)$ en een relatieve anionenconcentratie van circa 99% $(\text{SO}_4^{--} + \text{Cl}^-)$. De mgca-verhouding varieert tussen de 400 en 550 en de socl-verhouding tussen 10 en 11,6.

De filter 117DB14F2 op -12,3 bevat brak water met een mineralisatiegraad van 5000 mg/l. De relatieve kationenconcentratie wordt gekenmerkt door 75% $(\text{Na}^+ + \text{K}^+)$ en de relatieve anionenconcentratie door 94% $(\text{SO}_4^{--} + \text{Cl}^-)$. De mgca-verhouding bedraagt 200 en de socl-verhouding 97. Het type-symbool wordt bijgevolg als Bh5a1 geschreven.

De filters 117DB13F2, 117DB13F1 en 117DB14F1, respectievelijk op -15,4, -21,1 en -29,8, bevatten water met dezelfde eigenschappen als de duinwaters.

Aan de duinvoet en in de windgeulen werden watermonsters verzameld op twee tijdstippen. In de handboringen 117HB35, 117HB54, 117HB1' en 117HB49 geschiedde dat in de maand september 1975. De waters uit de filters 117HB35 en 117HB1' behoren respektievelijk tot groep 6 en 4. Het zijn zwak zoete waters met een mineralisatiegraad van 850 mg/l. De waters uit de filters 117HB49 en 117HB54 behoren tot groep 5. Het zijn brakke waters met een mineralisatiegraad van respektievelijk 2850 en 4000 mg/l.

Op 3 en 4 januari 1976 ging de springtij gepaard met een hevige storm uit noordwestelijke richting. Hierdoor kwam de vloed op een zeer hoog peil te staan en werden de windgeulen overstroomd. Bij het terugtrekken kon niet alle water terug naar de zee vloeien omwille van de drempel, die zich voor de windgeulen bevindt. Het achtergebleven zeewater sijpelde traag in de bodem met achterlating van een laagje slib. Na verloop van tijd droogde het slib op en vormde fijne polygonale plaatjes.

Op 15 januari 1976 werden in de windgeulen watermonsters genomen. In de grootste windgeul, waarin de filter van handboring 117HB1' zich bevond, was het zeewater niet volledig weggesijpeld. Van het zeewater werd een monster geanalyseerd. De totale mineralisatie bedroeg 24.450 mg/l. De relatieve kationenverdeling werd gekenmerkt door 81% ($\text{Na}^+ + \text{K}^+$) en de relatieve anionenverdeling door 99,5% ($\text{Cl}^- + \text{SO}_4^{--}$). De mgca bedroeg 450 en de socl 9,4. Met als type Zi6al behoorde het water tot groep 1.

De filter 117HB54 lag op de rand van het overstroomde gedeelte van de windgeul. Hier was alle zeewater volledig in de bodem verdwenen, zodat alleen het uitgedroogde slib het overstroomde gedeelte van de windgeul aangaf. Het watermonster dat op 15 januari 1976 uit deze filter genomen werd, vertoonde een totale mineralisatie van 4080 mg/l. De filter bevindt zich op -0,2. De totale mineralisatie en de relatieve ionenverdeling van dit watermonster is ongeveer gelijk aan die van het watermonster genomen in de maand september 1975. Hieruit kan men besluiten dat gedurende de periode van september 1975 tot januari 1975 noch zeewater, noch regenwater of duinwater zich met het water op dat peil vermengd heeft.

Het watermonster genomen uit de filter 117HB55 op 15 januari 1976 had een totale mineralisatie van 11.050 mg/l. De relatieve kationenverdeling wordt gekenmerkt door 75% ($\text{Na}^+ + \text{K}^+$) en de relatieve anionenverdeling door 97,6% ($\text{Cl}^- + \text{SO}_4^{--}$). Veronderstellen we dat het water op het peil 117HB55 -0,3, dezelfde samenstelling had als dat in 117HB54 juist voor de storm en dat het geïnfiltreerde zeewater dezelfde samenstelling had als dat in de windgeul van 117HB1' dan zou men uit de mineralisatiegraad kunnen besluiten dat het watermonster van 15 januari een mengsel kan zijn van twee delen oorspronkelijk grondwater en één deel geïnfiltreerd zeewater. Berekent men aan de hand van deze verhouding het gehalte aan de belangrijkste kationen en anionen dan vindt men een goede overeenkomst met de analyseresultaten van het watermonster genomen op 15 januari (tabel 4.5).

Tabel 4.5 - Resultaten van de wateranalyse 117HB55 en het mengwater (2/1)

Kationen	Wateranalyse Mengwater 117HB55 (2/1)		Anionen	Wateranalyse Mengwater 117HB5 (2/1)	
Na^+ (mé/l)	141	143	Cl^- (mé/l)	166	170
K^+ (mé/l)	1,87	2,38	SO_4^{--} (mé/l)	17,95	17,95
Mg^{++} (mé/l)	26,03	27,40	HCO_3^- (mé/l)	3,99	3,42
Ca^{++} (mé/l)	20,45	17,21			

Op 23 januari 1976 was het zeewater in de grootste windgeul volledig in de bodem gedrongen. Een watermonster werd onttrokken aan de filter 117HB1', die zich op +2 bevindt. De totale mineralisatie van dit water bedroeg 21.800 mg/l. De relatieve ionenverdeling is dezelfde als die van het zeewater.

Filter 117HB49 ligt op een twintigtal meters van één windgeul die gedurende de storm van 3 januari 1976 slechts gedeeltelijk overstroomd werd. Het watermonster genomen op 23 januari 1976 vertoonde er een totale mineralisatie van 1410 mg/l t.o.v. 2860 mg/l op 1 september 1975. Sindsdien had zich dus zoeter water met het laatste vermengd. De relatieve kationenconcentratie van ($\text{Na}^+ + \text{K}^+$) was afgenomen van 84,6% tot 76,9% en de relatieve anionenconcentratie van ($\text{SO}_4^{--} + \text{Cl}^-$) van 90,2% naar 79,7%.

Op 21 april 1976 werd de geleidbaarheid van het opgepompte water uit de vier filters, in de windgeulen opgemeten. Hieruit leidde men af dat de mineralisatiegraad in filter 117HB54 gestegen was, in 117HB55 gelijk gebleven, in 117HE1' gedaald en in 117HB49 licht gedaald was tijdens de periode eind januari tot 21 april.

4.3.4.3. Waters in het overdekte waddenlandschap

In het overdekte waddenlandschap en aan de zuidelijke rand van het duingebied ter hoogte van de waterwinning werden op geringe diepte waters van groep 7 of groep 6 aangetroffen.

De watermonsters uit de filter 117HB21, 117DB16F4, 193DB5F2 behoren tot groep 7. De totale mineralisatiegraad varieert rond de 1200 mg/l. Bij de relatieve kationenconcentratie vindt men rond de 20% ($\text{Na}^+ + \text{K}^+$). De relatieve anionenconcentratie wordt hier ook gekenmerkt door het hoge sulfaatgehalte dat 20 en 50% bedraagt. De waters zijn dus van de sulfaatrijke variëteit van de subgroep 7c.

Het water uit 117HB22 vertoont een gelijkaardige concentratie aan Na^+ -, Mg^{++} -, Cl^- -, HCO_3^- -ionen als de voorgaande maar bevat meer SO_4^{--} , Ca^{++} en K^+ . Hieruit kan men afleiden dat het oorspronkelijke water eveneens tot subgroep 7c behoort, maar dat het aangerijkt is door zouten uit kunstmeststoffen, nl. K^+ , Ca^{++} en SO_4^{--} .

In boring 193DB6, nabij een afwateringsgracht, komt ondiep water voor dat behoort tot groep 6. Het water, uit de filter op -0,6, bezit een mineralisatiegraad van 1900 mg/l. Het water bevat relatief 67% alkaliën. Het relatieve anionengehalte wordt gekenmerkt door 73% ($\text{Cl}^-/\text{SO}_4^{--}$) en 27% HCO_3^- .

De waters van de diepere filters van 193DB6 worden gekenmerkt door 77% ($\text{Na}^+ + \text{K}^+$) en 92% ($\text{Cl}^- + \text{SO}_4^{--}$). Het zijn waters van de groep 2. Het water van -16,2 is het sterkst gemineraliseerd, 15.700 mg/l. De mgca-verhouding bedraagt 363. Het water behoort tot subgroep 2a. Het water van de filters F1 en F3, respectievelijk geplaatst rond de peilen -9,7 en -24,7 vertonen een kleinere mineralisatie, 6000 mg/l. De verhouding mgca ligt rond de 200. De waters behoren tot subgroep 2b. Bijgevolg is het water ter hoogte van 193DB6 reeds bovenaan matig brak terwijl het water op grotere diepte varieert tussen brak tot matig zout water. De verziltingsgrens ligt hier dus zeer ondiep.

In 117DB16, op nauwelijks 300 m van 193DB6, ligt de verziltingsgrens zeer diep, een weinig boven het Ieperiaan-kleisubstraat. Het water uit filter F3, op -9,2, vertoont een totale mineralisatie van 2100 mg/l. De relatieve kationenverdeling wordt gekenmerkt door 65% ($\text{Na}^+ + \text{K}^+$) en de relatieve kationenverdeling door 78% ($\text{Cl}^- + \text{SO}_4^{--}$). Het water behoort tot groep 6. Het water uit filter F2, op -17,7 vertoont daarentegen een geringe mineralisatiegraad, 640 mg/l. De relatieve anionenverdeling door 19% ($\text{Cl}^- + \text{SO}_4^{--}$). Het water behoort tot de bicarbonaatrijke variëteit van de subgroep 7b. Het komt boven de verziltingsgrens voor. Het water van de filter F1, op -23,8, vertoont een hoge mineralisatiegraad, 25.500 mg/l. De relatieve kationenverdeling wordt gekenmerkt door 77% ($\text{Na}^+ + \text{K}^+$) en de relatieve anionenverdeling door 96% ($\text{SO}_4^{--} + \text{Cl}^-$). Het is een zout water die tot groep 1 behoort.

4.4. HYDROCHEMISCH ONDERZOEK VAN HET REGENWATER

4.4.1. METODE EN RESULTATEN

Het regenwater werd verzameld nabij de put 117IP1 door middel van een vergaarbekken met een opening van 0,275 m². De opening van het vergaarbekken bevindt zich op een 25-tal centimeters boven het maaiveld. Het opgevangen water bleef na een regenval in het vergaarbekken staan waardoor een gedeelte kon verdampen. Op vrij regelmatige tijdstippen werd de hoeveelheid water in het vergaarbekken opgemeten. Bij iedere monsternamen werd de inhoud van het vergaarbekken geledigd.

Van ieder regenwatermonster werd het chloor- en het sulfaatgehalte en de geleidbaarheid bepaald. Op het regenwatermonster, verzameld van 25 januari 1975 (10u30) tot 1 februari 1975 (11u00), werd een volledige analyse uitgevoerd.

De uitslagen van de analyse alsook de tijdstippen van monsternamen zijn in tabel 4.6 samengevat.

Tabel 4.6 - Analyses van regenwaters opgevangen nabij de watertoren te De Panne

van	Tijd		tot	Hoeveelheid opgevangen water in l	Cl ⁻ in ppm	SO ₄ ⁻⁻ in ppm	Geleid- baar- heid in µS/cm
4u30	27.11.74	11u00	30.11.74	3,5	27,6	18,0	105
11u00	30.11.74	16u30	01.12.74	1,0	11,1	11,5	33
16u30	01.12.74	19u00	04.12.74	0,5	12,6	23,9	69
19u00	04.12.74	18u00	08.12.74	0,8	20,7	35,0	108
18u00	08.12.74	11u00	14.12.74	3,8	27,9	10,3	104
11u00	14.12.74	10u30	21.12.74	1,6	20,5	30,5	138
10u30	21.12.74	11u00	25.12.74	0,75	13,8	21,9	76
11u00	25.12.74	13u00	27.12.74	5,2	14,6	35,8	37
20u00	29.12.74	10u00	13.01.75	1,2	22,6	53,9	188
10u00	13.01.75	11u00	18.01.75	4,4	10,0	12,8	34
11u00	18.01.75	17u30	19.01.75	1,15	12,2	14,8	40
17u30	19.01.75	10u30	25.01.75	8,6	11,0	6,0	59
10u30	25.01.75	11u00	01.02.75	8,5	9,6	6,6	43
11u00	01.02.75	13u00	15.02.75	3,7	11,0	7,4	59
13u00	15.02.75	14u30	27.02.75	2,5	9,2	15,8	77
14u30	27.02.75	14u00	08.03.75	4,05	8,1	8,9	48
14u00	08.03.75	14u00	15.03.75	2,45	10,9	8,7	79
14u00	15.03.75	14u30	22.03.75	9	19,4	18,5	88
14u30	22.03.75	15u30	31.03.75	10,05	11,6	11,5	43
15u30	31.03.75	16u00	05.04.75	2,5	15,4	12,7	52
16u00	05.04.75	11u00	22.04.75	7,8	15,3	42,3	91
11u00	22.04.75	12u00	20.05.75	6,5	16,0	18,0	95
14u00	20.05.75	15u00	23.06.75	8,2	46,0	10,1	139
15u00	23.06.75	13u30	25.06.75	3,1	54,5	109,4	310
13u30	25.06.75	15u30	10.07.75	1,6	14,8	14,8	199
15u30	16.07.75	19u00	22.07.75	0,55	9,4	13,4	95
19u00	22.07.75	10u00	01.08.75	0,9	12	16,9	144
10u00	01.08.75	15u30	22.08.75	11,4	7,2	9,3	35
15u30	22.08.75	13u45	12.09.75	4,9	10,8	5,8	52
13u45	12.09.75	14u55	15.09.75	10,25	16,2	0,2	64
14u55	15.09.75	15u00	04.10.75	10,2	13,7	7,8	144
15u00	04.10.75	14u30	02.12.75	43,8	-	-	-
14u30	02.12.75	14u45	13.12.75	10,6	-	-	-
14u45	13.12.75	13u30	22.03.76	16,5	-	-	-
13u30	22.03.76	15u15	18.09.76	27	12,5	17,5	74
15u15	18.09.76	17u00	26.09.76	1,6	6,4	12,0	81
17u00	26.09.76	16u30	06.10.76	10,0	5,0	24,1	40
16u30	06.10.76	18u30	16.10.76	1,6	14,6	8,0	110
18u30	16.10.76	11u10	01.11.76	6,3	9,0	13,2	56
11u10	01.11.76	12u30	28.11.76	18,8	9,3	7,0	45
12u30	28.11.76	16u00	04.12.76	7,7	10,9	4,1	40
16u00	04.12.76	10u30	09.12.76	2,8	13,8	8,7	54
10u30	09.12.76	16u00	18.12.76	1,2	13,0	28,4	117
16u00	18.12.76	16u00	05.01.77	4,6	7,9	8,7	35

4.4.2. VOEDINGSKOEFFICIENT VAN DE FREATISCHE LAAG AFGELEID UIT DE HYDROCHEMIE VAN HET REGENWATER EN VAN HET DUINWATER

Aan de hand van het Cl^- -gehalte van het regenwater en van het grondwater kan men (H. SCHOELLER, 1962) de voedingskoeffi- ciënt van een watervoerende laag bepalen. De voedingskoeffi- ciënt van een waterlaag geeft aan welk gedeelte van het regenwater de watervoerende laag bereikt :

$$I = A_p \times P \quad 4.1$$

waarbij I, de hoeveelheid water die de watervoerende laag bereikt en P, de neerslag is.

SCHOELLER, H. (1962) meent dat het Cl^- -gehalte van het grondwater uit volgende formule kan afgeleid worden :

$$\text{Cl}_n = \frac{(1-R)\text{Cl}_p}{A_p} + \frac{r+rt}{P \times A_p} \quad 4.2$$

waarbij Cl_n , het Cl^- -gehalte van het grondwater,

Cl_p , het Cl^- -gehalte van het regenwater,

$r+rt$, de opgeloste Cl^- -ionen afkomstig van de aëratiezone gedurende de infiltratie r en van de saturatiezone gedurende de stroming in de watervoerende laag,

R, de afvloeikoeffi- ciënt,

A_p , de voedingskoeffi- ciënt,

P, de neerslag.

SCHOELLER (1961) neemt aan dat in een watervoerende laag, zoals de zanden van de Landes, de hoeveelheid opgeloste Cl^- -ionen, afkomstig van het terrein, te verwaarlozen is. De afvloeikoeffi- ciënt kan aan nul gelijk gesteld worden. De voorgaande formule wordt dan :

$$\text{Cl}_n = \frac{\text{Cl}_p}{A_p} \quad 4.3$$

De factoren $r+rt$ en R kunnen voor de watervoerende laag van de duinen van de Westhoek gelijk gesteld worden aan die van de zanden van de Landes. Zo wordt dan ook de bovenstaande formule in het studiegebied geldig.

Uit tabel 4.6 leidt men af dat het Cl^- -gehalte bepaald werd op 225,25 l verzameld water. Het bevatte samen 3146,97 mg Cl^- -ionen. Dit betekent dat het in het vergaarbekken verzamelde water gemiddeld 13,97 mg Cl^- /l bevatte.

In de periode van december 1974 tot en met december 1976 werd op de luchtmachtbasis van Koksijde een neerslag van 1240 mm gemeten. In dezelfde periode werd 289,25 l verzameld in een vergaarbekken met een opening van 0,275 m²; dit stemt overeen met een neerslag van 1051,8 mm. Hieruit kan men afleiden dat van het in het bekken opgevangen water er 15,18% verdampt zijn.

Het Cl⁻-gehalte dient dus omgerekend te worden naar 262,02 l i.p.v. 222,25 l. Het gemiddelde Cl⁻-gehalte van het regenwater bedroeg dus 12,01 mg/l.

Uit tabel 4.4 leiden we af dat het gemiddelde Cl⁻-gehalte van het duinwater gelijk is aan 31,64 mg/l. De voedingscoëfficiënt volgens SCHOELLER is dan :

$$A_p = \frac{Cl_p}{Cl_n} = \frac{12,01}{31,64} = 0,380 \quad 4.4$$

Dit getal komt tamelijk goed overeen met de voedingscoëfficiënt bepaald volgens de methode van PENMAN.

4.4.3. HERKOMST VAN DE BELANGRIJKSTE IONEN IN HET DUINWATER

Vertrekkend van de voedingscoëfficiënt kan men aan de hand van een volledige analyse van het regenwater en de gemiddelde concentraties van de ionen de herkomst van de belangrijkste ionen in het duinwater (tabel 4.7) trachten te achterhalen.

Tabel 4.7 - Herkomst van de belangrijkste ionen in het duinwater

Kationen	Afkomstig uit neerslag	Afkomstig uit aëratie- en saturatie zone	Anionen	Afkomstig uit neerslag	Afkomstig uit aëra- tie- en saturatie zone
Na ⁺	+ 55%	+ 45%			
K ⁺	+ 50%	+ 50%	Cl ⁻	100%	zeer weinig
Mg ⁺⁺	+ 35%	+ 65%	SO ₄ ⁻⁻	+ 45%	+ 55%
Ca ⁺⁺	+ 10%	+ 90%	HCO ₃ ⁻	zeer weinig	100%
Fe ⁺⁺ +Fe ⁺⁺⁺	zeer weinig	100%			

4.5. ELEKTRISCHE BOORGATMETINGEN

4.5.1. RESISTIVITEIT VAN HET GESTEENTE

De interpretatie van elektrische boorgatmetingen in litologische termen is gesteund op het resistiviteitscontrast tussen verschillende gesteenten. De resistiviteit of de soortelijke weerstand (Ωm) van een gesteente is de weerstand (Ω) tussen twee evenwijdige vlakken van een kubus met een ribbe van één meter van dat gesteente.

Elektrische geleiding kan zich in een gesteente op twee verschillende wijzen voordoen : door metallieke of elektronengeleiding en door elektrolytische of ionengeleiding.

Metallieke of elektronengeleiding doet zich voor in de mineraalkorrels, terwijl de elektrolytische of ionengeleiding gebeurt in het poriënwater. In de meeste gesteenten is de elektrolytische geleiding de belangrijkste.

De resistiviteit van een gesteente is funktie van de resistiviteit van de matrix, de resistiviteit van het poriënwater, de porositeit, de verzadigingsgraad, de concentratie aan zouten in het poriënwater, de ionenuitwisselingscapaciteit van het gesteente en tenslotte de temperatuur (V.N. DAKHNOV, 1962).

4.5.1.1. De resistiviteit van het gesteente en de resistiviteit van de matrix

Is de gesteentematrix geleidend, dan is de geleidbaarheid van het gesteente de som van de geleidbaarheid van de matrix ($1/\rho_f$) en de geleidbaarheid van de vloeistof ($1/\rho_c$) (PATNODE & WYLLIE, 1950) :

$$\frac{1}{\rho_t} = \frac{1}{\rho_f} + \frac{1}{\rho_c} = \frac{1}{\rho_f} + \frac{1}{F_p \cdot \rho_w} \quad 4.5$$

waarin ρ_t = de resistiviteit van het gesteente,
 ρ_f = de resistiviteit van het geleidend vast matrix,
 ρ_c = de resistiviteit van de vloeistof in het gesteente,
 ρ_w = de resistiviteit van de poriënvloeistof alleen,
 F_p = de formatiefaktor indien geen van de vaste materialen geleidend is.

De resistiviteit van de geleidende vaste matrix is een functie van de concentratie van de geleidende mineralen in deze matrix. Bij lage concentraties kan het geleidend mineraal volledig door isolerende mineralen omgeven zijn zodanig dat het niet effectief bijdraagt tot de elektrische geleiding.

Gesteenten bevatten meestal een hoeveelheid vocht waardoor hun resistiviteit zelden $10^5/\Omega\text{m}$ overschrijdt. Dit is aanzienlijk minder dan de resistiviteit van de gesteentevormende mineralen zelf. Sedimentaire gesteenten bevatten meestal water, waarin zouten voorkomen, waardoor de invloed van de weinig geleidende mineralen op de resistiviteit te verwaarlozen is (G.V. KELLER, 1962).

4.5.1.2. De resistiviteit van de poriënvloeistof

De resistiviteit van het poriënwater wordt gegeven als :

$$\rho_w = \frac{1}{\sum (C_a l_a + C_c l_c)}$$

waarbij C_a en C_c de concentraties zijn van de verschillende kationen en anionen in oplossing en l_a en l_c de anionische en kationische equivalente geleidbaarheden. De equivalente geleidbaarheden zijn functie van de concentratie en van de temperatuur.

Bij lage concentraties nadert de equivalente geleidbaarheid tot een asymptotische waarde waarbij de resistiviteit van het elektrolyt omgekeerd evenredig wordt met de concentratie aan opgeloste zouten, c :

$$\rho_w = A / c \quad 4.7$$

De parameter A is afhankelijk van het soort zout en als de concentratie hoog is, ook van de concentratie (V.N. DAKHNOV, 1962).

4.5.1.3. Verband tussen de resistiviteit van het gesteente en de porositeit α

In de saturatiezone zijn alle poriën met water gevuld. Hierin geldt de wet van ARCHIE (1942) : $\rho_t = F \rho_w$

Volgens DAKHNOV (1947) is het verband tussen de resistiviteit, ρ_t , en de porositeit, α , van een volledig verzadigde niet verkittte afzetting als volgt uit te drukken :

$$\rho_t = \frac{1+0,25(1-\alpha)^{1/3}}{1-(1-\alpha)^{2/3}} \cdot \rho_w = F\rho_w \quad 4.8$$

waarbij F de formatiefaktor is.

De meest algemene formule over het verband tussen de resistiviteit van het gesteente, ρ_t , en de porositeit, α , van een volledig verzadigde, verkitten afzetting is :

$$\rho_t = a^{-m} \rho_w \quad 4.9$$

waarbij a en m afhankelijk zijn van de verkittingsgraad (tabel 4.8).

Tabel 4.8 - De parameters a en m in de formule van ARCHIE voor verschillende gesteentetypen (G.V. KELLER, 1968)

Omschrijving van het gesteente	a	m
Weinig verkit detritisch gesteente, zoals zand, zandsteen en sommige kalkzanden met een porositeit van 25 tot 45%, gewoonlijk Tertiair	0,88	1,37
Tamelijk goed verkitten sedimentaire gesteenten, waaronder zand- en kalksteen, met een porositeit van 18 tot 35%, gewoonlijk Mezozoïsch	0,62	1,72
Goed verkitten sedimentaire gesteenten met een porositeit van 5 tot 25%, gewoonlijk Paleozoïsch	0,62	1,95
Vulkanische gesteenten met een porositeit van 20 tot 80%	3,5	1,45
Gesteenten met minder dan 4% porositeit, zoals magmatische en metamorfe gesteenten waarBij de spleetporositeit belangrijk is	1,4	1,58

4.5.1.4. Verband tussen de resistiviteit van het gesteente en van de verzadigingsgraad

In de onverzadigde zone zijn de poriën slechts gedeeltelijk met water gevuld zodat men rekening moet houden met de verzadigingsgraad van het gesteente

$$\rho_s = \rho_t \times S^{-n} \quad 4.10$$

waarbij ρ_t , de resistiviteit van het volledig verzadigde gesteente,
 ρ_s , de resistiviteit is van het onverzadigde gesteente,
S, verzadigingsgraad,
n, een proefondervindelijke faktor; voor zand en zandsteen gelijk aan 2.

De verzadigingsgraad is in de onverzadigde zone sterk afhankelijk van de korrelgrootte, van de korrelgrootteverdeling en van de bodemvochtigheidsspanning. Hierdoor is het mogelijk de bodemvochtigheidsspanning af te leiden uit de resistiviteit van een bodem. Deze methode is echter niet te gebruiken op zandige bodems met een horizontaal gedeelte in de pF-kurve waardoor voor een kleine verandering in bodemvochtigheidsspanning een grote verandering van vochtgehalte inhoudt (W.P. STAKMAN, 1974). Het zou echter wel mogelijk zijn het vochtgehalte van het monster te bepalen uit de resistiviteit.

4.5.1.5. Verband tussen de resistiviteit in de verzadigde zone, de korrelgrootteverdeling, de kationenuitwisselingscapaciteit van de afzetting en de concentratie aan zouten in het poriënwater

In boorgatmetingen wordt de resistiviteit alleen gemeten in de verzadigde zone. De resistiviteit is hier afhankelijk van de korrelgrootteverdeling van de afzetting. Er werd vastgesteld dat door dezelfde resistiviteit van het poriënwater, ρ_w , een fijnkorrelige afzetting, verzadigd met zoet water, een lagere resistiviteit heeft dan een middelmatig- of een grofkorrelige afzetting. Het tegenovergestelde is waar in afzettingen verzadigd met sterk verzilt water (V.N. DAKHNOV, 1962).

De resistiviteit neemt toe in fijnkorrelige gesteenten verzadigd met zout water. Een gedeelte van de ionen wordt immers geadsorbeerd als ze de elektrische dubbellaag naderen langs de korrelgrenzen en ook de viscositeit van het water in de dubbellaag neemt toe.

De vermindering van de resistiviteit in fijnkorrelige gesteenten verzadigd met zoet water is toe te schrijven aan de kationenuitwisselingscapaciteit van de kleimineralen en aan de oppervlaktegeleiding door het water in de dubbellaag langs de korrelgrenzen. De afscheiding van ionen van de kleimineralen vergroot de elektrische geleiding van het gesteente. Hoe groter de hoeveelheid klei in een afzetting en hoe groter de specifieke oppervlakte U van de korrels, hoe kleiner de resistiviteit.

Anderzijds doet zoet water de kleimineralen in de poriën zwellen waardoor de doorsnede voor de geleiding afneemt en de resistiviteit verhoogt. Daar al deze processen simultaan plaatsvinden en

daar hun onderling belang niet heel duidelijk is kan men bezwaarlijk het globale effect ervan voorspellen.

Uit laboratoriumproeven hebben HILL & MILBURN (1957) de volgende empirische vergelijking afgeleid :

$$F = F_o \frac{1}{(\rho_w / \rho_{wo})^b \ln \rho_w / \rho_{wo}} \quad 4.11$$

waarbij F_o , de formatiefaktor met sterk verzilt water in een met een resistiviteit ρ_{wo} , verzadigde afzetting,

F , de formatiefaktor met een minder zout water in een met een resistiviteit ρ_w verzadigde afzetting,

b , een parameter afgeleid uit de kationenuitwisselingskapaciteit, Q (in mé/cm³ poriënvolume).

$$b = 0,135Q + 0,0055$$

Het verband tussen de formatiefaktor gemeten bij een bepaald poriënwater met zoutgehalte (F) en de formatiefaktor bij een poriënwaterresistiviteit van 0,01 Ωm ($F_{0,01}$) wordt grafisch voorgesteld in fig. 4.5 voor verschillende waarden van de parameter b . Deze kurven tonen aan dat de parameter b een grote invloed heeft op de resistiviteit van het gesteente indien het een grote kationenuitwisselingskapaciteit, Q , heeft en verzadigd is met zout water.

4.5.1.6. Verband tussen resistiviteit van het gesteente en de temperatuur

De elektrische geleidbaarheid van een elektrolyt is een functie van de temperatuur. De temperatuur beïnvloedt nl. de viscositeit van het water en bijgevolg ook de mobiliteit van de ionen. Een temperatuurstoename van 40°C doet de resistiviteit voor de helft dalen (V.N. DAKHNOV, 1962).

Met de invloed van de temperatuur dient men slechts rekening te houden in metingen op grote diepte of in gebieden met een grote temperatuursgradiënt. In het bestudeerde gebied kan de temperatuur van de watervoerende laag als konstant beschouwd worden.

4.5.2. METODE

4.5.2.1. Opstelling

Brengt men in een homogeen isotroop milieu met een resistiviteit ρ en een stroom I door middel van twee puntelektroden A en B, dan kan men de resistiviteit van dat milieu bepalen door meting van het potentiaalverschil tussen de elektroden M en N.

Het potentiaalverschil tussen de punten M en N wordt gegeven door :

$$\Delta V = V_M - V_N = \frac{I\rho}{4\pi} \left(\frac{1}{AM} - \frac{1}{BM} \right) - \left(\frac{1}{AN} - \frac{1}{BN} \right) \quad 4.12$$

Bij normale opstelling wordt een stroomelektrode A en een potentiaalelektrode M in het boorgat neergelaten. De onderlinge afstand tussen beide is 1 m. De stroomelektrode B en de potentiaalelektrode N, worden aan het oppervlak geplaatst, zodanig dat de afstand AB, MN en BN praktisch oneindig zijn ten opzichte van de afstand AM (fig. 4.6). Hieruit volgt dat de resistiviteit van de afzetting ter hoogte van de elektroden A en M kan bepaald worden door volgende formule :

$$\rho_t = 4\pi \frac{\Delta V}{I} \quad 4.13$$

4.5.2.2. Uitwerking

Om de stroomlijnen zoveel mogelijk in het gesteente te doen dringen gebruikt men ringelektroden. Hierdoor is echter de bovenstaande formule voor puntelektroden niet geldig. Proefondervindelijk werd vastgesteld dat de konstante 4π in voorgaande formule dient vervangen te worden door 8,04.

De resistiviteit van het gesteente wordt bijgevolg gegeven door de volgende formule

$$\rho_t = 8,04 \frac{\Delta V_s}{I_s} \quad 4.14$$

De weerstand $\frac{\Delta V_s}{I_s}$ kan men meten met een aardmeter "Gossen Geohm". Deze maakt gebruik van een wisselspanning van 75Hz om polarisatieverschijnselen te vermijden.

De resistiviteit van het water in het boorgat meet men op verschillende diepten door middel van een resistiviteitscel van T.N.O. De elektroden van deze cel zijn eveneens geplaatst volgens de normaalopstelling. Aangezien de stroomelektrode A en de potentiaalelektrode M zich zeer dicht bij elkaar bevinden is het mogelijk de stroomelektrode B en de potentiaalelektrode N zodanig te plaatsen dat de afstanden BM, AN en AB groot zijn t.o.v. AM. De stroomlijnen verlopen nagenoeg volledig in het water van het boorgat. De weerstand $\frac{\Delta V_s}{I_c}$ wordt met hetzelfde toestel gemeten als de weerstand $\frac{\Delta V_s}{I_s}$.

De resistiviteit van het water in het boorgat wordt dan bepaald aan de hand van de formule :

$$\rho_w = 0,0314 \frac{\Delta V_s}{I_c} \quad 4.15$$

4.5.2.3. De meting

In de meeste boorgaten voorzien van een P.V.C.-filter met diameter 90 mm werd een elektrische boorgatmeting uitgevoerd. In het waddenlandschap werd tweemaal gemeten, namelijk in de maand september 1976 en in de maand maart 1977, respectievelijk bij een lage en een hoge grondwaterstand.

De sonde werd tot op de bodem van het boorgat neergelaten. Bij het bovenhalen werd om de 25 cm de resistiviteit van het omgevende gesteente gemeten.

De gemeten resistiviteit wijkt soms af van de werkelijke resistiviteit van het gesteente. Deze afwijkingen treden op als gevolg van

- 1° de temperatuursgevoeligheid van het meettoestel
- 2° het feit dat de afstanden BN, BM en AN niet oneindig groot zijn
- 3° het feit dat de stroomlijnen niet in het gesteente alleen verlopen.

Hun verloop wordt immers bepaald door de resistiviteit van het gesteente, ρ_t , de resistiviteit van het P.V.C.-filter en de resistiviteit van het water in het boorgat, ρ_w .

Ter hoogte van de voegen van twee filterelementen zijn er geen openingen waardoor de resistiviteit groter is. Ook is de resistiviteit van het filterelement in zoet water op zich zelf groter dan dat in zout water. Op sommige plaatsen valt de zoet-zoutwater grens in het gesteente niet samen met de overgang van

zout naar zoet water in het boorgat.

Vervolgens wordt de sonde tot op de bodem neergelaten waarna bij ophalen de resistiviteit van het water in het boorgat op dezelfde diepten bepaald wordt.

Het verloop van de resistiviteit van het gesteente, ρ_t , en de resistiviteit van het water, ρ_w , met het peil wordt in een semi-logaritmisch diagram voorgesteld samen met de verhouding ρ_t/ρ_w .

4.5.3. INTERPRETATIE VAN DE ELEKTRISCHE BOORGATMETINGEN

4.5.3.1. In de duinen

In de meeste boorgaten werd slechts éénmaal gemeten, hetzij in september 1976, hetzij in maart 1977. De metingen werden uitgevoerd in de putten 117DB10, 117DB9, 117DB6 en 117DB2.

4.5.3.1.1. 117DB10EBM1 (fig. 4.7)

De meting werd uitgevoerd op 8 september 1976. De resistiviteit van het water in het boorgat vertoont een tamelijk scherpe overgang op het peil -18,5. Erboven bedraagt de resistiviteit circa 30 Ωm bij 10° (400 $\mu\text{S}/\text{cm}$ bij 18°C); het water eronder heeft een resistiviteit van $\pm$ 19 Ωm bij 10°C (630 $\mu\text{S}/\text{cm}$ bij 18°C).

De resistiviteit van het gesteente verandert op een gelijkwaardige manier, zij het minder uitgesproken. Bovenaan varieert de resistiviteit van boven naar onder van 80 tot 60 Ωm , onderaan van 60 naar 44 Ωm .

De verhouding ρ_t/ρ_w schommelt rond 2,3 voor de schelprijke zandlagen en is iets groter, 2,5, voor de middelmatig tot grof middelmatige zanden.

4.5.3.1.2. 117DB2EBM1 (fig. 4.8)

De meting uitgevoerd op 1 maart 1977, vertoont een konstante resistiviteit van 21 Ωm bij 10°C over de ganse diepte. De veranderingen van de resistiviteit wordt dus enkel veroorzaakt door de litologische variaties.

De resistiviteit van het middelmatig tot fijn middelmatig zand (4) is begrepen tussen 52 en 58 Ωm ($2,5 < \rho_t / \rho_w < 2,7$), die van het fijn middelmatig zand 49,6 Ωm ($\rho_t / \rho_w = 2,4$). De middelmatig tot grof middelmatige zanden met schelpgruis hebben een resistiviteit tussen 58 Ωm en 67 Ωm ($2,8 < \rho_t / \rho_w < 3,8$). Van de middelmatig tot grof middelmatige zanden (2) bedraagt de resistiviteit van het gesteente van 50 Ωm naar 35 Ωm , waarschijnlijk door een toename van de mineralisatiegraad.

4.5.3.1.3. 117DB9EBM1 en 117DB9EBM2 (fig. 4.9)

In deze put werd tweemaal gemeten, namelijk op 7 september 1976 en op 1 maart 1977. Telkens werd hetzelfde profiel opgemeten. De kleine afwijking is te wijten aan de temperatuursgevoeligheid van het meettoestel.

De resistiviteit van het water in het boorgat blijft konstant ($\pm 15 \Omega\text{m}$ bij 10°C of $800 \mu\text{S/cm}$ bij 18°C) tot op een peil -20,75. Vanaf dat peil neemt de resistiviteit van het boorgatwater een weinig af tot 12 Ωm bij 10°C ($1000 \mu\text{S/cm}$ bij 18°C).

De resistiviteit van het gesteente verandert weinig tussen 40 en 50 Ωm . De verhouding ρ_t / ρ_w ligt tussen de waarde 2,6 en 3,6.

Voor de middelmatige tot fijn middelmatige zanden (4) bedraagt de verhouding ρ_t / ρ_w 2,7, en voor de middelmatige tot grof middelmatige (2) rond 3,3. De lagen met veel schelpen vertonen een grotere waarde ρ_t / ρ_w .

4.5.3.1.4. 117DB6EBM1 (fig. 4.10)

De meting werd uitgevoerd op 8 maart 1977. De resistiviteit van het water verandert niet met de diepte (14 Ωm bij 10°C of $850 \mu\text{S/cm}$ bij 18°C) tot op het peil -18,5. Vanaf dat peil neemt ze met de diepte geleidelijk af tot een minimumwaarde van 8 Ωm bij 10°C ($1560 \mu\text{S/cm}$ bij 18°C). De resistiviteit van het middelmatig tot fijn middelmatig zand (4) is groter of gelijk aan 40 Ωm ($\rho_t / \rho_w = 2,9$). De resistiviteit van het klei-leemkomplex (3.2) en de verhouding ρ_t / ρ_w is duidelijk kleiner. De resistiviteit van de middelmatige tot grof middelmatige zanden (2) is groter dan 40 Ωm maar neemt vanaf het peil -18,5 af tot 36 Ωm als gevolg van de toenemende mineralisatiegraad. De verhouding ρ_t / ρ_w van het middelmatig tot grof middelmatig zand (2) bedraagt ongeveer 3,3.

4.5.3.1.5. Besluit

De resistiviteit van gesteente en water toont aan dat de mineralisatie van het duinwater enigszins toeneemt van noord naar zuid om een maximum te bereiken in het zuidelijke deel van de waterwinning. De mineralisatie van het duinwater blijft vrij stabiel tot het peil -20 waaronder men meestal een kleine toename vaststelt.

De resistiviteit van de middelmatige tot fijn middelmatige zanden (4) en van de middelmatige tot grof middelmatige zanden (2) ligt tussen 40 en 80 Ωm . De resistiviteit van het klei-leemkomplex (3) is begrepen tussen 20 en 40 Ωm .

De verhouding ρ_t/ρ_w bedraagt voor de middelmatige tot fijn middelmatige zanden (4) 2,6 en voor de middelmatige tot grof middelmatige zanden (2) 3,2.

4.5.3.2. Op het strand, 117DB12EBM1 en 117DB12EBM2 (fig. 4.11)

Het boorgat 117DB12 lag bij de eerste meting, op 8 september 1976, ten noorden van de vloedlijn bij springtij (peil maaiveld +4,9). Bij hoge waterstand is waarschijnlijk zeewater in het boorgat gedrongen. De resistiviteit van het water varieert tussen 3 en 5 Ωm bij 10°C (geleidbaarheid tussen 4000 en 2400 $\mu\text{S}/\text{cm}$ bij 18°C).

Daags voor de tweede meting, op 2 maart 1977, werd gepompt op de put, waarvan de filter zich bevindt tussen de peilen -12,3 en -28,3. Al het ingezijpelde zeewater werd aldus verwijderd. Door een accumulatie van strandzand op deze plaats was het peil van het maaiveld gestegen tot +5,7 zodanig dat men mag aannemen dat na de pumping geen zeewater van boven in de put is gedrongen of grondwater afkomstig uit hoger gelegen afzettingen dan de filter.

De resistiviteit van het water onder het peil -14 tot de bodem van de put varieert tussen 7,6 en 8,2 Ωm bij 10°C. Boven het peil -14 neemt de resistiviteit van het boorgatwater vlug af naar een minimumwaarde van 4,5 Ωm ter hoogte van het peil -12.

Uit de resistiviteit van het gesteente en de verhouding ρ_t/ρ_w kan men afleiden dat bovenaan zout water tot het peil -13 voorkomt, dat de resistiviteit van het poriënwater vrij stabiel blijft tussen het peil -13 en -25 en dat onder het peil -25 de resistiviteit van het gesteente vlug afneemt, waarschijnlijk door een hogere mineralisatie van het poriënwater.

4.5.3.3. In het overdekte waddenlandschap

De boorgatmetingen werden telkens tweemaal uitgevoerd, in het begin van de maand september 1976 bij een lage grondwaterstand en in het begin van de maand maart 1977 bij een hoge grondwaterstand.

4.5.3.3.1. 117DB15EBM1 en 117DB15EBM2 (fig. 4.12)

Op 8 september 1976 was het water in het boorgat 117DB15 zwak zoet tot het peil -16,5, matig brak tussen de peilen -16,5 en -18,5, brak tussen de peilen -18,5 en -19,5, zeer brak tussen de peilen -20,75 en matig zout onder het peil -20,75.

Op 2 maart 1977 bleek echter het brak, zeer brak en matig zout water verdrongen. Men treft zoet water aan tot het peil -20,5, daaronder matig brak water.

De seizoenale schommelingen van de stijghoogte in de vier filters van de put 117DB16 tonen aan dat op het einde van een droge periode de druk in de diepste lagen groter is dan in de bovenste. Hieruit blijkt dat in de droge perioden het grondwater een opwaartse beweging vertoont. Dit water is verzilt. Op het einde van de aanvullingsperiode, is de stijghoogte het grootst in de bovenste lagen, zodat water in het boorgat gedrukt wordt van de bovenste meest doorlatende lagen van de watervoerende laag. Dit water is hier zwak zoet.

Bij vergelijking van de boorgatmetingen van twee verschillende tijdstippen stelt men vast dat de resistiviteit van het gesteente dezelfde was waar zoet water in het boorgat aanwezig was. De resistiviteit van het gesteente vertoont echter een groot verschil waar bij de eerste meting brak of zout water aanwezig was, terwijl bij de andere meting zoet water aanwezig was. Dit is te verklaren doordat de gemeten resistiviteit van de afzetting funktie is van de resistiviteit van het boorgatwater en de werkelijke resistiviteit van de afzetting.

Uit de resistiviteit van het gesteente blijkt dat het water ($\rho_t < 10 \Omega m$) vanaf het peil -19,5 brak tot zout is.

De verhouding ρ_t/ρ_w vertoont abnormaal grote of kleine waarden op de plaats waar de zoet-zoutwaterovergangszone in het boorgat schommelt. Waar men in het boorgat zout water aantreft op dezelfde hoogte als zoet water in het omgevende gesteente stelt men vast dat de verhouding ρ_t/ρ_w abnormaal groot is. In het omgekeerde geval is de verhouding ρ_t/ρ_w abnormaal klein.

Bij de elektrische boorgatmeting 117DB15EBM1 van 8 september 1976 is de verhouding ρ_t/ρ_w abnormaal groot in tegenstelling met 117DB15EBM2 van 2 maart 1977 waar ze abnormaal klein is. Dit is te wijten aan het feit dat op het einde van het droge seizoen zout water vanuit het onderste deel van de watervoerende laag in het boorgat dringt, terwijl op het einde van het vochtige seizoen zoet water uit het bovenste deel van de watervoerende laag in het boorgat sijpelt. Het peil van de zoet-zoutwaterovergangszone in het boorgat valt dus niet samen met de zoet-zoutwaterovergangszone in de afzetting.

In een boorgat, voorzien van een filter over de ganse dikte van de watervoerende laag, schommelt de zoet-zoutwaterovergangszone in functie van de seizoenale drukschommelingen op de verschillende diepten van de watervoerende lagen en van de permeabiliteitsveranderingen in de watervoerende laag. De zoet-zoutwaterovergangszone in de afzetting zelf vertoont een geringe niet meetbare schommeling.

In het resistiviteitsprofiel en in het verloop van de verhouding ρ_t/ρ_w is bij beide metingen een schelprijke middelmatige zandlaag goed te merken.

4.5.3.3.2. 193DB7EBM1 en 193DB7EBM2 (fig. 4.13)

De resistiviteiten van het boorgatwater bij de meting op 3 september 1976 en op 6 maart 1977 worden in onderstaande tabel weergegeven.

Tabel 4.9 - Resistiviteiten van het boorgatwater

Resistiviteit van het boorgatwater, ρ_w	193DB7EBM1 (03-09-1976)		193DB7EBM2 (02-03-1977)	
	Peil		Peil	
	van	tot	van	tot
$3,75\Omega m < \rho_w < 7,5\Omega m$ (matig brak)	-			-4,75
$1,88\Omega m < \rho_w < 3,75\Omega m$ (brak)		-7	-4,75	-8,75
$0,94\Omega m < \rho_w < 1,88\Omega m$ (zeer brak)	-7	-12,5	-8,75	-15,15
$0,47\Omega m < \rho_w < 0,94\Omega m$ (matig brak)	-12,5	-16,5	-15,25	
$\rho_w > 0,47\Omega m$ (zout)	-16,5		-	

Uit deze tabel blijkt dat mineralisatie van het water in het boorgat op alle diepten lager is in de tweede meting.

De resistiviteit van het gesteente neemt regelmatig af met de diepte. Vanaf het peil -17,25 blijft het konstant. Hieruit volgt dat de mineralisatie van het poriënwater logaritmisch toeneemt met de diepte tot het peil -17,25 die overeenkomt met de top van het klei-leemkomplex. Het boorgat is langs een afwateringsgracht gelegen.

4.5.3.3.3. 193DB5EBM1 en 193DB5EBM2 (fig. 4.14)

Uit deze meting stelt men eveneens vast dat gedurende de aanvullingsperiode, van september 1976 tot maart 1977, het brakke water dieper in het boorgat verdrongen is; dat blijkt uit de toename van resistiviteit. Ook is de overgang van zoet naar zout water in het boorgat op het einde van de droge periode groter dan in de aanvullingsperiode.

Daar de gemeten resistiviteit van het gesteente op de verschillende diepten dezelfde is, met uitzondering van de afwijkingen ter hoogte van het zout water in het boorgat, ligt de verhouding ρ_t/ρ_w een weinig lager. Het relatief verloop van deze verhouding ρ_t/ρ_w met de diepte is echter gelijk gebleven.

Het leemhoudend middelmatig tot fijn middelmatig zand heeft een grotere verhouding ρ_t/ρ_w dan het middelmatig tot fijn middelmatig zand met schelpgruis. In de verzilte zone is de verhouding ρ_t/ρ_w groter. Het klei-leemkomplex (3.1) heeft een verhouding $\rho_t/\rho_w = 4$, de zandige afzetting onder het klei-leemkomplex een verhouding $\rho_t/\rho_w = 5$.

Ter hoogte van de overgangszone van brak naar zoet water is de verhouding ρ_t/ρ_w kleiner. In maart 1977 is deze verhouding ρ_t/ρ_w er het kleinst. Dit komt doordat minder gemineraliseerd water in het boorgat voorkomt op het niveau waar het poriënwater reeds sterk gemineraliseerd is. Dat wijst eveneens op het feit dat het zoet water uit de bovenste lagen terug het zout water in het boorgat naar beneden gedrukt heeft.

4.5.3.3.4. 193DB8EBM1 en 193DB8EBM2 (fig. 4.15)

De boorgatmeting 193DB8EBM1, in september 1976 bij een lage grondwaterstand, toonde aan dat het water in het boorgat zwak zoet was tot op een peil -22,5, matig brak van -22,5 tot -23,5 en brak van -23,5 tot het diepste meetpunt -24,75.

Bij de tweede elektrische boorgatmeting 193DB8EBM2 had het water bovenaan in het boorgat dezelfde resistiviteit als bij de eerste meting. Vanaf het peil -14,5 echter vergrootte de resistiviteit van het boorgatwater tot maximaal 13 Ωm bij 10°C om dan terug dieper af te nemen naar 10 Ωm bij 10°C op het diepste punt.

De resistiviteit van het gesteente en de verhouding ρ_t/ρ_w vertonen een zelfde verloop met de diepte bij beide metingen. Bij de verhouding ρ_t/ρ_w komt een afwijking voor tussen beide metingen op de plaats waar bij de ene meting matig brak tot brak water in het boorgat voorkwam en bij de andere meting zwak zoet water.

Bij beide metingen is de resistiviteit van het gesteente in de zone tussen de peilen -15,25 en -21 kleiner dan de resistiviteit van het gesteente boven en onder deze zone. In deze zone komt bovenaan een bank van middelmatig tot fijn middelmatig zand met schelpgruis voor met daaronder een lemig fijnzandige lens. De lage resistiviteit van de schelpplaag wijst op poriënwater met grote mineralisatie.

4.5.3.3.5. Besluiten

Het water in de freatisch watervoerende laag van het overdekte waddenlandschap vertoont, zowel horizontaal als vertikaal een sterke wisseling in mineralisatiegraad. Hierbij komt dat de resistiviteit van het water in een boorgat, voorzien van een filter over de ganse dikte van de watervoerende laag, sterk varieert in functie van de seizoenen. Op het einde van de droge periode is de mineralisatie van het water op alle diepte het grootst. De over-

gangszone van zoet naar zout water in het boorgat vertoont seizoensale schommelingen. Op het einde van het droge seizoen bevindt deze overgangszone zich het hoogst in het boorgat terwijl ze dan de grootste uitbreiding heeft. Op het einde van het natte seizoen is de overgangszone in het boorgat naar beneden gedrukt en is eerder gering in uitbreiding zodanig dat een scherpere overgang ontstaat tussen het zoete en het zoute water in het boorgat. Deze seizoenale schommeling in de zoet-zoutwaterovergangszone is te verklaren door de verschillende seizoenale schommelingen van het hydraulische peil op verschillende diepten in de watervoerende laag. De zoet-zoutwaterovergangszone is in de watervoerende laag zelf eerder stabiel.

4.5.4. SYNTHESE

Uit de boorgatmetingen blijkt dat de meest voorkomende verhouding ρ_t/ρ_w gelijk is aan 2,7. Uit de verhouding ρ_t/ρ_w wordt de resistiviteit van het gesteente bepaald die poriënwater bevat dat tot één der geleidbaarheidsklassen behoort zoals voorgesteld door G. DE MOOR & W. DE BREUCK (1969) (tabel 4.10).

Aan de hand van de elektrische boorgatmetingen werd een resistiviteitsprofiel opgesteld vanaf het strand, door de duinen tot in het waddenlandschap (fig. 4.16).

Tabel 4.10 - Resistiviteit van een verzadigde afzetting voor verschillende geleidbaarheidsklassen van het poriënwater (G. DE MOOR & W. DE BREUCK, 1969) en voor een verhouding $\rho_t/\rho_w = 2,67$

Symbool	Resistiviteit, ρ_w , van het poriënwater (in Ωm bij 10°C)	Resistiviteit van de afzetting, ρ_t , (in Ωm)	Kwalitatieve beoordeling
G	60<	160<	zeer zoet
W	60-30	160-80	zoet
V	30-15	80-40	matig zoet
F	15-7,5	40-20	zwak zoet
A	7,5-3,75	20-10	matig brak
B	3,75-1,88	10-5	brak
C	1,88-0,94	5-2,5	zeer brak
S	0,94-0,47	2,5-1,25	matig zout
Z	<0,47	<1,25	zout

4.6. BESLUITEN UIT HET HYDROCHEMISCHE ONDERZOEK

Het duinwater behoort meestal tot groep 3b en kan als een primair water beschouwd worden. Het is geïnfiltreerd regenwater. De voedingscoëfficiënt van de watervoerende laag van het duingebied van de Westhoek kan op grond van de chemische samenstelling op 0,38 (methode van SCHOELLER) geraamd worden.

Het zoet water in het duingebied rust op het kleisubstraat. Het duinwater kan voor het grootste gedeelte bestempeld worden als matig zoet met veel aardalkaliën. Het is echter opvallend rijk aan ijzer en sulfaten, vooral in het bovenste gedeelte van de watervoerende laag en in de omgeving van het waterwinningsgebied. Nabij het kleisubstraat vertoont het duinwater een grotere mineralisatie en kan bestempeld worden als zwak zoet water. Het bevat er meer aardalkaliën.

Op het strand is de watervoerende laag bovenaan verzilt. Ze bevat waters van groep 1 en 2. Ze zijn afkomstig van de zee, die het strand periodisch overstroomt, en ze zijn als primaire waters te beschouwen. In het onderste gedeelte van de watervoerende laag stroomt het zoete duinwater onder het verzilte water in de richting van de zee. Tussen de twee waters bevindt zich een zout-zoetwaterovergangszone. De zout-zoetwaterovergangszone blijkt dieper te liggen in het oostelijke deel van het studiegebied dan in het westelijke. Dit is vermoedelijk te verklaren door de afpompings in dit gedeelte van het studiegebied, dat een zeewaartse stroming beperkt.

De stroming van de verschillende waters ter hoogte van het strand zou als volgt kunnen voorgesteld worden. Het duinwater vloeit gedeeltelijk ondergronds af in de richting van de zee. Op het strand infiltreert periodisch zeewater. Dat zeewater komt ondergronds boven het zoet duinwater te liggen. Door diffusie en dispersie ontstaat tussen deze twee primaire waters een zout-zoetwaterovergangszone. Zowel het zoute water als het water in de overgangszone, als het zoet duinwater stromen continu in de richting van de zee. De zoutwaterwig, komt waarschijnlijk ver beneden de hoogwaterlijn voor.

In de windgeulen vindt men water van zeer uiteenlopende kwaliteit, die gaat van het matig zoet naar zout.

In het zuidelijke duingebied nabij de waterwinning, heeft het water in het bovenste gedeelte van de watervoerende laag dezelfde kwaliteit als dat van het ondiepe water in het overdekte waddenlandschap (groep 7b). Op sommige plaatsen in het overdekte waddenlandschap, o.m. in de nabijheid van afwateringsgrachten, komt ondiep reeds matig brak water voor en bestaat er een opwelling van de zout-zoetwaterovergangszone (193DB6-7). Hieruit volgt dat de waters in de diepere lagen van het overdekte waddenland een sterke wisseling in mineralisatie vertonen, zowel in verticale als in horizontale zin. Deze verspreiding wordt bepaald zowel door litologische als door hydrologische factoren.

De verspreiding van de verschillende waters is eerder stabiel. De beweging in de zoet-zoutwaterovergangszone is zeer traag. Alleen een studie over een grote tijdspanne zou een beweging in de zoet-zoutwaterovergangszone kunnen aantonen. J.H. EDELMAN (1972) neemt aan dat de beweging van de zoet-zoutwaterovergangszone in een meerdere vloeistoffen bevattende laag zeer traag geschiedt in een toestand van niet permanente stroming. De tijd nodig om tot permanente stroming te komen is daarom veel groter in een meerdere vloeistoffensysteem dan voor een enkele vloeistofsysteem onder dezelfde voorwaarden. Deze kan van de orde van tientallen jaren zijn of zelfs meer. Grondwaters in kustgebieden bevinden zich zelden in een stadium van permanente stroming wanneer een menselijke ingreep heeft plaatsgehad.

5. HYDRAULISCHE KENMERKEN VAN DE FREATISCHE LAAG

5.1. INLEIDING

Een freatische laag is een doorlatende afzetting, die rust op een ondoorlatend substraat en slechts gedeeltelijk met water gevuld is. De top van de freatische laag wordt gevormd door een vrije watertafel, die zich onder atmosferische druk bevindt. De laag wordt gevoed door insijpelend water.

Fijnkorrelige sedimenten geven meestal niet onmiddellijk het poriënwater af wanneer door wateronttrekking het waterpeil verlaagd wordt. Er verloopt een tijd vooraleer het water onder invloed van de zwaartekracht uit de poriën stroomt. In een dergelijk reservoir vormt zich een freatische laag met vertraagde afgifte.

Een artesische laag is een volledig verzadigde doorlatende afzetting die bovenaan en onderaan begrensd is door ondoorlatende lagen. Volledig ondoorlatende lagen bestaan zelden in de natuur en daarom komen minder artesische lagen voor dan in het algemeen wordt aangenomen.

Een halfartesische laag is een volledig verzadigde doorlatende afzetting die bovenaan begrensd wordt door een halfdoorlatende laag en onderaan door een laag die ofwel ondoorlatend is of halfdoorlatend. Een halfdoorlatende laag wordt gedefinieerd als een laag met een klein, doch meetbare permeabiliteit. Verlaging van de stijghoogte in de doorlatende afzetting zal een verticale stroming doen ontstaan van water van de halfdoorlatende laag naar de doorlatende laag. De horizontale stroomkomponente in de halfdoorlatende laag kan verwaarloosd worden.

Een aantal parameters kenmerken een reservoir. Het zijn de permeabiliteit of hydraulische konduktiviteit k , de transmissiviteit kD , de hydraulische weerstand van een halfdoorlatende laag c , de lekfactor van een halfartesische laag met vertraagde afgifte B , de specifieke elastische berging S'_A , de elastische bergingscoëfficiënt S en de bergingscoëfficiënt nabij de watertafel S_0 .

5.1.1. PERMEABILITEIT OF HYDRAULISCHE KONDUKTIVITEIT k

De hydraulische konduktiviteit is de faktor k in de wet van DARCY voor de stroming van water door een verzadigde bodem

$$V = -k \times i \qquad 5.1$$

waarin V , de stroomsnelheid (L/T),
 k , de permeabiliteit of hydraulische konduktiviteit (L/T)
 i , het hydraulische verhang (dimensieloos).

Hieruit volgt dat wanneer het hydraulische verhang gelijk is aan de eenheid, de stroomsnelheid gelijk is aan de permeabiliteit k .

De faktor k staat gewoonlijk voor de hydraulische konduktiviteit van de verzadigde zone. Deze kan men als onafhankelijk van de drukgradiënt beschouwen daar men mag aannemen dat water in de poriën zich overal op dezelfde manier gedraagt. In onverzadigde voorwaarden daarentegen beïnvloedt de vochtigheids-spanning de hydraulische konduktiviteit. De faktor k wordt in de onverzadigde zone de kapillaire konduktiviteit genoemd.

De hydraulische konduktiviteit van een gesteente stelt de gemiddelde waterdoorlatende eigenschappen voor die hoofdzakelijk afhankelijk zijn van het aantal en van de diameter van de poriën. Als deze homogeen verspreid zijn wordt het gesteente als homogeen beschouwd. Is de hydraulische konduktiviteit in alle richtingen dezelfde dan is het gesteente isotroop.

Meestal vertonen de gesteenten een gelaagdheid zodat de hydraulische konduktiviteit in één richting groter is dan in een andere. Gewoonlijk is de verticale permeabiliteit k^v kleiner dan de horizontale k^h . Een gesteente waarin de hydraulische konduktiviteit niet in alle richtingen dezelfde waarde heeft noemt men anisotroop. Verschilt de anisotropie in ieder punt van een laag dan heet die laag heterogeen anisotroop. Is de anisotropie in ieder punt dezelfde dan is de laag homogeen anisotroop.

Buiten de porositeit hangt de hydraulische konduktiviteit eveneens af van de viskositeit en van de dichtheid van het poriën-water. Dit kan uitgedrukt worden als volgt :

$$k = K \times \frac{\rho \cdot g}{n} \qquad 5.2$$

waarin k , hydraulische konduktiviteit of permeabiliteit (L/T),
 K , intrinsieke permeabiliteit onafhankelijk van de dichtheid en de viskositeit (L^2),
 ρ , massadichtheid van de oplossing (ML^{-3}),
 g , zwaartekrachtversnelling (LT^{-2}),
 n , dynamische viskositeit van de oplossing ($ML^{-1}T^{-1}$).

De dichtheid en de viskositeit worden hoofdzakelijk beïnvloed door de temperatuur en het zoutgehalte. Men stelt vast dat deze factoren op het veld weinig veranderen, waardoor men meestal hiermee weinig of geen rekening moet houden.

De hydraulische konduktiviteit bepaalt men ofwel op monsters in het laboratorium ofwel door proeven in situ. In beide gevallen veroorzaakt men een stroming en meet men de stijghoogten in functie van de hoeveelheden vloeistof die door het gesteente stromen. Men berekent de hydraulische konduktiviteit uit een formule die het verband tussen deze laatste, de stromingsvoorwaarden en de doorsijpeling aangeeft. Een analytische afleiding van de formule is mogelijke omdat de stromingsvoorwaarden in het laboratorium relatief eenvoudig zijn. Op het veld echter is het veel moeilijker om stromingen teweeg te brengen in grondlichamen, waarvan de grenzen nauwkeurig vast te stellen zijn.

Op het terrein maakt men van verschillende methoden gebruik naargelang men in de onverzadigde of in de verzadigde zone metingen uitvoert. In deze studie werden alleen metingen in de verzadigde zone uitgevoerd. De meest gebruikte meting in het veld is de pompproef. Deze heeft het grote voordeel een waarde voor de permeabiliteit op te leveren die een gemiddelde is voor een groot volume van de watervoerende laag.

5.1.2. TRANSMISSIVITEIT, kD

De transmissiviteit is de hoeveelheid water die per tijdseenheid door een vertikale doorsnede van 1 m breedte over de ganse dikte, D , van de watervoerende laag stroomt onder een piëzometrisch verhang gelijk aan de eenheid (L^2/T).

De transmissiviteit van een watervoerende laag kan afgeleid worden door het uitvoeren van een pompproef op het veld. In een gebied onderhevig aan getijden kan men de verhoudingen bergingscoëfficiënt, transmissiviteit en transmissiviteit, hydraulische weerstand van de halfdoorlatende laag afleiden uit de schommelingen

van het hydraulisch peil op verschillende plaatsen en diepten in de watervoerende laag.

Kent men de horizontale permeabiliteit van de verschillende horizonten van een watervoerende laag dan kan men de transmissiviteit van die laag berekenen door de sommatie van de transmissiviteit van de afzonderlijke horizonten :

$$KD = \sum_{i=1}^n k_i^h \times D_i \quad 5.3$$

waarin k_i^h , de horizontale permeabiliteit van een horizont,
 D_i , de dikte van deze horizont.

5.1.3. DE HYDRAULISCHE WEERSTAND, c

De weerstand tegen verticale stroming in halfdoorlatende lagen is de verhouding van de verzadigde dikte van een halfdoorlatende laag, D' , en zijn verticale hydraulische konduktiviteit k_i^v .

Deze parameter kan men eveneens afleiden uit bemalingsproeven en van de getijschommelingen van de stijghoogten.

Kentmen de verticale permeabiliteit van ieder van de horizonten die de halfdoorlatende laag vormen dan kan men de hydraulische weerstand van de ganse laag berekenen door de som te maken van de waarden :

$$c = \sum_{i=1}^n c_i = \sum_{i=1}^n D'_i / k_i^v \quad 5.4$$

waarin c_i , D'_i en k_i^v respektievelijk de hydraulische weerstand, de dikte, de verticale permeabiliteit van één van de horizonten van de halfdoorlatende laag voorstellen.

5.1.4. DE LEKFAKTOR L

De lekfactor, $L = \sqrt{kDc}$, is een maat voor het lekken uit de bedekkende laag in een halfartesische laag. Hij bepaalt de herkomst van het water dat uit een put in de halfartesische watervoerende laag gepompt wordt.

Hoge waarden voor de lekfactor wijzen erop dat de stroming in de halfdoorlatende laag een veel grotere weerstand ondervindt dan in de watervoerende laag zelf. In dit geval is de invloed van het lekken klein. Als L oneindig groot wordt dan is de watervoerende laag

artesisch. De lekfactor heeft de dimensie van een lengte (m).

5.1.5. DE DRAINERINGSFAKTOR B

De draineringsfaktor, $B = \sqrt{(kD/B_0 S_0)}$; van freatische lagen met vertraagde afgifte kan men vergelijken met de lekfactor in half-artesische lagen, alhoewel deze op een andere wijze gedefinieerd wordt. Grote waarden voor B geven een snelle drainering aan. Wordt B oneindig groot dan gebeurt de drainage van de poriën onmiddellijk en is er geen vertraagde afgifte. De koëfficiënt, $1/B_0$, de vertragingsindex van BOULTON genoemd, is een empirische konstante, terwijl S_0 de bergingskoëfficiënt is nabij de water-tafel, bepaald na een lage periode van pompen. De draineringsfaktor heeft de dimensie van een lengte (m).

5.1.6. BERGING VAN EEN FREATISCH WATERVOERENDE LAAG

De waterafgifte van een freatische laag geschiedt door drainering onder invloed van de zwaartekracht, door samendrukking van de watervoerende laag en door uitzetting van het water wanneer de druk in het grondwater verminderd wordt. Dit noemt men de berging van de freatische laag.

Het deel van de berging van de watervoerende laag geleverd door de samendrukking van de watervoerende laag en de uitzetting van het water zelf bij een drukafname wordt weergegeven door de elastische bergingskoëfficiënt van de watervoerende laag, S (dimensieloos).

De elastische bergingskoëfficiënt, S , is de hoeveelheid water die door een volumeëlement met als basis de oppervlakte-eenheid en als hoogte de totale dikte van de watervoerende laag afgegeven of opgenomen wordt tengevolge van een af- of een toename van de stijghoogte met een eenheid.

De specifieke elastische berging, S_s , is de hoeveelheid water, die door een volumeëenheid van de watervoerende laag afgegeven of opgeborgen wordt tengevolge van respectievelijk een af- of een toename van de stijghoogte met een eenheid. De specifieke elastische bergingskoëfficiënt, S_s , kan als volgt uitgedrukt worden (DOMENICO, 1972)

$$S'_A = \delta_w \cdot g (\kappa_s + \alpha \kappa_f) \quad (L^{-1}) \quad 5.5$$

waarin κ_s , de verticale samendrukbaarheid van de watervoerende laag ($M^{-1}.L.T^2$)

κ_f , de samendrukbaarheid van de vloeistof ($M^{-1}.L.T^2$),

α , de porositeit van de watervoerende laag (dimensieloos),

δ_w , de dichtheid van de vloeistof ($M.L^{-3}$)

g , de zwaartekrachtsversnelling ($L.T^{-2}$)

Meestal is de bijdrage van de verticale samendrukbaarheid van de watervoerende laag veel groter dan van die van de vloeistof.

De elastische bergingskoëfficiënt van een watervoerende laag kan ook als volgt gedefinieerd worden :

$$S = \sum_{i=1}^n S'_{A i} \times D_i \quad 5.6$$

waarbij $S'_{A i}$ en D_i respectievelijk de specifieke elastische berging en de dikte van één van de horizonten die de watervoerende laag vormen.

In de praktijk bepaalt men de elastische bergingskoëfficiënt van een watervoerende laag door middel van bemalingsproeven. Bij een freatische laag met vertraagde waterafgifte wordt S afgeleid met behulp van het eerste segment van de tijd-afpompingskurve.

De bergingskoëfficiënt nabij de watertafel, S_0 (dimensieloos) geeft een maat van de hoeveelheid water in een freatische laag geleverd door zwaartekrachtsdrainering. Hiervoor gebruikt men ook de term specifiek debiet. De bergingskoëfficiënt nabij de watertafel is de hoeveelheid water die opgeborgen of afgegeven wordt door een freatische laag per oppervlakte-eenheid voor een daling of stijging van de watertafel met de eenheid. De bergingskoëfficiënt nabij de watertafel is aldus een parameter die alleen karakteristiek is voor de afzetting waarin de watertafel fluktueert en niet voor de diepere horizonten van het reservoir.

In het geval van een freatische laag met vertraagde afgifte bepaalt men de bergingskoëfficiënt nabij de watertafel uit het laatste segment van de tijd-afpompingskurve.

In de landbouwwetenschappen wordt deze term ook omschreven als draineerbaar poriënvolume (in percenten), effectieve porositeit, aëratieporositeit, niet-kapillaire porositeit, aëratiekapaciteit of luchtkapaciteit van een bodem. In de toegepaste wetenschappen spreekt men van de ontwateringskoëfficiënt (DE BEER, 1959).

In de bodemkunde wordt deze parameter bepaald door het opstellen van de pF-kurve. Het volumepercent aan water gelegen tussen de pF-waarde 0 en 2 wordt als draineerbaar poriënvolume aangeduid (fig. 5.1).

Een pF-kurve geeft het verband aan tussen de bodemvochtigheidsspanning (pF-waarde) en het watergehalte (vol %). Dit verband is echter niet enkelvoudig. Bij een gegeven bodemvochtigheidsspanning bevat een bodem meestal minder vocht wanneer een droge bodem bevochtigd wordt dan wanneer deze spanning bereikt wordt door een natte bodem te ontwateren. Dit verschijnsel wordt hysteresis genoemd.

5.2. DE BEMALINGSPROEVEN

5.2.1. SOORTEN WATERVOERENDE LAGEN

Uit het sedimentologisch onderzoek blijkt dat het freatisch reservoir boven het Ieperiaankleisubstraat opgebouwd is uit een afwisseling van grof- en fijnkorrelige sedimenten. Onderaan treft men middelmatig tot grof middelmatig zand (2) aan met schelpen en schelpgruis met erboven soms een klei-leemkomplex (3). In het klei-leemkomplex zijn twee facies te onderscheiden : een lemig (3.2) tussen de peilen -14 en -18 met een maximale dikte van 4 m en een kleilig (3.1) tussen de peilen -17 en -27 met een maximale dikte tot 10 m. In het noordelijke deel van het studiegebied ontbreekt meestal het klei-leemkomplex. Boven de afzetting (2) en/of (3) komt middelmatig tot fijn middelmatig zand (4) voor met lenzen van fijn zand dat soms zeer veel leem bevat (4.1, 4.2, 4.3 en 4.4). Tussen de peilen +1 en +4 treft men een klei-lemige zandafzetting (5) aan; deze vertoont sterke laterale wisselingen in facies gaande van middelmatig tot fijn middelmatig zand tot sterk leemhoudend zand met dunne klei-leemlagen en veen. Deze laatste afzetting (5) ligt in het overdekte waddenlandschap aan het oppervlak; in de duinen is ze bedekt door duinzanden.

Meestal fluktueert de watertafel in de klei-lemige afzetting (5). Waar klei-, leem- of veenlagen in de klei-lemige afzettingen (5) voorkomen kan de stijghoogte plaatselijk boven deze laag veel groter zijn dan eronder. Hieruit blijkt dat op die plaatsen halfartesische toestanden bestaan. Dit is vooral het geval waar halfdoorlatende lagen zoals het klei-leemkomplex (3) of de leemhoudende fijne zanden (4.4 of 5.3) goed ontwikkeld zijn.

In het grootste gedeelte van het studiegebied is de grondwaterlaag te beschouwen als een freatische laag met vertraagde afgifte.

5.2.2. BEMALING VAN EEN FREATISCHE LAAG MET VERTRAAGDE AFGIFTE

Pompt men op een freatische laag met vertraagde afgifte dan daalt de stijghoogte aanvankelijk minder in de piëzometers waarvan de filter in de fijnkorrelige afzettingen zijn aangebracht dan in die waarvan de filters in de grovere afzettingen steken. Naarmate de afpompingsvordering vordert, neemt het verschil in stijghoogte af. Wanneer het freatisch oppervlak merkbaar verandert bestaat er een horizontale stroomkomponente in die laag.

De interpretatie van een tijd-afpompingskurve van een dergelijke laag kan geschieden volgens de methode van BOULTON (1963). Deze bestaat erin de afpompingskurve te vergelijken met een familie van standaardkurven. Ieder van deze bestaat uit drie segmenten.

Het eerste segment van de tijd-afpompingskurve geeft aan dat de freatische laag aanvankelijk op dezelfde wijze reageert als een artesische laag. Door de samendrukking van de watervoerende laag en door de uitzetting van het water zelf wordt onmiddellijk water afgegeven. Drainering onder invloed van de zwaartekracht is nog niet begonnen. Onder gunstige voorwaarden kan men de transmissiviteit van de watervoerende laag berekenen door de methode van THEIS toe te passen op dat eerste segment. Men kan slechts de gegevens van nabije piëzometers gebruiken omdat de stijghoogteverlagingen in de ver afgelegen piëzometers te klein zijn om ze nauwkeurig te meten. De bergingskoefficiënt berekend uit dat segment kan niet aangegeven worden om de verlaging van de grondwatertafel op lange termijn te voorspellen.

Het tweede segment van de tijd-afpompingskurve vertoont een afname in helling omdat de poriën in de depressietrechter door de zwaartekracht water afgeven. Gedurende deze periode heeft men een opmerkelijke afwijking tussen de waargenomen tijd-afpompingskurve en de kurve van THEIS voor niet-stationaire stromingen.

Het derde segment, dat enkele minuten tot verschillende dagen na het begin van de pumping kan aanvangen, streeft opnieuw naar een kurve van THEIS. Het derde segment geeft aan dat er een evenwicht ontstaat tussen de drainering door de zwaartekracht en de snel-

heid van de watertafelverlaging. Hieruit volgt dat de afwijking tussen de waargenomen tijd-afpompingskurve en de kurve van THEIS kleiner wordt naarmate de pompproef vordert. Uit het laatste segment kan men de bergingskoëfficiënt nabij de watertafel, S_0 , berekenen.

Meestal is S_0 veel groter dan S , zodanig dat de faktor $\gamma = 1 + \frac{S_0}{S}$ zeer groot is. Is $\gamma > 100$ dan verloopt het tweede segment ongeveer horizontaal. In dat geval is het eerste gedeelte van de kurve volkomen analoog met de kurven voor een half-artesische laag berekend door WALTON (BOULTON, 1963)(fig. 5.2).

5.2.3. BEMALINGSPROEF

De bemalingsproef geschiedde op de put 117DB2 en werd gevolgd in de piëzometers geplaatst in de putten 117DB1, 117DB3, 117DB4, 117DB5, 117SB1 en 117SB2. De eerste vier liggen samen met de pompput op een rechte lijn en de laatste twee liggen samen met de pompput op een andere lijn loodrecht op de eerste (fig. 5.3).

In ieder van de putten 117DB1, 117DB3, 117DB4 en 117DB5 bevinden zich op verschillende diepten filters ieder aangesloten op een bronbuis en van elkaar gescheiden door kleistoppen (tab. 5.1). Hierdoor kan men de stijghoogte van het grondwater in verschillende horizonten afzonderlijk vaststellen. In de putten 117SB1 en 117SB2 werd slechts één enkele filter aangebracht.

Aan de put 117DB2 werd een konstant debiet van $8,7 \text{ m}^3/\text{u}$ onttrokken. Het water werd langs een riolering ver buiten het gebied van de bemaling gevoerd. De stijghoogten werden in alle piëzometers tot op 1 mm nauwkeurig afgelezen.

5.2.3.1. Schommelingen van de stijghoogten onder invloed van het getij

Uit de waterpeilmetingen gedurende en na het pompen werden respektievelijk de verlaging en de resterende verlaging in de verschillende piëzometers berekend (fig. 5.4 tot 5.11).

Hierbij stelt men vast dat naast de daling van de stijghoogte tengevolge van het pompen en de stijgende beweging na het stilleggen van de pomp er zich een periodische schommeling van het waterpeil voordoet. Deze periodische beweging werd nauwkeurig opgenomen tijdens de derde dag van de pumping en de tweede dag na het stilleggen van de pomp.

Tabel 5.1 - Peilen van de filterelementen van de piëzometers

Nr. piëzometer	Peil
117DB1 F1	-25,8 tot -26,8
F2	-15,8 tot -16,8
F3	- 3,8 tot - 4,8
F4	0,7 tot - 0,3
117DB3 F1	-25,7 tot -26,7
F2	-1 ,4 tot -17,4
F3	- 6,4 tot - 7,4
F4	- 0,8 tot - 1,8
117DB4 F1	-25,4 tot -26,4
F2	-17,4 tot -18,4
F3	- 5,4 tot - 7,4
F4	+ 0,6 tot - 0,4
117DB5 F1	-25,4 tot -26,4
F2	-16,4 tot -17,4
F3	- 5,4 tot - 6,4
F4	- 0,4 tot - 1,4

De periode van die beweging bedraagt 745 minuten of 12 uur 25 minuten. Dit is de periode van het getij. De peilschommelingen in de verschillende piëzometers vertonen weinig of geen fazeverschil. Een kleine fazeverschil is evenwel waar te nemen op de punten 117DB4 en 117DB5 tussen de piëzometers F1 en F2 enerzijds en F3 en F4 anderzijds. De schommelingen in de piëzometers F1 en F2 in het onderste grove gedeelte van het reservoir bereiken eerst hun maximale en minimale stand. Pas een half uur tot één uur later wordt de maximale of minimale stand bereikt in de piëzometers F3 en F4.

De amplitude blijkt zowel van de plaats als van de diepte afhankelijk te zijn. Zij neemt af van het noorden naar het zuiden. Op een zelfde plaats is de amplitude echter groter in de diepe piëzometers dan in de ondiepe met uitzondering van 117DB3F3 (tabel 5.2).

Tabel 5.2 - Verschil tussen de maximale en minimale grondwaterstand van de ritmische peilschommeling.

Piëzometer	Verschil tussen maximale en minimale grondwaterstand (m)
117DB1 F4	0,122
117DB1 F3	0,130
117SB1 F1	0,118
117SB2 F1	0,116
117DB3 F4	0,114
117DB3 F3	0,129
117DB3 F2	0,132
117DB3 F1	0,130
117DB4 F4	0,103
117DB4 F3	0,108
117DB4 F2	0,116
117DB4 F1	0,118
117DB5 F4	0,090
117DB5 F3	0,092
117DB5 F2	0,106
117DB5 F1	0,099

Uit de gemeten peilschommelingen werden de best passende ritmische beweging afgeleid door middel van een FOURIER-analyse. Dit gaf de volgende formule :

$$y = \frac{A}{65} (2,09 - 17,66 \cos X + 3,87 \cos 2 X - 0,67 \cos 3X + 1,27 \cos 4X - 61,33 \sin X + 3,26 \sin 2X - 0,12 \sin 3X - 0,43 \sin 4X) \quad 5.7$$

waarin $X = 2\pi(473,33+t)/T$,

A= de amplitude van de peilschommeling in mm,

y= de stijghoogte van het waterpeil op het tijdstip t
t.o.v. het gemiddelde waterpeil in mm,

t₀ de tijd sinds het aanleggen van de pomp in min.

T₀ de periode van de schommeling, 745 min.

Daar de amplitude van de derde en de vierde cosinus- en sinustermen verwaarloosbaar klein zijn kan men schrijven :

$$x = \frac{A}{65} (2,09 - 17,66 \cos X + 3,87 \cos 2X - 61,33 \sin X + 3,26 \sin 2X) \quad 5.8$$

(fig. 5.3). Met behulp van deze formule werd de gemeten verlaging en resterende verlagingen verbeterd (fig. 5.5 tot 5.12).

5.2.3.2. Hydraulische parameters afgeleid uit de tijd-afpompingskurven van de bemalingsproef 117DB2BP1 (fig. 5.13 tot 5.16)

De waarden voor de transmissiviteit, kD , de elastische bergingskoëfficiënt, S , en de drainagefaktor, B , vindt men door het eerste gedeelte van de tijd-afpompingskurve op bilogaritmisch papier te vergelijken met de standaardkurven van WALTON, eveneens op bilogaritmisch papier.

Men verschuift de standaardkurven tot één ervan samenvalt met het eerste deel van de tijd-afpompingskurve, er zorg voor dragend dat de assen evenwijdig blijven. Men kiest één punt waarvan men de coördinaten bepaalt op de beide samenvallende grafieken ($W(u, r/B)$, $1/u$ en s (in meters), t (in dagen) samen met de waarde (r/B) voor de kurve van WALTON.

Met onderstaande formules leidt men achtereenvolgens de draineringsfaktor, de transmissiviteit, en de elastische bergingskoëfficiënt af.

$$B = r/(r/B) \quad (m) \quad 5.9$$

$$kD = \frac{Q}{4\pi s} W(u, r/B) \quad (m^2/dag) \quad 5.10$$

$$S = \frac{4kDt}{r^2} \times u \quad (\text{dimensieloos}) \quad 5.11$$

waarin r , de afstand tussen de pompput en de waarnemingsput (m)
 Q , het opgepompte debiet (m^3/dag) van de pompproef voor de verschillende piëzometers

De resultaten zijn in tabel 5.3 voorgesteld.

Het laatste gedeelte van de tijd-afpompingskurve geeft opnieuw een toename van de verlaging te zien om daarna terug min of meer konstant te blijven. Dit verschijnsel is waarschijnlijk toe te schrijven aan een litologische verandering. Dit bemoeilijkt de interpretatie van het laatste gedeelte van de tijd-afpompingskurve. Aldus is het niet mogelijk de bergingskoëfficiënt nabij de watertafel te bepalen.

Tabel 5.3 - Hydraulische parameters berekend uit de tijd-afpompings-
 kurve volgens de BOULTON-WALTON methode voor de bemalings-
 proef 117DB2BP1

Filter- put 117	Straal r in m	s in m	t in min.	W(u,r/B)	1/u	r/B	kD in m ² /dag	S	B in m
DB3F4	10	0,075	72	1	10	0,20	222	$4,4 \cdot 10^{-3}$	50
DB3F3	10	0,057	3	1	10	0,10	292	$2,4 \cdot 10^{-3}$	100
DB3F2	10	0,054	3	1	10	0,10	308	$2,6 \cdot 10^{-3}$	100
DB3F1	10	0,049	3,5	1	10	0,10	339	$3,3 \cdot 10^{-3}$	100
SB1	12,5	0,055	6	1	10	0,10	302	$3,2 \cdot 10^{-3}$	125
SB2	16	0,027	550	0,4	200	0,30	246	$7,4 \cdot 10^{-3}$	53
DB1F4	20	0,075	20	1	10	0,30	222	$3,1 \cdot 10^{-3}$	67
DB1F3	20	0,075	20	1	10	0,30	222	$3,1 \cdot 10^{-3}$	67
DB4F4	25	0,070	36	1	10	0,40	237	$3,8 \cdot 10^{-3}$	63
DB4F3	25	0,059	32	1	10	0,30	282	$4,0 \cdot 10^{-3}$	83
DB4F2	25	0,0315	4,95	1	10	0,075	527	$1,2 \cdot 10^{-3}$	333
DB4F1	25	0,0375	5	1	10	0,10	443	$1,0 \cdot 10^{-3}$	250
DB5F4	50	0,0635	105	1	10	0,60	262	$3,1 \cdot 10^{-3}$	83
DB5F3	50	0,0393	44	1	10	0,30	423	$2,1 \cdot 10^{-3}$	167
DB5F2	50	0,0335	17	1	10	0,20	496	$0,9 \cdot 10^{-3}$	250
DB5F1	50	0,0336	20	1	10	0,20	495	$1,1 \cdot 10^{-3}$	250

5.2.3.3. Transmissiviteit uit resterende verlagingskurve (bemalings- proef 117DB2BP1) (fig. 5.17 tot 5.20)

Men zet de resterende verlaging, s'' , tegenover de ver-
 houding (t/t') uit op semilogaritmisch papier. Hierin is t de tijd
 sinds het aanleggen van de pomp en t' de tijd sinds het stilleggen
 van de pomp. De resterende verlaging s'' wordt uitgezet op de
 aritmische ordinaat, de verhouding t/t' op de logaritmische abscis.

De helling $\Delta s''$ (in m) van het rechtlijnig gedeelte van
 de kurve wordt bepaald. Hieruit leidt men de transmissiviteit af
 met de volgende formule

$$kD = \frac{2,30Q}{4\pi\Delta s''} \quad (\text{m}^2/\text{dag}) \quad 5.12$$

waarin Q , het opgepompte debiet (m^3/dag).

De resultaten van de bemalingsproef 117DB2BP1 zijn in onderstaande tabel (5.4) weergegeven.

Tabel 5.4 - Transmissiviteit bekomen bij de analyse van de resterende verlagingskurve bij bemalingsproef 117DB2BP1

Filterput 117	afstand r in m	$\Delta s''$ in m	kD in m ² /dag
DB3F4	10	0,1195	320
DB3F3	10	0,0765	500
DB3F2	10	0,0720	531
DB3F1	10	0,0715	535
SB1	12,5	0,1110	345
SB2	16	0,1115	343
DB1F4	20	0,1110	345
DB1F3	20	0,1110	345
DB4F4	25	0,1088	351
DB4F3	25	0,1080	354
DB4F2	25	0,0750	510
DB4F1	25	0,0790	484
DB5F4	50	0,1152	332
DB5F3	50	0,1080	354
DB5F2	50	0,0835	458
DB5F1	50	0,0835	458

5.2.4. Bemalingsproef 193DB7BP1

Bij de bemalingsproef 193DB7BP1 werd gepompt op de put 193DB7. Put 193DB7 werd gebruikt voor de waarnemingen. Beide zijn 25 m van elkaar verwijderd. De filter van 193DB7 (diameter 90 mm) snijdt het freatisch reservoir over de ganse dikte aan, nl. van -1,7 tot -27,9.

De put 193DB6 is van vier piëzometers voorzien : de filter F1 bevindt zich in heterogene sedimenten (klei, leem, fijn tot grof zand), de filter F2 tussen de peilen -15,7 en -16,7, in een laag middelmatig zand met schelpgruis en leembrokken, filter F3 tussen de peilen -9,2 en -10,2 in een laag fijn middelmatig zand met een weinig schelpgruis en tenslotte filter F4 tussen de peilen -0,2 en -1,2 in middelmatig zand.

De litologische opbouw (fig. 2.10) hier verschilt duidelijk van die waar de pompproef 117DB2BP1 werd uitgevoerd.

Aan de pompput werd een debiet van $12,8 \text{ m}^3/\text{dag}$ onttrokken gedurende 1420 minuten. Het opgepompte water werd op 40 m in de tegenovergestelde richting van de waarnemingsput in een gracht geloosd.

Gedurende de bemalingsproef werd het waterpeil tot op 1 mm nauwkeurig afgelezen. Na het stilleggen van de pomp werd de stijging van het waterpeil in alle piëzometers gevolgd.

De waarden voor de transmissiviteit, kD , de elastische bergingscoëfficiënt, S , en de draineringsfaktor, B , vindt men door de vergelijking van de tijd-afpompingskurven (fig. 5.21) met standaardkurven van WALTON (tab. 5.5).

Tabel 5.5 - Hydraulische parameters uit de tijd-afpompingskurven van de bemalingsproef 193DB7BP1 volgens de methode van BOULTON-WALTON

Piëzo-meter	Afstand r (m)	Verlaging s (m)	Tijd t (min.)	$W(u,r/B)$	$1/u$	r/B	kD in m^2/dag	S	B in m
193									
DB6F4	25	0,10	15	0,8	4	0,30	201	$3,3 \cdot 10^{-3}$	81
DB6F3	25	0,10	20	0,8	10	0,40	201	$1,8 \cdot 10^{-3}$	61
DB6F2	25	0,10	20	0,8	10	0,40	201	$1,8 \cdot 10^{-3}$	61
DB6F1	25	0,24	950	1	20	0,30	105	$2,2 \cdot 10^{-3}$	81

De waarden van de transmissiviteit werden ook bepaald uit de resterende verlagingskurven (fig. 5.22) (tabel 5.6).

Tabel 5.6 - Bemalingsproef 193DB7BP1 : transmissiviteit uit de resterende verlagingskurven

Piëzometer	$\Delta s''$ (m)	kD (m^2/dag)	afstand r (m)
193DB6F4	0,152	370	25
193DB6F3	0,165	341	25
193DB6F2	0,165	341	25
193DB6F1	0,345	121	25

5.2.5. BEMALINGSPROEF 117DB15BP1

De put 117DB15 voorzien van een filter (diameter 90 mm) over de ganse dikte van het freatisch reservoir, nl. van +1,2 tot -23,3, werd gebruikt als pompput.

In de waarnemingsput 117DB16 bevinden zich vier piëzometers : filter F1 tussen de peilen -23,2 tot -24,2 bevindt zich middelmatig tot grof middelmatige zanden met schelpen en schelpgruis, filter F2, tussen de peilen -17,2 tot -16,2, in middelmatig tot fijn middelmatig zand evenals filters F3 en F4, die respectievelijk voorkomen tussen de peilen -8,7 tot -9,7 en -0,7 tot -1,7.

De zone bemalen door 117DB15 ligt niet ver van die van 193DB7. In deze laatste treft men tussen de peilen -17,2 en -27,2 een klei-leemkomplex aan daar waar ter hoogte van 117DB15 tussen die peilen middelmatig tot grof middelmatig zand voorkomt.

Verder werden in die zone nog vier piëzometers geplaatst. De filter (diameter 60 mm) bevindt zich tussen de peilen -1 en -5. Deze piëzometers liggen volgens een lijn op 3,6, 12 en 50 m van de pompput. De evolutie van het waterpeil tengevolge van het aan- en stilleggen van de pomp werd in piëzometers gevolgd met zelfregistre-rende peilschalen.

Een eerste maal werd gepompt aan een debiet van $13,1 \text{ m}^3/\text{dag}$ gedurende 2820 minuten. De verlaging werd in de piëzometers gemeten. Daarna werd de pomp 276 minuten stilgelegd en de stijging genoteerd. Een tweede maal werd gepompt gedurende 2700 minuten en de verlaging gemeten. Het opgepompte water werd op 40 m in tegenovergestelde richting van de waarnemingsputten in een gracht geloosd.

De eerste tijd-afpompingskurven met uitzondering van die van 117SB9F1 vallen nagenoeg samen met één enkele standaardkurve (fig. 5.21).

Het was niet mogelijk de tijd-afpompingskurve van de piëzometer 117SB6F1 met één van de standaardkurven te laten samen-vallen. Ofwel vielen de laatste ofwel de eerste punten op één van de standaardkurven terwijl de andere punten er telkens sterk van af-weken. Hieruit mag men besluiten dat de tijd-afpompingskurve uit twee standaardkurven bestaat. De transmissiviteit, de elastische bergings-koëfficiënt en de draineringsfaktor werden telkens bepaald uit het samenvallend eerste deel van de tijd-afpompingskurve met een stan-daardkurve en uit het tweede deel met een andere standaardkurve (tabel 5.7).

Tabel 5.7 - Hydraulische parameters uit de tijd-afpompingskurve van de bemalingsproef 117DB15BP1 volgens de methode van BOULTON-WALTON

Piëzo- meter	Af- stand r (m)	Ver- laging s (m)	Tijd t (min.)	W(u,r/B)	1/u	r/B	kD in m /dag	S	B in m
117 SB5F1	3	0,9	21	8	$2 \cdot 10^3$	0,015	223	$0,7 \times 10^{-3}$	200
SB6F1 (1ste)	6	0,55	40	4	$3 \cdot 10^2$	0,10	183	2×10^{-3}	60
(2de)	6	0,1	900	1	$2 \cdot 10^4$	0,025	251	$0,9 \times 10^{-3}$	240
SB7F1	12	0,34	200	3	$3 \cdot 10^2$	0,075	221	$2,8 \times 10^{-3}$	160
DB16F4	25	0,46	200	6	$1 \cdot 10^2$	0,075	327	$2,9 \times 10^{-3}$	333
DB16F3	25	0,06	90	0,8	$8 \cdot 10^1$	0,1	334	$1,7 \times 10^{-3}$	250
DB16F2	25	0,148	65	2	$6,5 \cdot 10^1$	0,075	338	$1,0 \times 10^{-3}$	333
DB16F1	25	0,05	30	0,8	$3 \cdot 10^1$	0,1	397	$0,9 \times 10^{-3}$	250
SB8F1	50	0,15	120	2	$2 \cdot 10^1$	0,20	335	$2,2 \times 10^{-3}$	250

Uit de helling $\Delta s''$ van het rechtlijnige gedeelte van de resterende verlagingskurven (fig. 5.24) werd de transmissiviteit kD bepaald.

Tabel 5.8 - Transmissiviteit uit de resterende verlaging van de bemalingsproef 117DB15BP1

Filterput 117	$\Delta s''$ in m	kD in m ² /dag	r in m
SB5	0,248	233	3
SB6	0,247	234	6
SB7	0,247	234	12
DB16F4	0,178	325	25
DB16F3	0,172	336	25
DB16F2	0,157	368	25
DB16F1	0,117	494	25
SB8	0,139	415	50

5.2.6. HYDRAULISCHE PARAMETERS UIT DE TWEDE REEKS TIJD-AFPOMPINGS-KURVEN 117DB16BP2 (fig. 5.25)

De pomp werd voor een tweede maal aangelegd gedurende 2700 minuten. De verlaging werd opgetekend door een zelfregistre-rende peilschrijver op de piëzometers 117SB5F1, 117SB6F1, 117SB7F1 en 117SB8F1 op respektievelijk 3, 6, 12 en 50 m van de pompput. De tijd-afpompingskurven verschillen van die van de eerste bemalings-proef : ze bestaan elk uit twee verschillende standaardkurven. De transmissiviteit, de elastische bergingscoëfficiënt en de drainerings-faktor werden hier telkens bepaald uit het samenvallend eerste deel van de tijd-afpompingskurve met een standaardkurve en uit het tweede deel met een andere standaardkurve (tabel 5.9).

Tabel 5.9 - Hydraulische parameters uit de tijd-afpompingskurve van de bemalingsproef 117DB15BP2 volgens de methode van BOULTON-WALTON

Filter- put 117	Straal r (m)	s in m	t in min.	W(u,r/B)	1/u	r/B	kD in m ² /dag	S	B in m
SB5 (1ste)	3	1,08	20	8	1×10^3	0,050	166	$1,1 \cdot 10^{-3}$	60
(2de)	3	0,90	1000	8	6×10^3	0,010	223	$11,5 \cdot 10^{-3}$	300
SB6 (1ste)	6	0,485	21,8	4	2×10^2	0,10	207	$1,7 \cdot 10^{-3}$	60
(2de)	6	1,08	700	10	2×10^3	0,025	232	$3,1 \cdot 10^{-3}$	240
SB7 (1ste)	12	0,36	44	3	1×10^2	0,20	209	$1,8 \cdot 10^{-3}$	60
(2de)	12	0,70	460	6	4×10^2	0,050	215	$4,8 \cdot 10^{-3}$	240
SB8 (1ste)	50	0,075	60	1	8	0,80	335	$2,8 \cdot 10^{-3}$	62,5
(2de)	50	0,180	210	2	8	0,30	279	$8 \cdot 10^{-3}$	167

5.2.7. BESLUITEN

Uit de pompproeven leidt men af dat de waarde van de permeabiliteit van de middelmatig tot fijn middelmatige zanden varieert tussen de 8 à 12 m/dag. De permeabiliteit van de grof middelmatige zanden schommelt tussen 14 en 18 m/dag.

Uit de pompproeven blijkt dat zowel in de piëzometers in de grof- als in die van de fijnkorrelige laag de transmissiviteit toeneemt met de afstand van de pompput. Men stelt eveneens vast dat de elastische bergingscoëfficiënt afneemt met de afstand van de pompput.

De draineringsfaktor schommelt meestal tussen 160 en 330 m. Twee kort opeenvolgende bemalingsproeven op dezelfde pompput gaven een opmerkelijk resultaat. De draineringsfaktor bepaald uit het eerste gedeelte van de tweede tijd-afpomplingskurve leverde een waarde van 60 m op. Het tweede gedeelte van dezelfde kurve wees op een waarde zoals gevonden uit de eerste bemalingsproef.

Dit zou aanwijzen dat aanvankelijk de drainering trager verliep dan in de eerste bemalingsproef. Men kan dat toeschrijven aan hysteresis. Tijdens de eerste bemalingsproef is de afpompingstrechter slechts gedeeltelijk ontwaterd, zodat bij het stilleggen van de pomp de stijghoogte vrij vlug de ruststand weer bereikt. De verzadiging van de poriën gebeurt echter niet even snel zodat twee dagen na het stilleggen van de pomp niet alle poriën volledig met water gevuld zijn. Bij de tweede bemalingsproef kan bijgevolg niet evenveel water uit de opnieuw gevormde pomptrechter gedraineerd worden, waardoor de drainering schijnbaar trager geschiedt en een kleinere B-waarde oplevert.

5.3. FLUKTUATIES VAN HET WATERPEIL ONDER INVLOED VAN DE GETIJWERKING

5.3.1. WAARNEMINGEN

Tijdens de bemalingsproef 117DB2BP1 werd voor het eerst vastgesteld dat onder invloed van de getijwerking het waterpeil fluktueert.

In juli 1975 werd in 40 piëzometers de stand van het waterpeil om het uur opgemeten. Figuur 5.28 geeft de ligging aan waarin de fluktuaties opgemeten werden, hierop wordt ook de vertragingsfaktor α vermeld en desgevallend de amplitude A. De piëzometers waarin de schommelingen werden waargenomen liggen niet noodzakelijk het dichtst bij de zee. In de noordelijke panne en op

het noordflank van de centrale duinrug meet men de grootste fluktuaties. Het is hier dat het piëzometrisch vlak het laagst ligt (fig. 6.4 tot 6.31). In de piëzometer op de duinreep en in de windgeulen nabij de zee meet men geen schommelingen.

Ten einde het verschijnsel nader te bestuderen werden er vier piëzometers in een lijn geplaatst : 117DB10F1, 117DB2F1, 117DB9F1, op respektievelijk 360 m, 635 m, 800 m van de piëzometer 117DB12F1, die het dichtst bij de zee gelegen is. Deze piëzometers zijn voorzien van bronbuizen en filters van grote diameter. De filters werden aangebracht in de middelmatige tot grof middelmatige zanden met schelpen en schelpgruis (fig. 3.13) en geheel of gedeeltelijk in de middelmatige tot fijn middelmatige zandafzettingen (fig. 3.15). De peilveranderingen werden gelijktijdig opgetekend door een zelfregistrerende peilschrijver.

De peilschommelingen werden ook gevolgd in twee piëzometers ter hoogte van de piëzometer 117DB10F1. De filter van deze laatste bevindt zich tussen de peilen -11 en -25 in de middelmatige tot grof middelmatige zanden met schelpen en schelpgruis en in het onderste gedeelte van de middelmatige tot fijn middelmatige afzettingen. De filter van piëzometer 117DB11F1 strekt zich uit tussen de peilen -5 en -7,5 in het leemhoudend fijn zand (4.4). De filter van 117SB4F1 bevindt zich tussen de peilen +2 en -2 in de middelmatig tot fijn middelmatige zanden boven de leemhoudende fijne zanden.

5.3.2. HYDRAULISCHE PRINCIPES

Uit het sedimentologische onderzoek is gebleken dat het freatisch reservoir sterk gestratificeerd is. Vereenvoudigd kan men deze voorstellen als bestaande uit een grofkorrelige afzetting op een ondoorlatend substraat. Boven de grofkorrelige afzetting treft men een fijnkorrelige afzetting aan, waarin leemhoudende fijne zanden kunnen voorkomen (fig. 5.26).

Bij een lange rechte kustlijn, zoals in het studiegebied het geval is, kan men één koördinaatrichting evenwijdig met de kustlijn kiezen (de y-richting) zodat de stroming tengevolge van de getijwerking in de y-richting te verwaarlozen is.

Als de verticale verliezen in energie in de grofkorrelige afzetting te verwaarlozen zijn en tevens de horizontale stromingen in de fijnkorrelige afzetting tengevolge van de getijwerking kan men stellen dat :

$$k_2^h D_2 \frac{\partial^2 \Psi}{\partial x^2} = S \frac{\partial \Psi}{\partial t} = \frac{k_1^v}{D_1} (\Psi_2 - \Psi_1) \quad 5.13$$

waarin S , de elastische bergingskoëfficiënt is
 x , de koördinaat loodrecht op de kustlijn
 t , de tijd
 de andere symbolen worden weergegeven in fig. 5.26.

De bovenstaande formule houdt geen rekening met de elasticiteit noch met het principe van de vertraagde afgifte.

De oplossing van deze differentiaal vergelijking kan als volgt worden voorgesteld.

$$\Psi_2 = \Psi_{2x=0} \cdot e^{-ax} \cdot \sin(\omega \cdot t - b \cdot x) \quad 5.14$$

$$\Psi_1 = \Psi_{1x=0} \cdot e^{-ax} \cdot \sin(\omega \cdot t - b \cdot x - \alpha) \quad 5.15$$

$$q = q_{x=0} \cdot e^{-ax} \cdot \sin(\omega \cdot t - b \cdot x - \beta) \quad 5.16$$

$$\Psi_{1x=0} = \Psi_{2x=0} \cdot \cos \alpha \quad 5.17$$

$$q_{x=0} = \Psi_{2x=0} \cdot \sqrt{S \cdot \omega \cdot k_2^v D_2} \cdot \cos \alpha \quad 5.18$$

waarin Ψ_1 , stijghoogte in de fijnkorrelige afzetting nabij de watertafel

Ψ_2 , stijghoogte in de grofkorrelige afzetting,

q , horizontale stroming in de grofkorrelige afzetting over een breedte van de watervoerende laag gelijk aan de lengte-eenheid.

Uit bovenstaande formules volgt dat de amplitude van de stijghoogtefluctuatie in de grofkorrelige afzetting exponentieel afneemt met de afstand van de zee. De horizontale dempingsfaktor, a , kan men bepalen uit de waarnemingen van de piëzometers 117DB12F1, 117DB10F1, 117DB2F1 en 117DB9F1. Ook de tijdsvertragingfactor b kan men afleiden uit de opeenvolgende fazeverschillen in de stijghoogtefluctuaties in deze piëzometers.

De stijghoogtefluctuatie in de fijnkorrelige afzetting nabij de watertafel is kleiner dan die in de grofkorrelige afzetting. De verticale dempingsfaktor is gelijk aan $\cos \alpha$; tevens is er een fazevertraging α tussen deze twee.

De horizontale stroming in de grofkorrelige laag gebeurt volgens een sinusfunctie. Dit betekent dat in ieder doorsnede van de grofkorrelige laag de waterbeweging afwisselend zee- en landwaarts gericht is, zodat de resulterende stroming nul is. Is er een natuurlijke stroming in het gebied aanwezig, zoals de zoetwaterbeweging van de duinen naar de zee, dan wordt deze uiteindelijk door die beweging op langere termijn niet beïnvloed.

Het verband tussen de hydraulische parameters van de watervoerende laag ($k_2^h D_2$, S , k_1^v/D_1) en de factoren, die de voortplanting van de fluktuaties bepalen, kunnen uit de bovenstaande formules afgeleid worden (J.H. STEGGEWENTZ, 1933; J.H. EDELMAN, 1972; G.S. VAN DER KAMP, 1973).

Deze verbanden zijn

$$S/k_2^h D_2 = (a^2 + b^2)^2 / 2\omega ab \quad 5.19$$

$$S \cdot D_1 / k_1^v = (a^2 + b^2) / 2\omega ab \quad 5.20$$

$$k_2^h D_2 \cdot D_1 / k_1^v = (a^2 - b^2) / (a^2 + b^2)^2 \quad 5.21$$

$$\operatorname{tg}(-2\beta) = \operatorname{cotg}(+\alpha) = \frac{k_1^v/D_1}{S \cdot \omega} = \frac{2ab}{a^2 - b^2} \quad 5.22$$

5.3.3. VERWERKING VAN DE WAARNEMINGEN

De periode van de getijden bedraagt ongeveer 12u30. Daarom werd gedurende een tijdspanne van 25 uur tweemaal eb en tweemaal vloed waargenomen. Om het uur werd het waterpeil afgeleid uit de hydrografische registraties (tabel 5.10). De waterpeilen zijn dus $h(t)$ voor $t = 1$ tot 25. De gevonden waarden werden aan een FOURIER-analyse onderworpen waarbij de amplitude en de fazeverschuiving berekend werden van de acht eerste harmonische functies.

De FOURIER-analyse leidt tot de volgende functie :

$$\Psi(t) = \sum_{t=1}^{25} \frac{h(t)}{25} + \sum_{i=1}^8 \rho(i) \sin(\omega \cdot i + F(i)) \quad 5.23$$

waarin $\rho(i)$: amplitude van de i -de harmonische

$F(i)$: de fazeverschuiving van de i -de harmonische

De amplitude en de fazeverschuiving van ieder harmonische werden uit de volgende formules afgeleid.

$$A(i) = \frac{2}{25} \sum_{t=1}^{25} h(t) \cdot \cos \frac{2\pi i t}{25} \quad 5.24$$

$$B(i) = \frac{2}{25} \sum_{t=1}^{25} h(t) \cdot \cos \frac{2\pi i t}{25} \quad 5.26$$

$$\rho(i) = \sqrt{A^2(i) + B^2(i)} \quad 5.26$$

$$F(i) = \arctan \frac{A(i)}{B(i)} \quad 5.27$$

Tabel 5.10 - Waterpeilen in de piëzometers 117DB12F1, 117DB10F1, 117DB2F1, 117DB9F1, 117DB11F1 en 117SB4F1 (x=0 uur) is gelijk aan 18u35 op 27.10.76

x (uur)	117DB12F1	117DB10F1	117DB2F1	117DB9F1	117DB11F1	117SB4F1
0	0	0,896	0,496	0,360	0,620	0,744
1	-0,364	0,786	0,492	0,362	0,603	0,744
2	-0,664	0,672	0,478	0,360	0,583	0,736
3	-0,894	0,560	0,442	0,349	0,564	0,731
4	-1,036	0,470	0,412	0,331	0,547	0,726
5	-1,065	0,422	0,386	0,309	0,533	0,721
6	-0,974	0,404	0,368	0,300	0,528	0,717
7	-0,720	0,422	0,359	0,293	0,528	0,715
8	+0,232	0,584	0,361	0,294	0,548	0,722
9	+0,780	0,796	0,395	0,299	0,580	0,725
10	+0,780	0,912	0,437	0,320	0,600	0,731
11	+0,616	0,936	0,463	0,340	0,608	0,735
12	+0,255	0,896	0,478	0,350	0,607	0,735
13	-0,098	0,802	0,478	0,352	0,600	0,734
14	-0,414	0,684	0,471	0,350	0,583	0,734
15	-0,672	0,580	0,442	0,348	0,566	0,731
16	-0,874	0,488	0,416	0,330	0,548	0,724
17	-1,005	0,432	0,387	0,316	0,533	0,721
18	-1,042	0,400	0,368	0,300	0,526	0,717
19	-0,925	0,400	0,351	0,288	0,522	0,715
20	-0,480	0,500	0,348	0,284	0,540	0,716
21	+0,580	0,694	0,375	0,284	0,561	0,722
22	+0,825	0,858	0,411	0,302	0,589	0,727
23	+0,780	0,920	0,452	0,326	0,602	0,732
24	+0,520	0,920	0,468	0,340	0,608	0,732

De resultaten van de FOURIER-analyse werden in onderstaande tabel 5.11 en in fig. 5.27 voorgesteld.

Tabel 5.11.- Resultaten van de FOURIER-analyse, de amplitude $p(i)$ en de fazeverschuiving van de eerste acht harmonische

	Piëzometer	i=1	i=2	i=3	i=4
p(i)	117DB12F1	0,0287	0,936	0,0462	0,236
ampli-	117DB10F1	0,0124	0,273	0,00947	0,0395
tude	117DB2F1	0,00718	0,0672	0,00210	0,00407
in	117DB9F1	0,00483	0,0362	0,00251	0,00166
m	117DB11F1	0,00389	0,0437	0,00194	0,00340
	117SB4F1	0,00217	0,0112	0,00141	0,000570
	Piëzometer	i=5	i=6	i=7	i=8
p(i)	117DB12F1	0,0182	0,0825	0,00347	0,0637
ampli-	117DB10F1	0,00516	0,0176	0,000468	0,8835
tude	117DB2F1	0,00186	0,00401	0,000757	0,00109
in	117DB9F1	0,000754	0,00203	0,001090	0,000519
m	117DB11F1	0,00182	0,00263	0,000476	0,00153
	117SB4F1	0,000995	0,00117	0,00133	0,000236
	Piëzometer	i=1	i=2	i=3	i=4
F(i)*	117DB12F1	4,2500	2,1001	1,9414	3,5498
Faze	117DB10F1	0,7787	1,6091	-0,5277	2,9388
verschui-	117DB2F1	0,4314	0,8562	-0,3229	1,9235
ving	117DB9F1	0,0023	0,5374	-0,0852	1,6256
in	117DB11F1	0,6488	1,3545	-0,351	2,9562
rad.	117SB4F1	0,5954	0,9388	-0,1128	4,3759
	Piëzometer	i=5	i=6	i=7	i=8
F(i)*	117DB12F1	2,9373	-0,7948	4,5333	1,2307
Faze	117DB10F1	-0,4436	-1,2824	1,2754	0,3237
verschui-	117DB2F1	-1,2105	-2,2738	-0,1816	-1,3798
ving	117DB9F1	-1,8879	-3,9859	-0,9459	-1,8140
in	117DB11F1	-0,0264	-1,0967	-0,1259	-0,5270
rad.	117SB4F1	-0,4200	-1,1542	-1,1304	-2,3513

*F(i) is slechts één oplossing; alle mogelijke oplossingen kunnen als volgt geformuleerd worden $F(i) \pm 2\pi k$ waarbij $k = 0, 1, 2, \dots, \infty$

5.3.4. HYDRAULISCHE PARAMETERS AFGELEID UIT DE STIJGHOOGTEFLUKTUATIES IN DE GROFKORRELIGE AFZETTINGEN

Uit tabel 5.11 blijkt dat de tweede en vierde harmonische de grootste amplituden vertonen. Uit hun amplituden en fazeverschillen leidt men telkens de dempingsfaktor a en de tijdsvertragingfactor b af tussen twee opeenvolgende piëzometers en ook tussen de dichtste en de verste verwijderde piëzometer van de kustlijn (tabel 5.12).

Tabel 5.12 - De dempingsfaktor a en de tijdsvertragingfactor b afgeleid uit de tweede en vierde harmonische van de stijghoogtefluctuaties in de vier opeenvolgende piëzometers geplaatst in de grofkorrelige afzettingen

Tussen de piëzometers	Afstand tussen piëzometer	Periode 12u30		Periode 6u15	
		a	b	a	b
117DB12-117DB10	360 m	$3,4 \cdot 10^{-3}$	$1,4 \cdot 10^{-3}$	$5,0 \cdot 10^{-3}$	$1,7 \cdot 10^{-3}$
117DB10-117DB2	275 m	$5,1 \cdot 10^{-3}$	$2,7 \cdot 10^{-3}$	$8,3 \cdot 10^{-3}$	$3,7 \cdot 10^{-3}$
117DB2-117DB9	165 m	$3,7 \cdot 10^{-3}$	$1,9 \cdot 10^{-3}$	$5,4 \cdot 10^{-3}$	$1,8 \cdot 10^{-3}$
117DB12-117DB9	800 m	$4,1 \cdot 10^{-3}$	$2,0 \cdot 10^{-3}$	$6,2 \cdot 10^{-3}$	$2,4 \cdot 10^{-3}$

Aan de hand van formules 5.19, 5.20 en 5.21 leidt men volgende verhouding af tussen de hydraulische parameters (tabel 5.13).

Tabel 5.13 - Verhoudingen $S/k_2^h D_2$, $S \cdot D_1/k_1^v$, $k_2^h D_2 \cdot D_1/k_1^v$ afgeleid uit de dempingsfaktor a en de tijdsvertragingfactor b van de stijghoogtefluctuaties in de grofkorrelige afzettingen

Tussen de piëzometers	Periode	$S/k_2^h D_2$	$S \cdot D_1/k_1^v$	$k_2^h D_2 \cdot D_1/k_1^v$
117DB12-117DB10	12u30	$1,59 \cdot 10^{-6}$	$4,18 \cdot 10^{-2}$	$2,63 \cdot 10^4$
117DB10-117DB2		$3,34 \cdot 10^{-6}$	$5,63 \cdot 10^{-2}$	$1,69 \cdot 10^4$
117DB2-117DB9		$1,76 \cdot 10^{-6}$	$5,94 \cdot 10^{-2}$	$3,37 \cdot 10^4$
117DB12-117DB9		$2,19 \cdot 10^{-6}$	$6,47 \cdot 10^{-2}$	$2,96 \cdot 10^4$
117DB12-117DB10	6u15	$1,90 \cdot 10^{-6}$	$5,37 \cdot 10^{-2}$	$2,64 \cdot 10^4$
117DB10-117DB2		$4,60 \cdot 10^{-6}$	$3,72 \cdot 10^{-2}$	$0,81 \cdot 10^4$
117DB2-117DB9		$2,24 \cdot 10^{-6}$	$5,53 \cdot 10^{-2}$	$2,47 \cdot 10^4$
117DB12-117DB9		$2,72 \cdot 10^{-6}$	$4,55 \cdot 10^{-2}$	$1,67 \cdot 10^4$

5.3.5. HYDRAULISCHE PARAMETERS BEPAALD UIT DE STIJGHOOGTEFLUKTUATIES IN DE FIJNKORRELIGE AFZETTINGEN

De stijghoogtefluktuaties zijn minder groot in de fijnkorrelige afzettingen dan in de grofkorrelige. Tevens vertonen ze een fazeverschil.

Ter hoogte van piëzometer 117DB10F1 in de grofkorrelige afzettingen werd de piëzometer 117DB11F1 in de leemhoudende fijne zanden (5.4) geplaatst. Op een nog hoger niveau, in de middelmatige tot fijn middelmatige zanden (4 en 5.3), werd de piëzometer 117SB4F1 geplaatst.

Uit tabel 5.11 leidt men af dat de amplitude van de tweede harmonische van de waterpeilfluktuaties in piëzometer 117SB4F1 de enige betekenisvolle is. Door vergelijking van deze amplitude met die van de tweede harmonische van de waterpeilfluktuatie van piëzometer 117DB10F1 kan men de faktor, $\cos \alpha$, afleiden.

$$\cos \alpha = \frac{\psi(2)117SB4}{\psi(2)117DB10} = \frac{0,0112}{0,273} = 0,0410 \quad 5.28$$

Hieruit volgt dat

$$\cot \alpha = 0,0411 = \frac{k_1^V/D_1}{S\omega} = 1/S \cdot \omega \cdot (D_1/k_1^V) \quad 5.29$$

Uit de analyse van de stijghoogtefluktuaties in de grofkorrelige afzettingen werd een hydraulische weerstand van 60 dagen vastgesteld. Uit bovenstaande vergelijking leiden we een bergingscoëfficiënt S af gelijk aan 0,034.

De fazeverschuiving van de tweede harmonische van de waterpeilfluktuaties in piëzometers 117SB4F1 t.o.v. piëzometer 117DB10F1 bedraagt 0,6703 rad.

Hieruit volgt

$$\cot 0,6703 = \frac{k_1^V/D_1}{S\omega} = 1/60 \cdot 12,06 \cdot S = 1,2614 \quad 5.30$$

$$S = 1,1 \cdot 10^{-3} \quad 5.31$$

Deze verticale fazeverschuiving zou overeenkomen met een verticale damping van de amplitude gelijk aan $\cos \alpha = \cos 0,6703 = 0,7836$.

Uit de pompproef 117DB2BP1 blijkt dat in het gebied onderhevig aan fluktuaties de transmissiviteit $500 \text{ m}^2/\text{dag}$ bedraagt. Neemt men aan dat de transmissiviteit konstant blijft tussen de putten 117DB2 en 117DB9 dan kan men uit tabel 5.13 de waarden voor de bergingscoëfficiënt S en de hydraulische weerstand D_1/k_1^V van de fijnkorrelige laag bepalen (tabel 5.14).

Tabel 5.14 - De bergingscoëfficiënt S en de hydraulische weerstand D_1/k_1^V van de fijnkorrelige laag bepaald uit de voortplanting van de hydraulische peilfluktuaties in de grofkorrelige afzettingen

	S bepaald met de harmonische met periode		D_1/k_1^V bepaald met de harmonische met periode in dagen	
	= 12u30	= 6u15	= 12u30	= 6u15
117DB12-117DB10	$0,80 \times 10^{-3}$	$0,95 \times 10^{-3}$	52,6	56,8
117DB10-117DB2	$1,67 \times 10^{-3}$	$2,30 \times 10^{-3}$	33,8	16,2
117DB2-117DB9	$0,88 \times 10^{-3}$	$1,12 \times 10^{-3}$	67,4	49,4
117DB12-117DB9	$1,10 \times 10^{-3}$	$1,36 \times 10^{-3}$	59,2	33,4

De bergingscoëfficiënt S die met deze werkwijze afgeleid wordt is zeer klein. Deze bedraagt gemiddeld 1×10^{-3} . Waar de leemhoudende fijne zanden ontbreken heeft hij een waarde van 2×10^{-3} .

De hydraulische weerstand D_1/k_1^V is in het gebied, waar de leemhoudende fijne zanden voorkomen, gelijk aan 60 dagen, in het gebied waar de leemhoudende fijne zanden ontbreken is de hydraulische weerstand gereduceerd tot 20 dagen. De hydraulische weerstand van de leemhoudende laag is echter veel groter. Dit kan verklaard worden door het feit dat bij het opstellen van de formule de elasticiteit van het water en de watervoerende laag verwaarloosd werd. Tevens werd geen rekening gehouden met het feit van de vertraagde afgifte of dat de bergingscoëfficiënt nabij de watertafel afhankelijk is van de snelheid van het dalen of het stijgen van het hydraulisch peil nabij de watertafel.

5.3.6. BESLUITEN UIT DE STIJGHOOGTEFLUKTUATIES ONDER INVLOED VAN DE GETIJWERKING

Uit de horizontale dempingsfaktor en de tijdvertragingsfaktor die de stijghoogtefluktuaties in de grofkorrelige afzettingen beschrijven kan men berekenen dat de bergingskoëfficiënt $S \cdot 10^{-3}$ bedraagt en de hydraulische weerstand van 60 dagen indien men aanneemt dat voor die laag de transmissiviteit gelijk is aan $500 \text{ m}^2/\text{dag}$.

Waar het leemhoudend fijn zand niet voorkomt bedraagt de hydraulische weerstand 20 dagen en de bergingskoëfficiënt $S \cdot 2 \cdot 10^{-3}$. Deze laatste waarde stemt goed overeen met deze bepaald door de pompproef 117DB2BP1.

Uit de fazeverschuiving van de stijghoogtefluktuaties nabij de watertafel in de fijnkorrelige afzetting leidt men analoge resultaten af. De dempingsfaktor, $\cos \alpha$, van de stijghoogtefluktuaties nabij de watertafel in de fijnkorrelige afzetting wijst op een veel grotere bergingskoëfficiënt nabij de watertafel $S (= 0,034)$.

De piëzometers in het gebied waar de grondwatertafel een geringe stijghoogte heeft, vertonen een kleine vertikale vertragingsfaktor α (fig. 5.28). Deze geringe vertikale vertragingsfaktor α wijst op een geringe hydraulische weerstand van de fijnkorrelige afzetting. Dit is waarschijnlijk te wijten aan het ontbreken van de leemhoudende fijn zandlens (5.4) in dit gebied.

6. HYDROGEOLOGIE

In de huidige ontwikkeling van het hydrogeologisch onderzoek neemt de komputer een steeds grotere plaats in. Als experimentele wetenschap steunt de hydrologie op een zo ruim mogelijke reeks waarnemingen. Met de komputer kunnen matematische modellen opgesteld worden, waarin de hydrometeorologische veranderlijken, zoals neerslag, temperatuur, luchtvochtigheid, windsnelheid en straling evenals de hydrogeologische gegevens, als de verticale en de horizontale permeabiliteit, de berging, de winning of de lozing van water en de stijghoogtekonfiguratie op een bepaald ogenblik als onafhankelijke veranderlijken ingevoerd worden (input-gegevens). De ondergrondse in- en/of uitvloeï samen met de stijghoogte op de verschillende diepten en plaatsen worden als afhankelijke veranderlijken berekend (output).

Wanneer de berekende output overeenstemt met de waarnemingen, kan het model als bruikbaar beschouwd worden. Men kan immers de hydrometeorologische gegevens van een lange waarnemingsperiode aanwenden om lange output reeksen te berekenen. Men kan ook kunstmatige ingrepen simuleren.

Het hydrogeologische systeem van het studiegebied wordt hier in twee subsystemen onderverdeeld. In het eerste subsysteem worden de hydrometeorologische veranderlijken en enkele bodemkarakteristieken als onafhankelijke veranderlijken ingevoerd. De afhankelijke veranderlijke van het eerste subsysteem, nl. de aanvulling van het freatische reservoir door infiltratie, wordt samen met de hydrogeologische gegevens als de onafhankelijke veranderlijken in het tweede subsysteem gevoerd.

In het eerste subsysteem werd de methode van PENMAN aangewend om de potentiële evapotranspiratie te bepalen. Daarna wordt de balans van de waterhuishouding van de onverzadigde zone berekend. In het tweede subsysteem werd op grond van de wet van DARCY en de wet van continuïteit een waterbalans van de verzadigde zone berekend (fig. 6.1).

6.1. HET EERSTE SUBSYSTEEM : DE WATERHUISHOUDING VAN DE ONVERZADIGDE ZONE

In het eerste subsysteem worden de hydrometeorologische gegevens en enkele bodemkarakteristieken als onafhankelijke veranderlijken ingevoerd. In eerste instantie wordt de potentiële

evapotranspiratie volgens de PENMAN-metode berekend. De afhankelijke veranderlijken zijn de werkelijke evapotranspiratie, de berging van de bodem, het deficit en de aanvulling van het grondwater. Deze laatste worden in een balans van de waterhuishouding van de onverzadigde zone berekend.*

6.1.1. DE POTENTIELE EVAPOTRANSPIRATIE VOLGENS PENMAN

De evaporatie van een wateroppervlak t.o.v. de atmosfeer wordt berekend door middel van een energiebalans. De energie aangevoerd op een horizontaal vlak wordt op verschillende wijzen omgezet, namelijk door absorptie, door terugkaatsing, door opwarming van de atmosfeer (konduktie en konvektie) en door evaporatie (latente verdampingswarmte).

$$\text{De nettostraling } R_n = R_c(1-a_s) - R_b \quad 6.1$$

waarin R_c , globale inkomende straling op het oppervlak

a_s , albedo van het oppervlak : fraktie van de inkomende straling die teruggekaatst wordt

R_b , tegenstraling (kort- en langgolvice).

De nettostralingsenergie wordt verder verbruikt

$$R_n = S + A + R_s + R_p + R_i + L.E \quad 6.2$$

waarin S , de termische energie uitwisseling met de bodem,

A , de termische energie uitwisseling met de atmosfeer,

R_s , de warmte in de watermassa opgeslagen,

R_p , de energie van de fotosynthese,

R_i , de energie die in de watermassa komt of uit de watermassa verdwijnt door het in- of uitvloeien van een volume water zoals in het geval van een meer

$L.E$, de energie verbruikt door de verdamping (positief) of de energie die vrijkomt bij condensatie (negatief) waarin L , de latente verdampingswarmte en E de evaporatie (fig. 6.2).

* Deze berekeningen werden uitgevoerd door Dr. C. VERNEMMEN

Voor een open wateroppervlak wordt na weglating van de te verwaarlozen termen R_s , R_p , R_i

$$R_c(1-a_s) - R_b = S + A + L.E \quad 6.3$$

S is eveneens te verwaarlozen na een voldoende lange periode zodat

$$R_n = A + L.E \quad 6.4$$

De BOWENverhouding β is de verhouding tussen de energie nodig voor de evaporatie en de energie nodig voor de opwarming van de atmosfeer :

$$\beta = \frac{A}{L.E} = \frac{K_c}{K_d} \cdot \gamma \cdot \frac{T_1 - T_2}{e_1 - e_2} \quad 6.5$$

waarin T_1 en T_2 , de temperaturen op de hoogten, z_1 en z_2 , boven het wateroppervlak gemeten,

e_1 en e_2 , de dampdrukken op de hoogten, z_1 en z_2 , boven het wateroppervlak gemeten,

K_c en K_d , de turbulente diffusiecoëfficiënt respectievelijk voor het warmtetransport en voor het waterdamptransport,

γ , de psychrometrische konstante is.

Men neemt aan dat de turbulente diffusiecoëfficiënten gelijk zijn nl. $K_c = K_d$. Verder wordt geen onderscheid gemaakt tussen de dunne laminaire grenslaag en de turbulente laag erboven voor wat betreft de diffusieprocessen in een normale atmosfeer.

Stelt men $T_1 = T_s$, oppervlaktetemperatuur van het water,

$T_2 = T$, temperatuur in de termometerhut,

$e_1 = e_{ws}$, dampdruk aan het wateroppervlak, aangenomen als de verzadigde dampdruk bij de oppervlakte-temperatuur T_s ,

$e_2 = e$, dampdruk van de atmosfeer in de termometerhut.

Men heeft dus

$$\frac{A}{L.E} = \gamma \cdot \frac{T_s - T}{e_{ws} - e} \quad 6.6$$

Anderzijds geeft de wet van DALTON de verdamping, E , boven een wateroppervlak :

$$E = (e_{ws} - e) \cdot f(V) \quad 6.7$$

waarin $f(V)$ een funktie is van de windsnelheid.

De term T_s is zeer moeilijk te meten en daardoor is de term e_{ws} moeilijk te bepalen; daarom tracht men deze term te elimineren.

Het evaporatievermogen van de lucht E_a is de hoeveelheid water die een wateroppervlak zou verdampen indien de temperatuur gelijk is aan de temperatuur van de lucht

$$E_a = (e_w - e) \cdot f(V) \quad 6.8$$

waarin e_w , de maximale waterdampdruk is bij de heersende luchttemperatuur.

Uit de betrekking (PENMAN, 1952) voor de potentiële evapotranspiratie

$$PET = (e_{st} - e) \cdot f(V) \cdot S.D. \quad 6.9$$

en 6.7 volgt de verhouding

$$\frac{PET}{E} = \frac{e_{st} - e}{e_{ws} - e} \cdot S.D. \quad 6.10$$

De verhoudingsfaktor tussen de potentiële evapotranspiratie en de evaporatie boven een wateroppervlak is dus funktie van drie factoren

1° De dampdrukfaktor $\frac{e_{st} - e}{e_{ws} - e}$

waarin e_{st} de verzadigde dampdruk is bij de heersende temperatuur van een blad van het vegetatiedek

2° De stomale faktor, $S = L_s / (L_a + L_s)$ 6.11

waarin L_a de effektieve lengte van de atmosfeer is (weerstand van de atmosfeer t.o.v. diffusie). Ze wordt berekend aan de hand van volgende formule :

$$L_a = 0.65 / (1 + V_2 / 100) \quad 6.12$$

waarin V_2 , de windsnelheid op 2 m hoogte (in mijlen/dag),
 $L_a + L_s$, de effectieve lengte van een bladoppervlak,
 L_s , een faktor afhankelijk van het percent van de
 bladoppervlakte ingenomen door huidmondjes van het
 aantal stomata per mm^2 en van de dikte van de
 epidermis.

Bij de berekening wordt aangenomen dat $L_s = 0,16$.

3° De daglengtefaktor D die ingevoerd is om rekening te houden met
 het gedeelte van de dag dat de huidmondjes toe zijn. D is af-
 hankelijk van de duur van de belichting, van de droogte van de
 atmosfeer en van de temperatuursvariaties tijdens de dag

$$D = \frac{N}{24} + \frac{1}{2} \left(\frac{T_{\text{MAX}} - T_{\text{MIN}}}{T - T_{\text{DP}}} \right) \cdot \sin N\pi/24 \quad 6.13$$

waarin N, de duur van het daglicht of teoretische zonneshijnduur,
 T_{MAX} , de maximale temperatuur in °C,
 T_{MIN} , de minimale temperatuur in °C,
 T_{DP} , het dauwpunt in °C,
 T , de gemiddelde temperatuur.

De netto-straling kan analoog als in 6.4 geschreven worden

$$R_n = A + \text{PET} \cdot L \text{ of } \frac{R_n}{L} = \frac{A}{L} + \text{PET} \quad 6.14$$

uit 6.6 en 6.7 volgt $\frac{A}{L} = \gamma \cdot f(V) \cdot (T_{\text{st}} - T) \quad 6.15$

$$\text{of } \frac{A}{L} = \gamma \cdot f(V) \cdot \left(\frac{e_{\text{st}} - e_w}{F'_T} \right) \quad 6.16$$

$$\text{daar } F'_T = \frac{de}{dT} = \lim_{\Delta T \rightarrow 0} \left| \frac{\Delta e}{\Delta T} \right| = \lim_{\Delta T \rightarrow 0} \left| \frac{e_{\text{st}} - e_w}{T_{\text{st}} - T} \right| \quad 6.17$$

Nu kan de betrekking 6.16 ook geschreven worden als volgt :

$$\frac{A}{L} = \frac{\gamma \cdot f(V) \cdot (e_{\text{st}} - e)}{F'_T} - \frac{\gamma \cdot f(V) \cdot (e_w - e)}{F'_T} \quad 6.18$$

Rekening houdend met de betrekkingen 6.8 en 6.9 herleidt betrekking
 6.18 zich tot :

$$\frac{A}{L} = \frac{\gamma \cdot \text{PET}}{F'_T \cdot S \cdot D} - \frac{\gamma \cdot E_a}{F'_T} \quad 6.19$$

$$\text{Nu is } \frac{R_n}{L} = \frac{\gamma \cdot \text{PET}}{F'_T \cdot \text{S.D.}} - \frac{\gamma \cdot E_a}{F'_T} + \text{PET} \quad 6.20$$

$$\text{of } \frac{R_n}{L} = \text{PET} \cdot (1 + \gamma / F'_T \cdot \text{S.D.}) - \frac{\gamma \cdot E_a}{F'_T} \quad 6.21$$

en tenslotte is de

$$\text{PET} = \frac{\frac{R_n \cdot F'_T + \gamma \cdot E_a}{L}}{F'_T + \frac{\gamma}{\text{S.D.}}} \quad 6.22$$

6.1.2. FYSISCH EN METEOROLOGISCHE GEGEVENS

Voor water bedraagt de latente verdampingswarmte, L , 59 cal/cm² per mm evaporatie.

De nettostraling R_n is volgens BRUNT :

$$R_n = R_g \cdot (1 - a_s) \cdot (0,18 + 0,62 \frac{h}{H}) - \sigma T^4 (0,56 - 0,08 \sqrt{e}) \cdot (0,10 + 0,90 \frac{h}{H}) \quad 6.23$$

waarin R_g , de globale straling aan het oppervlak van de atmosfeer (cal/cm²),

a_s , het albedo van het verdampend oppervlak (fractie van 1),

h , de reële zonneshijnduur (uren),

H , de theoretisch astronomisch maximaal mogelijke zonneshijnduur (uren),

σ , de konstante van STEFAN-BOLTZMANN = $1,19 \cdot 10^{-7}$ (cal/cm²/dag/°K)

T_K , de luchttemperatuur (in °K),

e , waterdampdruk in de meteokooi (in mb).

Het evaporatievermogen E_a van de lucht volgens DALTON is

$$E_a = (e_w - e) \cdot f(V) \quad 6.24$$

waarbij $f(V)$ experimenteel gevonden werd als zijnde

$$f(V) = 0,26 \cdot (1 + 0,4V) \quad 6.25$$

De windsnelheid wordt op 10 m boven het verdampend oppervlak gemeten in m/sec.

De maximale waterdampdruk wordt berekend uit volgende formules*

e_w boven water :

$$\begin{aligned} \log e_w = & -7,90298((T_s/T_K)-1) + 5,02808 \log (T_s/T_K) \\ & -1,3816 \cdot 10^{-7} \cdot (10^{11,344} (1-(T_K/T_s))^2 - 1) \\ & + 8,1328 \cdot 10^{-3} \cdot (10^{-3,49149} ((T_s/T_K)-1) - 1) + \log e_{bs} \end{aligned} \quad 6.26$$

e_i boven ijs :

$$\begin{aligned} \log e_i = & -9,09718((T_o/T_K)-1) - 3,56654 \log (T_o/T_K) \\ & + 0,876793(1-(T_K/T_o)) + \log e_{is} \end{aligned} \quad 6.27$$

waarin T_K , de temperatuur (in °K) is waarbij de waterdampdruk e_w of e_i berekend wordt

T_s , de temperatuur van het kookpunt van water (373,16°K),

T_o , de temperatuur van het vriespunt van water (273,16°K),

e_{bs} , de verzadigingsdruk van zuiver vloeibaar water bij het kookpunt (1 standaardatmosfeer = 1013,246 mb),

e_{is} , de verzadigingsdruk van zuiver ijs bij het vriespunt (0,0060273 standaardatmosfeer = 6,1071 mb)

F'_T in de betrekking 6.22 zijn de afgeleiden naar T van bovenstaande vergelijkingen voor e_w en e_i :

$$\begin{aligned} \frac{de_w}{dT} = \frac{e_w}{T_K^2} \cdot (6790,5 - 5,02808 T_K + 4916,8 \cdot 10^{-0,0304 T_K} \cdot T_K^2 \\ + 174209 \cdot 10^{-1302,88/T_K}) \end{aligned} \quad 6.28$$

$$\frac{de_i}{dT} = \frac{e_i}{T_K^2} (5721,9 + 3,56654 T_K - 0,0073908 T_K^2) \quad 6.29$$

γ , is de psychrometrische konstante bij 1015 mb, nl. : 0,65 mb/°C

Voor de albedo, die afhankelijk is van de aard van het weerkaatsend oppervlak, wordt 0,25 gebruikt in het geval van een duinbegroeiing.

* In bovenstaande uiteenzetting van de methode van PENMAN werd enkel e_w beschouwd, e_i wordt gebruikt wanneer $T_K < 273,16^\circ K$

6.1.3. DE WERKELIJKE EVAPOTRANSPIRATIE, DE BERGING VAN DE BODEM, HET DEFICIT EN DE AANVULLING VAN HET GRONDWATER

Uit de maandelijkse gemiddelden van de temperatuur, van de maximale temperatuur, minimale temperatuur, dauwpunt, dampspanning en windsnelheid op 2 en 10 m en de maandelijkse gegevens van de nettostraling, zonneshijnduur van een maandperiode wordt de PET van deze maand berekend.

De waterbalans van de bodem wordt maand na maand bijgehouden. De PET, berekend volgens de methode van PENMAN, vergelijkt men met de maandelijkse neerslag om de werkelijke evapotranspiratie AET, de berging van water in de bodem en ofwel het deficit van de bodem ofwel de aanvulling van het grondwater te bepalen.

Hierbij kan men twee gevallen onderscheiden.

1° De PET is groter dan de neerslag.

Dan is de werkelijke evapotranspiratie $AET = \text{Neerslag} + \Delta \text{berging}$ (positief genomen). De Δ berging van de bodem of de verandering van de berging van de bodem is de hoeveelheid water die door de wortels in een deficitperiode uit de waterreserve van de bodem geput wordt om aan de vraag van de PET te voldoen. De berging van de bodem t.o.v. de geaccumuleerde tekorten (APWL) verloopt volgens een exponentiële functie :

$$\text{Berging van bodem} = CAP \cdot e^{\frac{APWL}{CAP}} \quad 6.30$$

waarin CAP, de capaciteit van de bodem (hier 100 mm) is d.i. de maximale berging (= voorhanden zijnde water in de bodem voor het evapotranspiratieproces)

APWL = geaccumuleerde potentiële deficiten.

Het deficit wordt berekend door $DEF = PET - AET$

2° De PET is kleiner dan de neerslag.

Dan is de AET gelijk aan de PET en het DEF gelijk aan nul. De aanvulling van het grondwater of $SUR = \text{neerslag} - AET - \Delta \text{berging}$. Hier is de Δ berging de aanvulling van de bodemberging tot het maximum, nl. de capaciteit van de bodem.

6.1.4. DE VERWERKING VAN DE METEOROLOGISCHE GEGEVENS

Er werd gebruik gemaakt van vroeger verwerkte gegevens van de luchtmachtbasis van Koksijde voor de periode 1956 tot 1972 (LEBBE, L., 1973).

Enkele wijzigingen werden echter aangebracht in de verwerking van deze meteorologische gegevens wat betreft de windsnelheid en de globale straling.

De gegevens van de windsnelheden op 2 m en op 10 m hoogte voor de periode van januari 1973 tot maart 1977 werden teruggevonden en werden rechtstreeks bij de berekeningen betrokken. Voor de voorafgaande periode zijn slechts gegevens van de windsnelheid voorhanden voor hetzij 2 m hoogte, hetzij 10 m hoogte. Uit de gegevens van de periode 1973 tot maart 1977 was tussen deze twee windsnelheden het volgende verband afgeleid :

$$V_{10} = V_2 \times \left(\frac{2}{10}\right)^{-1/2,95} \quad 6.31$$

De straling wordt te Koksijde niet gemeten. Voor het kustgebied wordt de straling opgemeten te De Haan.

Tussen de verhouding van de gemeten globale straling te De Haan in % t.o.v. de globale straling aan het oppervlak van de atmosfeer, nl. RS en de zonneshijnduur in % t.o.v. de maximaal mogelijke zonneshijnduur van Koksijde S, werd een lineair verband opgezocht.

$$RS = B.S + A \quad 6.32$$

Waarin B, de richtingscoëfficiënt en A het stuk op de RS-as is. De regressierechte werd bepaald zowel voor iedere maand afzonderlijk als voor alle gegevens van de globale periode (tab. 6.1). Bij iedere regressierechte werden naast de parameters A en B ook de wortel van gemiddelde fout in het kwadraat, ERMS, bepaald.

Dit gebeurde met onderstaande formule (A.M. MOOD & F.A. GRAYBILL, 1961).

$$ERMS = \sqrt{\frac{\sum_{i=1}^n RS_i^2 - 2A \sum_{i=1}^n RS_i + 2AB \sum_{i=1}^n RS_i \cdot S_i + nA^2 + B^2 \sum_{i=1}^n RS_i^2}{n-2}} \quad 6.33$$

waarbij n, het aantal punten is waartussen de lineaire regressie uitgevoerd werd.

Tabel 6.1 - Lineair verband tussen de zonneshijnduur S(%) en de straling RS(%)

Maand	Aantal ptn.	Korrelatie- koëfficiënt	Richtings- koëfficiënt B	Stuk op RS-as, A	ERMS
januari	6	0,8035	0,4534	17,0732	1,5604
februari	7	0,7945	0,7592	12,2706	2,9741
maart	7	0,8928	0,5320	21,5298	2,6338
april	7	0,8690	0,3994	28,4108	3,2543
mei	7	0,5426	0,5646	23,8828	2,4997
juni	7	0,9444	0,4950	25,7141	1,6472
juli	7	0,9704	0,5895	21,3263	1,2103
aug.	7	0,8645	0,5468	20,0795	2,4743
sept.	7	0,9783	0,6394	14,3235	1,2156
okt.	7	0,9654	0,4970	19,2147	1,8110
novemb.	7	0,8597	0,7461	11,2444	2,5765
decemb.	7	0,8575	0,5910	14,4090	1,695
Alle gegevens	83	0,9380	0,6916	14,7142	3,2604

Uit tabel 6.1 leest men af dat de ERMS voor het lineair verband van iedere maand afzonderlijk kleiner is dan de ERMS van alle gegevens. De globale straling wordt uit de zonneshijnduur S berekend met de lineaire verbanden voor elke maand afzonderlijk.

6.1.5. RESULTATEN VAN DE BODEMWATERBALANS

In tabel 6.2 worden de meteorologische gegevens voorgesteld en de hieruit afgeleide afhankelijke veranderlijken, zoals het overschot (SUR) dat als onafhankelijke veranderlijke, in het tweede subsysteem aangewend wordt. De jaarlijkse hoeveelheden van neerslag en overschot alsook de totale hoeveelheid van de onderzochte periode van 20 jaar (1957-1977) worden in onderstaande tabel 6.3 voorgesteld. Uit deze laatste waarden kan men de voedingskoëfficiënt afleiden of de verhouding van de totale hoeveelheid overschot t.o.v. de totale hoeveelheid neerslag. Aldus bekomt men een voedingskoëfficiënt van 0,40. Deze waarde benadert sterk deze van de voedingskoëfficiënt afgeleid volgens de methode van SCHOELLER, die steunt op een vergelijking van de gemiddelde chemische samenstelling van het regenwater en van het duinwater.

Tabel 6.2 - Onafhankelijke en afhankelijke veranderlijke van het eerste subsysteem, waterbalans van de onverzadigde zone

JR	jaar
M	maand
T(C)	maandelijkse gemiddelde temperatuur (°C)
TMIN(C)	maandelijkse gemiddelde minimumtemperatuur (°C)
TMAX(C)	maandelijkse gemiddelde maximumtemperatuur (°C)
TDP(C)	maandelijkse gemiddelde dauwpunt (°C)
V(M/S)	maandelijkse gemiddelde windsnelheid in m/sec
E(MB)	maandelijkse gemiddelde dampspanning in millibar
RG(CAL)	globale straling in cal.
RNET	nettostraling in cal.
S(%)	zonneshijnduur in % t.o.v. theoretisch mogelijke zonneshijnduur
R(MM)	neerslag in mm
PET(MM)	potentiële evapotranspiratie in mm
RMP(MM)	neerslag-potentiële evapotranspiratie in mm
ST(MM)	berging van water in de bodem in mm
DST(MM)	verandering van de berging in mm
AET(MM)	werkelijke evapotranspiratie in mm
DEF(MM)	deficit aan water in mm
SUR(MM)	overschot of infiltratie aan water in mm

JR	M	T (C)	TMIN (C)	TMAX (C)	TDP (C)	V (M/S)	E (MB)	RG (CAL)	RNET (CAL)	S (%)	R (MM)	PET (MM)	RMP (MM)	ST (MM)	DST (MM)	AET (MM)	DEF (MM)	SUR (MM)
1957	1	4.6	2.3	6.8	2.6	3.9	7.4	61.3	-28.1	22.8	27.2	5.7	21.5	100.0	0.0	5.7	0.0	21.5
1957	2	5.9	3.3	8.6	4.1	3.3	8.2	92.2	4.4	19.0	116.3	9.8	106.5	100.0	0.0	9.8	0.0	106.5
1957	3	8.7	5.0	13.2	6.3	3.3	9.5	214.0	69.5	31.9	30.9	31.4	-0.5	99.5	-0.5	31.4	0.0	0.0
1957	4	8.4	4.4	11.9	5.8	3.4	9.2	357.1	147.3	45.4	31.6	47.4	-15.8	84.9	-14.5	46.1	1.3	0.0
1957	5	10.5	6.6	13.9	6.9	3.4	9.9	500.1	238.5	52.9	49.2	76.1	-26.9	64.9	-20.0	69.2	6.9	0.0
1957	6	16.1	10.4	20.8	11.0	2.4	13.1	557.2	273.4	60.2	7.7	104.0	-96.3	24.8	-40.1	47.8	56.2	0.0
1957	7	17.5	13.3	21.5	14.6	2.6	16.6	434.3	234.1	40.1	73.9	91.3	-17.4	20.8	-4.0	77.9	13.4	0.0
1957	8	16.4	12.5	20.3	13.6	3.5	15.6	363.9	172.1	43.7	82.0	71.4	10.6	31.4	10.6	71.4	0.0	0.0
1957	9	13.8	10.6	16.8	11.3	3.3	13.4	184.2	71.5	23.2	111.2	34.7	76.5	100.0	68.6	34.7	0.0	7.9
1957	10	11.2	7.7	14.8	9.4	2.3	11.8	136.6	27.7	26.3	47.2	18.2	29.0	100.0	0.0	18.2	0.0	29.0
1957	11	6.9	4.6	9.1	5.0	2.9	8.7	53.5	-10.4	12.6	52.4	7.0	45.4	100.0	0.0	7.0	0.0	45.4
1957	12	3.5	1.0	6.4	1.9	2.9	7.0	47.2	-29.2	18.4	24.8	2.7	22.1	100.0	0.0	2.7	0.0	22.1
1958	1	4.0	1.3	6.2	2.2	4.7	7.2	49.5	-11.9	11.3	69.5	8.2	61.3	100.0	0.0	8.2	0.0	61.3
1958	2	5.6	2.3	8.7	3.5	3.9	8.8	79.1	9.0	13.1	87.6	3.6	84.0	100.0	0.0	3.6	0.0	84.0
1958	3	3.6	-0.4	7.8	0.4	2.7	6.3	249.5	62.2	44.2	46.6	24.9	21.7	100.0	0.0	24.9	0.0	21.7
1958	4	6.8	3.2	10.6	3.4	3.0	7.8	362.4	142.4	47.3	36.0	44.2	-8.2	92.2	-7.8	43.8	0.3	0.0
1958	5	11.8	6.9	16.3	8.6	2.6	11.2	435.3	219.6	40.6	42.4	76.5	-34.1	65.5	-26.7	69.1	7.5	0.0
1958	6	14.0	9.0	18.4	11.0	2.6	13.1	452.0	240.3	39.0	108.4	84.6	23.8	89.3	23.8	84.6	0.0	0.0
1958	7	16.1	11.4	20.6	13.1	1.9	15.1	449.2	236.3	42.7	105.4	89.1	16.3	100.0	10.7	89.1	0.0	5.5
1958	8	16.5	12.7	20.6	14.1	2.1	16.1	286.1	146.9	26.4	92.4	60.4	32.0	100.0	0.0	60.4	0.0	32.0
1958	9	16.4	12.4	20.1	13.2	2.3	15.2	275.9	100.5	45.8	57.5	46.3	11.2	100.0	0.0	46.3	0.0	11.2
1958	10	11.2	9.1	14.3	9.4	2.7	11.8	131.5	29.2	23.6	72.2	17.7	54.5	100.0	0.0	17.7	0.0	54.5
1958	11	5.9	3.6	8.4	4.7	1.4	8.5	53.8	-10.0	12.7	66.4	2.5	63.9	100.0	0.0	2.5	0.0	63.9
1958	12	5.5	3.0	7.9	4.2	2.2	8.2	35.8	-14.2	8.1	66.4	3.3	63.1	100.0	0.0	3.3	0.0	63.1
1959	1	3.1	0.5	5.4	0.6	3.5	6.4	59.2	-27.5	21.1	89.3	6.5	82.8	100.0	0.0	6.5	0.0	82.8
1959	2	1.9	0.8	5.2	0.6	1.5	6.4	117.8	3.5	27.5	5.8	4.5	1.3	100.0	0.0	4.5	0.0	1.3
1959	3	7.5	3.6	11.9	5.0	2.1	8.7	218.9	67.0	34.0	35.4	27.4	8.0	100.0	0.0	27.4	0.0	8.0
1959	4	9.8	5.7	14.2	6.2	2.6	9.5	322.4	143.7	34.4	58.8	50.5	8.3	100.0	0.0	50.5	0.0	8.3
1959	5	12.8	8.4	17.4	8.4	2.9	11.0	493.4	237.4	51.8	7.1	85.6	-78.5	45.6	-54.4	61.5	24.1	0.0
1959	6	15.1	9.4	20.4	10.0	2.2	12.3	543.7	265.8	57.5	19.9	99.3	-79.4	20.6	-25.0	44.9	54.4	0.0
1959	7	17.8	11.8	23.3	12.9	2.2	14.9	570.8	283.1	64.0	62.1	115.1	-53.0	12.1	-8.5	70.6	44.5	0.0
1959	8	17.9	12.9	23.0	13.8	1.9	15.8	427.2	192.8	57.4	33.0	82.2	-49.2	7.4	-4.7	37.7	44.5	0.0
1959	9	15.8	9.2	22.3	10.2	2.8	12.4	376.8	113.4	70.5	2.1	63.7	-61.6	4.0	-3.4	5.5	58.1	0.0
1959	10	12.2	6.9	17.9	7.6	2.6	10.4	185.6	10.5	49.0	83.5	27.6	55.9	59.9	55.9	27.6	0.0	0.0
1959	11	6.1	2.9	9.1	4.6	3.2	8.5	64.3	-13.6	17.9	46.9	6.0	40.9	100.0	40.1	6.0	0.0	0.8
1959	12	5.6	2.9	7.9	3.9	3.5	8.1	33.8	-12.1	6.3	112.9	6.7	106.2	100.0	0.0	6.7	0.0	106.2
1960	1	4.1	1.2	6.5	2.1	2.8	7.1	56.3	-22.5	18.4	63.7	4.9	58.8	100.0	0.0	4.9	0.0	58.8
1960	2	4.2	1.0	7.2	1.6	1.7	6.9	125.0	6.0	28.4	44.6	8.9	35.7	100.0	0.0	8.9	0.0	35.7
1960	3	6.0	2.5	9.7	3.7	2.5	8.0	198.0	67.2	26.3	46.2	25.5	20.7	100.0	0.0	25.5	0.0	20.7
1960	4	8.8	5.1	12.4	5.5	3.0	9.0	328.5	144.9	35.8	17.3	47.7	-30.4	73.8	-26.2	43.5	4.2	0.0
1960	5	12.4	7.2	17.2	9.0	1.6	11.5	396.9	206.6	33.2	65.4	73.4	-8.0	68.1	-5.7	71.1	2.3	0.0
1960	6	15.3	10.7	19.6	11.8	1.9	13.8	507.9	261.5	50.3	31.1	91.8	-60.7	37.1	-31.0	62.1	29.7	0.0
1960	7	15.5	11.4	19.5	11.9	2.5	13.4	424.4	219.9	38.5	66.2	87.0	-20.8	30.2	-7.0	73.2	13.8	0.0
1960	8	16.0	11.9	20.1	12.9	1.8	14.9	351.7	165.3	41.1	116.8	65.8	51.0	81.1	51.0	65.8	0.0	0.0
1960	9	13.7	9.6	18.3	11.3	2.1	13.4	213.2	79.1	30.6	119.9	36.2	83.7	100.0	18.9	36.2	0.0	64.8
1960	10	10.9	8.1	14.0	8.9	2.3	11.4	124.6	28.8	20.8	100.0	17.9	82.1	100.0	0.0	17.9	0.0	82.1
1960	11	8.4	5.8	11.1	6.3	3.1	9.5	56.9	-11.2	14.5	171.3	8.9	162.4	100.0	0.0	8.9	0.0	162.4
1960	12	3.9	1.7	5.8	2.5	3.3	7.3	32.7	-11.2	5.4	83.7	4.9	78.8	100.0	0.0	4.9	0.0	78.8

JR	H	T (C)	THIN (C)	TMAX (C)	TDP (C)	V (M/S)	E (MB)	RG (CAL)	RNET (CAL)	S (%)	R (MM)	PET (MM)	RMP (MM)	ST (MM)	DST (MM)	AET (MM)	DEF (MM)	SUR (MM)
1961	1	3.3	1.2	5.5	1.5	3.0	6.8	57.4	-22.9	18.9	88.1	4.1	84.0	100.0	0.0	4.1	0.0	84.0
1961	2	6.8	3.3	10.0	5.1	2.7	8.8	94.3	5.1	19.8	53.6	9.9	43.7	100.0	0.0	9.9	0.0	43.7
1961	3	7.6	3.6	12.2	4.6	2.4	8.5	274.7	67.7	52.4	16.2	29.5	-13.3	87.6	-12.4	28.6	0.8	0.0
1961	4	10.8	6.9	15.0	8.4	2.1	11.0	295.6	147.1	25.3	53.9	50.1	3.8	91.4	3.8	50.1	0.0	0.0
1961	5	11.4	7.0	15.2	7.2	2.9	10.1	504.9	239.6	53.8	26.9	80.7	-53.8	53.3	-38.1	65.0	15.8	0.0
1961	6	14.9	9.6	19.3	10.9	1.8	13.0	524.9	264.0	53.7	53.3	93.2	-39.9	35.8	-17.5	70.8	22.3	0.0
1961	7	16.0	11.4	20.2	12.0	2.0	14.0	431.2	224.5	39.6	97.4	86.6	10.8	46.6	10.8	86.6	0.0	0.0
1961	8	16.3	12.0	20.3	12.5	3.3	14.5	337.1	158.9	37.8	36.0	71.2	-35.2	32.8	-13.8	49.8	21.4	0.0
1961	9	16.4	12.4	21.3	14.0	2.1	16.0	226.0	88.6	33.6	25.9	41.8	-15.9	27.9	-4.8	30.7	11.1	0.0
1961	10	11.8	8.0	15.9	9.5	2.9	11.9	159.4	22.6	37.1	119.7	20.9	98.8	100.0	72.1	20.9	0.0	26.7
1961	11	6.1	3.3	8.6	4.3	3.0	8.3	54.3	-11.1	13.0	66.0	7.0	59.0	100.0	0.0	7.0	0.0	59.0
1961	12	2.8	-0.3	5.8	0.8	2.9	6.5	55.5	-40.6	26.0	70.5	2.4	68.1	100.0	0.0	2.4	0.0	68.1
1962	1	4.4	2.0	6.8	2.9	3.5	7.5	62.4	-29.3	24.0	58.9	3.1	55.8	100.0	0.0	3.1	0.0	55.8
1962	2	4.1	1.5	6.8	1.7	4.0	6.9	125.0	2.6	30.1	47.5	11.3	36.2	100.0	0.0	11.3	0.0	36.2
1962	3	2.9	-0.5	6.4	0.5	2.6	6.3	227.4	63.9	36.7	51.9	21.8	30.1	100.0	0.0	21.8	0.0	30.1
1962	4	7.7	4.6	11.1	5.1	3.4	8.8	319.5	144.1	33.3	31.9	43.9	-12.0	88.7	-11.3	43.2	0.7	0.0
1962	5	10.1	6.6	13.5	7.4	3.1	10.3	402.1	206.6	34.3	43.7	65.4	-21.7	71.4	-17.3	61.0	4.4	0.0
1962	6	13.4	8.4	17.9	9.3	2.5	11.7	534.2	262.7	55.6	6.6	90.5	-83.9	30.9	-40.6	47.2	43.3	0.0
1962	7	15.1	10.4	19.1	11.9	3.0	13.9	409.9	216.8	35.8	49.7	83.3	-33.6	22.1	-8.8	58.5	24.8	0.0
1962	8	15.4	10.9	19.5	12.1	3.6	14.1	357.9	165.6	42.2	53.8	70.9	-17.1	18.6	-3.5	57.3	13.6	0.0
1962	9	13.6	9.1	18.1	10.2	2.5	12.4	254.6	87.1	40.5	59.4	41.9	17.5	36.1	17.5	41.9	0.0	0.0
1962	10	11.0	7.0	15.3	9.0	2.0	11.5	166.1	21.3	40.1	57.3	17.2	40.1	76.2	40.1	17.2	0.0	0.0
1962	11	5.4	3.0	7.6	4.3	2.4	8.3	45.6	-7.3	8.4	68.6	4.1	64.5	100.0	23.8	4.1	0.0	40.8
1962	12	0.8	-2.4	3.9	-0.4	3.1	5.9	56.9	-41.8	27.2	53.9	-1.0	54.9	100.0	0.0	-1.0	0.0	54.9
1963	1	-4.1	-6.7	-1.8	-5.0	2.7	4.2	64.5	-34.8	26.3	11.7	-3.8	15.5	115.5	0.0	-3.8	0.0	15.5
1963	2	-2.2	-5.3	0.8	-3.2	1.8	4.8	130.6	1.7	32.3	11.7	2.7	9.0	124.5	0.0	2.7	0.0	9.0
1963	3	5.6	2.3	9.4	3.6	3.3	7.9	215.2	66.3	32.8	39.1	25.6	13.5	100.0	0.0	25.6	0.0	13.5
1963	4	8.3	4.5	12.4	6.0	2.3	9.3	338.1	146.1	39.6	52.2	45.9	6.3	100.0	0.0	45.9	0.0	6.3
1963	5	10.5	6.4	14.2	8.0	2.5	10.7	445.8	223.1	42.7	56.6	71.3	-14.7	86.4	-13.6	70.2	1.0	0.0
1963	6	14.4	10.4	18.5	11.9	2.4	13.9	460.5	246.0	40.8	69.5	84.1	-14.6	74.6	-11.8	81.3	2.9	0.0
1963	7	15.6	10.9	20.3	12.7	1.6	14.7	455.1	237.9	43.7	50.6	88.3	-37.7	51.2	-23.4	74.0	14.3	0.0
1963	8	15.1	11.3	19.3	12.8	2.3	14.8	329.3	159.3	35.8	62.7	62.5	0.2	51.3	0.2	62.5	0.0	0.0
1963	9	14.1	10.9	17.6	11.9	2.2	13.9	235.5	87.5	35.6	64.0	36.3	27.7	79.1	27.7	36.3	0.0	0.0
1963	10	10.6	7.0	14.1	9.1	2.0	11.5	149.3	26.1	31.8	64.1	16.1	48.0	100.0	20.9	16.1	0.0	27.1
1963	11	8.6	5.4	11.8	7.1	2.8	10.1	74.5	-14.9	23.2	98.8	5.9	92.9	100.0	0.0	5.9	0.0	92.9
1963	12	-0.2	-2.9	2.5	-0.8	1.7	5.8	51.4	-34.3	22.2	24.2	-5.6	29.8	100.0	0.0	-5.6	0.0	29.8
1964	1	1.6	-0.8	3.9	0.9	1.6	6.5	54.4	-19.1	16.4	10.2	-1.0	11.2	100.0	0.0	-1.0	0.0	11.2
1964	2	4.5	1.9	7.4	3.3	2.2	7.7	110.1	9.1	23.1	19.6	7.3	12.3	100.0	0.0	7.3	0.0	12.3
1964	3	3.6	0.7	6.7	1.7	2.5	6.9	185.2	66.2	22.0	47.2	21.3	25.9	100.0	0.0	21.3	0.0	25.9
1964	4	8.5	4.6	12.4	6.0	2.8	9.3	338.2	147.3	38.9	55.0	47.1	7.9	100.0	0.0	47.1	0.0	7.9
1964	5	13.3	8.1	18.7	10.4	2.9	12.6	474.7	238.5	47.9	29.7	87.5	-57.8	56.1	-43.9	73.6	13.9	0.0
1964	6	14.6	9.5	19.2	11.9	1.7	13.9	491.4	257.1	46.9	116.7	89.6	27.1	83.2	27.1	89.6	0.0	0.0
1964	7	16.4	11.5	20.9	13.7	2.3	15.7	501.9	260.7	52.1	13.2	98.3	-85.1	35.5	-47.7	60.9	37.4	0.0
1964	8	16.4	11.9	21.2	13.2	2.1	15.2	409.9	185.6	54.0	21.4	74.9	-53.5	20.8	-14.7	36.1	38.8	0.0
1964	9	14.9	9.6	20.7	11.9	2.2	13.9	322.4	109.1	57.7	49.0	49.7	-0.7	20.7	-0.1	49.1	0.5	0.0
1964	10	8.9	5.1	13.1	7.2	1.9	10.1	158.0	19.4	36.8	116.9	14.4	102.5	100.0	79.3	14.4	0.0	23.1
1964	11	7.5	5.0	10.1	6.8	2.4	9.9	70.8	-14.2	21.7	82.6	1.0	81.6	100.0	0.0	1.0	0.0	81.6
1964	12	3.4	0.5	5.9	2.6	3.0	7.4	45.6	-26.4	17.1	103.4	-0.5	103.9	100.0	0.0	-0.5	0.0	103.9

JR	M	T (C)	TMIN (C)	TMAX (C)	TDP (C)	V (M/S)	E (MB)	RG (CAL)	RNET (CAL)	S (%)	R (MM)	PET (MM)	RMP (MM)	ST (MM)	DST (MM)	AET (MM)	DEF (MM)	SUR (MM)
1965	1	3.8	1.4	6.0	2.2	3.1	7.2	58.3	-23.7	19.8	50.3	3.6	46.7	100.0	0.0	3.6	0.0	46.7
1965	2	2.8	0.8	5.2	0.7	2.4	6.4	106.7	1.0	24.5	9.8	7.1	2.7	100.0	0.0	7.1	0.0	2.7
1965	3	5.0	1.3	9.5	3.3	2.3	7.7	218.9	67.5	33.6	56.5	24.7	31.8	100.0	0.0	24.7	0.0	31.8
1965	4	7.8	4.4	11.7	5.4	2.4	9.0	318.2	145.1	32.7	62.1	44.2	17.9	100.0	0.0	44.2	0.0	17.9
1965	5	11.7	7.4	15.8	8.2	2.6	10.9	444.7	221.9	42.3	49.4	75.6	-26.2	76.9	-23.1	72.5	3.2	0.0
1965	6	14.3	10.0	18.9	11.2	2.1	13.3	455.8	242.0	39.8	43.0	84.1	-41.1	51.0	-25.9	68.9	15.2	0.0
1965	7	14.9	11.3	18.6	11.8	2.4	13.8	390.6	208.6	32.5	104.2	77.0	27.2	78.2	27.2	77.0	0.0	0.0
1965	8	15.7	11.2	20.2	12.5	2.0	14.5	370.6	170.7	45.2	111.8	68.6	43.2	100.0	21.8	68.6	0.0	21.5
1965	9	13.2	9.0	17.9	10.6	2.1	12.8	251.3	87.9	39.9	103.4	38.7	64.7	100.0	0.0	38.7	0.0	64.7
1965	10	10.6	5.7	16.2	8.7	1.8	10.5	195.4	10.0	54.3	12.4	19.8	-7.4	92.9	-7.1	19.5	0.3	0.0
1965	11	4.5	1.1	7.3	2.4	2.6	7.3	91.3	-26.4	32.2	65.2	4.6	60.6	100.0	7.1	4.6	0.0	53.5
1965	12	6.0	3.4	8.1	3.5	3.7	7.8	39.6	-19.9	11.6	120.2	8.3	111.9	100.0	0.0	8.3	0.0	111.9
1966	1	0.7	-2.1	3.5	-0.3	2.4	6.0	57.5	-23.4	19.2	40.4	0.4	40.0	100.0	0.0	0.4	0.0	40.0
1966	2	6.4	3.8	9.1	5.3	3.2	8.9	77.0	8.5	12.3	68.6	8.4	60.2	100.0	0.0	8.4	0.0	60.2
1966	3	6.5	3.2	9.7	3.6	3.0	7.9	206.0	65.5	29.4	23.2	26.8	-3.6	96.4	-3.6	26.8	0.1	0.0
1966	4	8.5	4.6	12.3	6.4	2.2	9.6	300.8	145.0	27.2	59.3	45.8	13.5	100.0	3.6	45.8	0.0	10.0
1966	5	11.6	6.8	15.9	8.5	2.5	11.1	454.2	226.2	44.2	27.2	77.1	-49.9	60.7	-39.3	66.5	10.6	0.0
1966	6	15.6	10.9	20.1	13.0	1.8	15.0	476.5	254.6	44.0	84.1	90.5	-6.4	57.0	-3.7	87.8	2.6	0.0
1966	7	15.0	10.8	19.1	12.6	2.1	14.6	382.5	207.8	31.0	111.5	77.2	34.3	91.3	34.3	77.2	0.0	0.0
1966	8	15.6	11.1	20.0	12.6	2.3	14.6	410.9	184.9	53.9	89.1	73.0	16.1	100.0	8.7	73.0	0.0	7.4
1966	9	13.8	9.3	18.6	11.5	2.2	13.6	286.7	100.2	48.4	19.5	42.8	-23.3	79.2	-20.8	40.3	2.5	0.0
1966	10	11.2	7.8	14.4	9.8	1.9	12.1	139.9	28.5	27.7	82.0	16.3	65.7	100.0	20.8	16.3	0.0	44.9
1966	11	5.0	2.4	7.7	3.4	2.7	7.8	64.6	-14.9	18.2	157.8	4.9	152.9	100.0	0.0	4.9	0.0	152.9
1966	12	5.5	2.9	7.8	3.6	3.4	7.9	38.3	-17.7	10.3	96.4	6.4	90.0	100.0	0.0	6.4	0.0	90.0
1967	1	3.9	1.4	6.3	2.4	3.0	7.3	61.9	-29.4	23.8	28.2	2.3	25.9	100.0	0.0	2.3	0.0	25.9
1967	2	5.2	2.2	8.6	3.2	3.7	7.7	127.3	3.7	31.1	43.2	11.1	32.1	100.0	0.0	11.1	0.0	32.1
1967	3	7.3	3.6	10.7	3.7	4.0	8.0	232.6	64.1	38.7	47.1	32.1	15.0	100.0	0.0	32.1	0.0	15.0
1967	4	7.8	3.8	11.4	4.2	2.2	8.2	344.3	141.9	41.6	48.6	44.8	3.8	100.0	0.0	44.8	0.0	3.8
1967	5	11.8	6.9	16.7	8.3	1.9	10.9	417.7	212.1	37.4	64.3	74.2	-9.9	90.6	-9.4	73.7	0.5	0.0
1967	6	14.2	10.1	18.6	11.0	1.8	13.1	480.3	250.0	44.8	19.2	84.9	-65.7	47.0	-43.6	62.8	22.1	0.0
1967	7	17.7	11.8	22.9	14.2	1.6	16.2	522.9	270.5	55.6	14.2	105.8	-91.6	18.8	-28.2	42.4	63.4	0.0
1967	8	16.5	11.5	21.3	13.2	1.7	15.2	360.8	169.7	42.7	64.5	69.9	-5.4	17.8	-1.0	65.5	4.4	0.0
1967	9	14.5	10.2	18.8	12.4	1.7	14.4	223.2	85.2	32.6	52.9	36.9	16.0	33.8	16.0	36.9	0.0	0.0
1967	10	12.2	8.7	15.5	10.2	2.8	12.4	151.0	26.9	32.6	93.0	20.2	72.8	100.0	66.2	20.2	0.0	6.7
1967	11	5.3	2.2	8.2	4.2	1.9	8.2	69.1	-15.2	20.4	37.2	2.1	35.1	100.0	0.0	2.1	0.0	35.1
1967	12	4.4	1.5	7.1	2.9	2.4	7.5	44.5	-25.3	16.0	64.7	2.2	62.5	100.0	0.0	2.2	0.0	62.5
1968	1	3.9	0.9	6.4	2.6	4.0	7.4	46.8	-8.2	8.9	56.8	6.5	50.3	100.0	0.0	6.5	0.0	50.3
1968	2	2.2	-0.1	4.6	0.5	2.5	6.3	104.6	7.2	21.1	61.7	7.3	54.4	100.0	0.0	7.3	0.0	54.4
1968	3	6.4	2.7	10.1	3.2	4.2	7.7	223.8	66.1	35.0	36.4	30.3	6.1	100.0	0.0	30.3	0.0	6.1
1968	4	8.7	3.9	14.1	5.2	2.7	8.8	363.7	145.7	47.2	37.2	52.5	-15.3	85.8	-14.2	51.4	1.1	0.0
1968	5	10.6	6.8	14.2	7.9	2.7	10.6	409.5	210.3	35.5	33.9	67.8	-33.9	61.1	-24.7	58.6	9.2	0.0
1968	6	14.8	9.7	19.4	12.1	2.6	14.1	435.7	237.2	35.7	34.8	85.8	-51.0	36.7	-24.4	59.2	26.6	0.0
1968	7	15.8	11.0	20.2	12.9	2.5	14.9	404.0	216.7	34.9	92.0	84.0	8.0	44.7	8.0	84.0	0.0	0.0
1968	8	16.7	13.5	20.2	14.7	2.5	16.7	299.3	152.9	29.5	62.4	60.8	1.6	46.3	1.6	60.8	0.0	0.0
1968	9	14.8	10.8	18.8	12.6	2.6	14.6	240.9	89.6	37.5	113.9	40.1	73.8	100.0	53.7	40.1	0.0	20.0
1968	10	13.0	10.0	16.0	11.5	2.5	13.6	122.1	32.9	19.6	66.7	19.2	47.5	100.0	0.0	19.2	0.0	47.5
1968	11	5.6	2.7	8.0	4.4	2.2	8.4	62.1	-13.6	17.2	35.0	3.1	31.9	100.0	0.0	3.1	0.0	31.9
1968	12	1.5	-1.6	3.7	0.3	2.3	6.2	36.0	-15.8	8.4	34.4	2.4	32.0	100.0	0.0	2.4	0.0	32.0

JR	M	T (C)	TMIN (C)	TMAX (C)	TDP (C)	V (M/S)	E (MB)	RG (CAL)	RNET (CAL)	S (%)	R (MM)	PET (MM)	RMP (MM)	ST (MM)	DST (MM)	AET (MM)	DEF (MM)	SUR (MM)
1969	1	5.7	3.3	7.5	4.2	3.1	8.3	48.5	-9.0	10.1	39.1	5.5	33.6	100.0	0.0	5.5	0.0	33.6
1969	2	1.9	-0.6	4.3	-0.1	3.1	6.1	90.0	2.5	18.2	82.4	7.7	74.7	100.0	0.0	7.7	0.0	74.7
1969	3	4.4	1.3	7.8	2.3	2.6	7.2	193.3	65.9	24.9	70.3	22.9	47.4	100.0	0.0	22.9	0.0	47.4
1969	4	8.0	3.5	12.5	4.3	3.6	8.3	382.7	144.1	53.7	46.5	50.4	-3.9	96.2	-3.8	50.3	0.1	0.0
1969	5	12.2	7.8	16.8	9.2	2.7	11.6	412.0	212.6	36.1	122.5	75.2	47.3	100.0	3.8	75.2	0.0	43.5
1969	6	14.3	9.8	18.5	10.8	2.5	12.9	519.4	262.5	52.6	75.0	90.8	-15.8	85.4	-14.6	89.6	1.2	0.0
1969	7	17.5	13.1	21.6	15.2	2.1	17.2	413.4	227.1	36.5	43.8	88.6	-44.8	54.5	-30.8	74.6	14.0	0.0
1969	8	17.4	13.2	21.6	14.5	2.7	16.4	338.0	165.1	38.0	146.7	71.2	75.5	100.0	45.5	71.2	0.0	30.0
1969	9	15.5	10.4	20.0	12.9	2.0	14.8	295.7	105.5	50.9	4.8	46.9	-42.1	65.6	-34.4	39.2	7.7	0.0
1969	10	13.2	8.3	18.6	10.5	1.9	12.7	167.1	22.5	40.8	13.9	21.7	-7.8	60.7	-4.9	18.8	2.9	0.0
1969	11	7.4	3.8	10.6	4.5	3.8	8.7	64.1	-14.7	18.1	108.2	10.6	97.6	100.0	39.3	10.6	0.0	58.3
1969	12	1.3	-1.4	3.3	-0.3	2.5	6.2	35.1	-14.4	7.5	80.9	2.0	78.9	100.0	0.0	2.0	0.0	78.9
1970	1	3.6	1.3	5.9	2.7	2.6	7.4	49.7	-11.3	11.5	51.6	2.7	48.9	100.0	0.0	2.7	0.0	48.9
1970	2	3.7	0.8	6.4	0.9	3.7	6.5	128.5	1.3	31.3	57.7	11.8	45.9	100.0	0.0	11.8	0.0	45.9
1970	3	3.9	0.8	6.9	1.5	3.6	6.8	203.8	64.7	28.7	46.0	23.2	22.8	100.0	0.0	23.2	0.0	22.8
1970	4	6.8	4.0	9.6	4.6	4.8	8.5	299.5	143.1	26.8	23.0	41.3	-18.3	83.3	-16.7	39.7	1.6	0.0
1970	5	12.6	7.7	16.9	8.9	2.4	11.4	411.3	210.9	36.0	10.3	75.9	-65.6	43.2	-40.1	50.4	25.5	0.0
1970	6	16.3	10.8	21.7	11.7	2.2	13.8	536.3	269.5	56.0	30.3	101.8	-71.5	21.1	-22.1	52.4	49.4	0.0
1970	7	15.9	11.7	19.9	12.5	3.1	14.4	420.5	222.1	37.7	65.5	87.0	-21.5	17.1	-4.1	69.6	17.4	0.0
1970	8	16.4	11.4	21.2	13.5	2.6	15.4	372.3	174.7	45.4	24.3	73.8	-49.5	10.4	-6.7	31.0	42.8	0.0
1970	9	15.2	10.2	20.2	11.7	2.7	13.8	274.2	95.7	45.4	77.3	48.1	29.2	39.6	29.2	48.1	0.0	0.0
1970	10	11.9	8.1	15.5	9.4	3.6	11.8	142.3	26.2	28.8	54.5	24.1	30.4	70.0	30.4	24.1	0.0	0.0
1970	11	8.5	5.2	11.5	6.2	3.9	9.5	64.8	-13.5	18.3	84.0	11.1	72.9	100.0	30.0	11.1	0.0	42.9
1970	12	3.5	0.2	5.9	2.2	2.3	7.2	46.8	-28.3	18.1	52.5	0.6	51.9	100.0	0.0	0.6	0.0	51.9
1971	1	3.4	0.6	6.2	2.5	4.0	7.3	53.1	-16.5	15.0	46.7	3.3	43.4	100.0	0.0	3.3	0.0	43.4
1971	2	4.9	1.5	7.3	2.7	2.5	7.4	101.0	4.8	21.3	24.7	9.3	15.4	100.0	0.0	9.3	0.0	15.4
1971	3	4.2	0.3	7.9	1.5	4.2	6.8	222.0	63.7	35.1	33.5	26.6	6.9	100.0	0.0	26.6	0.0	6.9
1971	4	7.8	4.2	11.4	4.9	2.7	8.6	326.1	143.2	35.7	29.5	44.4	-14.9	86.1	-13.9	43.4	1.1	0.0
1971	5	12.7	8.6	17.3	9.6	2.7	11.9	462.3	231.1	45.9	59.5	80.7	-21.2	69.7	-16.5	76.0	4.7	0.0
1971	6	13.5	9.4	17.2	10.5	2.6	12.7	430.5	231.7	34.7	132.4	78.5	53.9	100.0	30.3	78.5	0.0	23.6
1971	7	17.6	12.7	22.2	14.0	2.5	16.0	504.0	261.7	52.3	13.5	102.9	-89.4	40.9	-59.1	72.6	30.3	0.0
1971	8	17.2	12.7	22.3	13.6	2.5	15.6	334.2	161.6	36.9	29.3	71.9	-42.6	26.7	-14.2	43.5	28.4	0.0
1971	9	14.2	8.5	19.7	10.6	2.6	12.7	315.4	103.4	55.3	22.2	50.4	-28.2	20.2	-6.6	28.8	21.6	0.0
1971	10	10.6	5.2	16.6	8.2	2.5	10.8	180.1	16.7	46.4	26.9	20.6	6.3	26.4	6.3	20.6	0.0	0.0
1971	11	6.7	3.4	9.8	4.8	2.2	8.6	80.5	-19.5	26.3	99.1	4.8	94.3	100.0	73.6	4.8	0.0	20.7
1971	12	5.9	3.2	8.1	4.8	2.3	8.5	40.3	-19.2	12.2	7.8	2.2	5.6	100.0	0.0	2.2	0.0	5.6
1972	1	2.4	-0.1	4.9	1.1	2.7	6.6	54.6	-19.8	16.7	40.2	2.3	37.9	100.0	0.0	2.3	0.0	37.9
1972	2	4.0	1.1	7.3	2.5	2.6	7.3	102.2	8.4	20.3	42.4	8.5	33.9	100.0	0.0	8.5	0.0	33.9
1972	3	6.3	1.5	11.9	2.8	3.0	7.5	252.8	65.0	44.8	24.5	30.7	-6.2	93.9	-6.1	30.6	0.2	0.0
1972	4	8.5	5.7	11.5	5.1	4.1	8.9	317.0	144.4	32.0	52.0	45.2	6.8	100.0	6.1	45.2	0.0	0.8
1972	5	11.3	7.4	15.5	8.4	3.3	11.0	409.7	210.8	35.6	62.8	71.0	-8.2	92.1	-7.9	70.7	0.3	0.0
1972	6	12.7	8.3	16.7	9.9	2.4	12.3	434.6	232.6	35.5	68.0	76.1	-8.1	84.9	-7.2	75.2	0.9	0.0
1972	7	16.0	12.7	19.8	13.7	2.3	15.8	363.0	201.9	27.7	100.3	74.4	25.9	100.0	15.1	74.4	0.0	10.9
1972	8	15.7	11.2	19.9	12.3	2.4	14.4	353.8	164.6	41.6	19.3	67.3	-48.0	61.9	-38.1	57.4	9.9	0.0
1972	9	12.7	8.4	16.9	9.6	1.8	12.0	264.0	87.9	43.2	79.5	38.9	40.6	100.0	38.1	38.9	0.0	2.4
1972	10	10.0	5.2	14.7	7.2	2.2	10.2	165.9	15.9	40.6	13.5	20.4	-6.9	93.4	-6.6	20.1	0.2	0.0
1972	11	7.2	4.5	9.7	4.7	3.9	8.5	62.3	-14.6	17.3	57.5	8.9	48.6	100.0	6.6	8.9	0.0	42.0
1972	12	4.3	1.7	7.0	2.7	1.8	7.4	49.3	-31.6	20.5	43.7	2.2	41.5	100.0	0.0	2.2	0.0	41.5

JR	M	T (C)	TMIN (C)	TMAX (C)	TDP (C)	V (M/S)	E (MB)	RG (CAL)	RNET (CAL)	S (%)	R (MM)	PET (MM)	RMP (MM)	ST (MM)	DST (MM)	AET (MM)	DEF (MM)	SUR (MM)
1973	1	3.7	1.4	5.9	2.2	2.1	7.3	49.7	-11.3	11.4	27.3	2.8	24.5	100.0	0.0	2.8	0.0	24.5
1973	2	4.1	1.7	6.6	1.8	3.5	7.1	94.0	2.9	19.7	34.7	8.3	26.4	100.0	0.0	8.3	0.0	26.4
1973	3	5.7	0.5	10.5	2.6	2.4	7.4	259.0	65.1	47.2	11.2	27.7	-16.5	84.8	-15.2	26.4	1.3	0.0
1973	4	7.0	3.1	10.5	3.6	3.5	8.1	317.6	142.7	32.5	60.7	42.4	18.3	100.0	15.2	42.4	0.0	3.1
1973	5	11.9	6.9	16.7	8.4	2.6	11.2	406.2	209.3	35.0	72.0	73.4	-1.4	98.6	-1.4	73.4	0.0	0.0
1973	6	15.2	9.8	19.8	11.4	1.9	13.7	525.5	267.2	53.8	19.0	94.9	-75.9	46.1	-52.4	71.4	23.5	0.0
1973	7	16.3	12.0	20.3	12.5	2.4	14.7	411.2	218.6	36.1	61.6	82.5	-20.9	37.5	-8.7	70.3	12.2	0.0
1973	8	17.7	12.2	23.4	13.6	2.0	15.8	392.2	180.9	49.9	15.7	78.8	-63.1	19.9	-17.5	33.2	45.6	0.0
1973	9	15.0	10.4	20.0	11.5	2.4	13.9	261.2	92.6	42.3	95.2	43.6	51.6	71.5	51.6	43.6	0.0	0.0
1973	10	10.1	6.0	14.4	7.5	2.2	10.6	157.9	20.2	36.4	73.7	17.0	56.7	100.0	28.5	17.0	0.0	28.2
1973	11	6.7	3.7	9.7	3.2	3.8	8.1	84.5	-23.4	28.6	31.4	8.2	23.2	100.0	0.0	8.2	0.0	23.2
1973	12	4.5	1.7	7.3	2.6	3.6	7.6	48.0	-29.6	19.2	32.0	1.8	30.2	100.0	0.0	1.8	0.0	30.2
1974	1	6.3	3.9	8.6	4.2	4.2	8.4	59.1	-24.0	20.8	55.1	5.0	50.1	100.0	0.0	5.0	0.0	50.1
1974	2	5.4	2.3	8.3	3.3	3.8	7.9	111.8	5.5	25.2	39.7	9.1	30.6	100.0	0.0	9.1	0.0	30.6
1974	3	5.7	2.4	9.1	3.7	2.4	8.1	189.3	66.9	23.8	26.6	22.4	4.2	100.0	0.0	22.4	0.0	4.2
1974	4	8.7	4.6	13.3	4.5	2.5	8.5	371.1	143.0	50.2	8.8	50.2	-41.4	66.1	-33.9	42.7	7.5	0.0
1974	5	11.2	6.3	15.9	6.7	2.4	10.0	442.7	217.7	42.0	35.0	75.2	-40.2	44.2	-21.9	56.9	18.3	0.0
1974	6	14.3	9.7	18.3	10.9	2.5	13.3	468.9	246.6	42.5	44.3	84.9	-40.6	29.5	-14.8	59.1	25.8	0.0
1974	7	15.5	11.3	19.4	12.3	3.2	14.5	420.7	222.8	37.7	60.3	80.7	-20.4	24.0	-5.4	65.7	14.9	0.0
1974	8	16.2	10.9	21.3	12.8	2.3	15.0	386.9	178.0	48.7	91.1	74.2	16.9	41.0	16.9	74.2	0.0	0.0
1974	9	13.0	8.9	16.9	10.2	3.1	12.7	227.7	82.0	33.9	115.2	37.4	77.8	100.0	59.0	37.4	0.0	18.8
1974	10	8.2	5.5	10.7	6.1	3.3	9.5	125.3	27.0	20.7	218.1	16.7	201.4	100.0	0.0	16.7	0.0	201.4
1974	11	7.4	4.4	9.9	5.4	3.7	9.2	58.9	-11.4	15.3	141.3	7.0	134.3	100.0	0.0	7.0	0.0	134.3
1974	12	8.5	5.9	10.5	5.6	5.2	9.3	40.6	-19.8	12.5	43.6	11.2	32.4	100.0	0.0	11.2	0.0	32.4
1975	1	7.2	4.7	9.5	5.0	4.2	8.8	48.9	-10.2	10.9	69.0	8.8	60.2	100.0	0.0	8.8	0.0	60.2
1975	2	3.7	0.0	8.1	1.8	1.8	7.1	157.7	1.7	42.4	15.6	7.1	8.5	100.0	0.0	7.1	0.0	8.5
1975	3	5.5	2.7	7.8	3.2	2.8	7.8	170.7	65.6	17.6	83.8	22.0	61.8	100.0	0.0	22.0	0.0	61.8
1975	4	7.9	4.4	11.5	5.1	2.6	9.0	302.5	143.5	28.0	48.1	42.7	5.4	100.0	0.0	42.7	0.0	5.4
1975	5	10.5	7.5	14.1	7.5	2.6	10.5	402.9	207.0	34.5	40.9	67.6	-26.7	76.5	-23.5	64.4	3.3	0.0
1975	6	14.3	9.4	18.5	11.3	2.5	13.6	512.9	263.6	51.3	53.2	91.3	-38.1	52.3	-24.3	77.5	13.9	0.0
1975	7	17.2	12.8	21.5	15.0	2.5	17.2	456.8	247.0	44.0	45.6	94.3	-48.7	32.1	-20.2	65.8	28.6	0.0
1975	8	18.6	13.3	23.4	15.4	1.8	17.8	414.3	197.2	54.5	71.8	82.2	-10.4	29.0	-3.2	75.0	7.2	0.0
1975	9	15.2	11.3	19.3	12.4	2.7	14.5	235.8	88.4	35.7	96.6	41.7	54.9	83.9	54.9	41.7	0.0	0.0
1975	10	9.7	6.0	13.2	7.2	1.9	10.4	147.7	23.3	31.1	28.1	17.4	10.7	94.6	10.7	17.4	0.0	0.0
1975	11	6.0	2.7	9.0	4.4	2.6	8.6	60.2	-11.9	15.8	138.4	4.2	134.2	100.0	5.4	4.2	0.0	128.8
1975	12	4.0	1.4	6.3	2.3	2.3	7.3	46.4	-27.9	17.7	36.0	1.8	34.2	100.0	0.0	1.8	0.0	34.2
1976	1	5.6	3.6	7.8	2.7	4.6	7.4	57.4	-24.7	19.5	29.9	9.9	20.0	100.0	0.0	9.9	0.0	20.0
1976	2	3.5	3.0	6.8	1.7	2.3	6.9	105.8	7.6	21.6	28.6	7.6	21.0	100.0	0.0	7.6	0.0	21.0
1976	3	4.0	0.1	8.4	0.4	2.6	6.3	237.5	63.0	39.6	20.7	26.9	-6.2	94.0	-6.0	26.7	0.2	0.0
1976	4	7.2	3.5	11.7	3.0	2.5	7.6	375.8	141.8	51.2	6.1	49.1	-43.0	61.1	-32.8	38.9	10.2	0.0
1976	5	12.5	7.5	18.4	8.4	2.7	11.0	483.7	235.4	49.6	10.3	86.2	-75.9	28.6	-32.5	42.8	43.4	0.0
1976	6	17.3	11.7	23.2	13.1	2.1	15.1	559.3	283.5	60.6	12.0	109.6	-97.6	10.8	-17.8	29.8	79.7	0.0
1976	7	19.0	14.2	24.0	13.6	2.2	15.6	518.7	263.1	55.0	24.1	113.4	-89.3	4.4	-6.4	30.5	82.9	0.0
1976	8	18.1	13.1	23.0	12.7	2.1	14.7	467.1	198.4	66.7	11.4	93.0	-81.6	2.0	-2.5	13.9	79.1	0.0
1976	9	14.4	10.8	18.9	11.3	1.9	13.4	228.0	82.2	34.3	126.8	38.8	88.0	90.0	88.0	38.8	0.0	0.0
1976	10	11.4	8.5	14.9	9.5	2.5	11.8	120.8	30.3	19.0	55.7	19.3	36.4	100.0	10.0	19.3	0.0	26.4
1976	11	7.2	4.7	9.7	5.4	2.8	8.9	51.3	-9.7	11.5	107.6	7.0	100.6	100.0	0.0	7.0	0.0	100.6
1976	12	1.9	-0.6	4.6	0.0	2.6	6.1	48.2	-31.7	19.4	36.1	2.7	33.4	100.0	0.0	2.7	0.0	33.4

JR	M	T (C)	TMIN (C)	TMAX (C)	TDP (C)	V (M/S)	E (MB)	RG (CAL)	RNET (CAL)	S (%)	R (MM)	PET (MM)	RMP (MM)	ST (MM)	DST (MM)	AET (MM)	DEF (MM)	SUR (MM)
1977	1	3.4	1.2	5.8	2.1	3.1	7.1	57.8	-22.6	19.3	84.7	2.1	82.6	100.0	0.0	2.1	0.0	82.6
1977	2	5.2	2.5	8.5	3.2	3.3	7.7	104.8	2.7	23.8	61.0	9.9	51.1	100.0	0.0	9.9	0.0	51.1
1977	3	7.3	3.9	11.0	4.6	3.1	8.4	203.5	66.9	28.4	59.2	28.5	30.7	100.0	0.0	28.5	0.0	30.7

Tabel 6.3 - Jaarlijkse hoeveelheden aan neerslag (R) en overschot (SUR) (in mm) voor de periode 1957-1976

	1957	1958	1959	1960	1961	1962	1963	1964	1965	1966
R	654,4	850,8	556,8	926,2	707,5	583,2	605,2	664,9	788,3	859,1
SUR	224,5	391,7	207,4	503,3	281,5	217,7	194,1	265,9	350,7	398,0

	1967	1968	1969	1970	1971	1972	1973	1974	1975	1976
S	577,1	665,2	834,1	577,0	525,1	603,7	534,5	879,1	727,1	469,3
SUR	188,0	242,0	366,4	212,4	115,6	169,4	135,6	471,8	298,8	201,3

Totale neerslag in periode 1957-1976 : 13588,6 mm

Jaargemiddelde : 679,4 mm

Totale overschot in periode 1957-1976 : 5436,2 mm

Jaargemiddelde : 271,8 mm

Voedingscoëfficiënt : $\frac{SUR}{R} = 0,40$

Door het vergelijken van de maandelijkse gegevens van de neerslag van de periode waarin de veldwaarnemingen plaatsvonden en de maandgemiddelde van deze waarde voor de 20-jaar periode kan men afleiden in welke mate de seizoenen regenrijk of -arm waren. Door hetzelfde te doen met de potentiële evaporatie, de berging van de bodem, de werkelijke evaporatie, het deficit en het overschot kan men afleiden in hoeverre de bestudeerde periode normaal of abnormaal droog was (tabel 6.4).

Tabel 6.4 - Maandelijks gemiddelden van R, PET, ST, AET, DEF en SUR voor de periode 1957-1976 en de overeenkomende waarden gemeten tijdens de veldwaarnemingen

Neerslag R (in mm)						Potentiële evapotranspiratie (in mm)				
Gemid- delde	1974	1975	1976	1977	Gemid- delde	1974	1975	1976	1977	
J	47,7	55,1	69,0	29,9	84,7	4,0	5,0	8,8	9,9	2,1
F	39,0	39,7	15,6	28,6	61,0	8,1	9,1	7,1	7,6	9,0
M	39,7	26,6	83,8	20,7	59,2	26,2	22,4	22,0	26,9	28,5
A	43,2	8,8	48,1	6,1		46,5	50,2	42,7	49,1	
M	45,5	35,0	40,9	19,3		75,8	75,2	67,6	86,2	
J	51,4	44,3	53,2	12,0		91,6	84,9	91,3	109,6	
J	62,8	60,3	45,6	24,1		90,3	80,7	94,3	113,4	
A	61,7	91,1	71,8	11,4		72,2	74,2	82,2	93,0	
S	66,6	115,2	96,6	126,8		42,8	37,4	41,7	38,8	
O	70,0	218,1	28,1	55,7		19,1	16,7	17,4	19,3	
N	85,8	141,3	138,4	107,6		6,0	7,0	4,2	7,0	
D	59,4	43,6	36,0	36,1		2,8	11,2	1,8	2,7	

Berging van bodemvocht ST (in mm) (max. 100 mm)						Werkelijke evapotranspiratie AET (in mm)				
Gemid- delde	1974	1975	1976	1977	Gemid- delde	1974	1975	1976	1977	
J	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	4,0	5,0	8,8	9,9	2,1
F	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	8,1	9,1	7,1	7,6	9,9
M	97,8	100,0	100,0	94,0	100,0	26,1	22,4	22,0	26,7	28,5
A	90,5	66,1	100,0	61,1		45,1	42,7	42,7	38,9	
M	67,7	44,2	76,5	28,6		66,1	56,9	64,4	42,8	
J	50,9	29,5	52,3	10,8		67,0	59,1	77,5	29,8	
J	43,1	24,0	32,1	4,4		69,7	65,7	65,8	30,5	
A	44,9	41,0	29,0	2,0		55,4	74,2	75,0	13,9	
S	67,6	100,0	83,9	90,0		37,7	37,4	41,7	38,8	
O	88,7	100,0	94,6	100,0		19,0	16,7	17,4	19,3	
N	100,0	100,0	100,0	100,0		6,0	7,0	4,2	7,0	
D	100,0	100,0	100,0	100,0		2,8	11,2	1,8	2,7	

Tabel 6.4 - vervolg

Deficit DEF (in mm)						Overschot SUR (in mm)				
	Gemid- delde	1974	1975	1976	1977	Gemid- delde	1974	1975	1976	1977
J	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	43,6	50,1	60,2	20,0	82,6
F	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	36,7	30,6	8,5	21,0	51,1
M	0,1	0,0	0,0	0,2	0,0	15,8	4,2	61,8	0,0	30,7
A	1,4	7,5	0,0	10,2		3,2	0,0	5,4	0,0	
M	9,8	18,3	3,3	43,4		2,2	0,0	0,0	0,0	
J	23,5	25,8	13,9	79,7		1,2	0,0	0,0	0,0	
J	20,6	14,9	28,6	82,9		0,8	0,0	0,0	0,0	
A	16,8	0,0	7,2	79,1		4,6	0,0	0,0	0,0	
S	5,1	0,0	0,0	0,0		9,5	18,8	0,0	0,0	
O	0,1	0,0	0,0	0,0		29,9	201,4	0,0	25,3	
N	0	0,0	0,0	0,0		68,6	134,3	128,0	100,6	
D	0	0,0	0,0	0,0		56,6	32,4	34,2	33,4	

Hieruit leidt men af dat de heropvullingsperiode 1974-1975 een abnormaal groot overschot vertoont. Het is in die periode dat de veldwaarnemingen werden aangevat. De grondwatertafelstand vertoonde er een zeer hoge stand. Het is ook de meest regenrijke periode in de bestudeerde 20 jaar (wellicht ook sinds de aanvang van de waarnemingen te Ukkel, circa 150 jaar geleden). De hieropvolgende afvloeiperiode kan als normaal bestempeld worden, alhoewel ze iets langer duurt dan normaal zoals af te leiden is uit de vergelijking met de gemiddelde waarde van het overschot.

Tijdens de maanden september en oktober 1975 had nog geen infiltratie naar de grondwatertafel toe plaatsgehad. Pas in november 1975 ving de heropvullingsperiode 1975-1976 aan. Tijdens de maand november was er een aanzienlijk overschot. Van december 1975 tot maart 1976 lag het overschot ver onder het gemiddelde. Vanaf maart 1976 begon reeds de afvloeiperiode die bleef duren tot oktober 1976. De bereikte in deze periode een absoluut minimum en het een absoluut maximum voor de 20 jaar periode.

De heropvullingsperiode 1976-1977 was vochtiger dan normaal. Vooral van november 1976 tot maart 1977 was het overschot groter dan het gemiddelde.

6.2. HET TWEEDE SUBSYSTEEM : DE WATERHUISHOUDING VAN DE VERZADIGDE ZONE

In het tweede subsysteem wordt de aanvulling van het grondwater, verkregen als afhankelijke veranderlijke uit het eerste subsysteem, samen met de hydrogeologische gegevens ingevoerd als onafhankelijke veranderlijken. Hierbij wordt de freatische laag in een aantal cellen onderverdeeld. Aan iedere cel worden hydrogeologische parameters toegekend. Deze zijn de aanvangsstijghoogte, de gemiddelde horizontale en de vertikale permeabiliteit tussen de centra van de cellen, de berging en de winning of de lozing van water.

Door toepassing van de wet van DARCY en de continuïteitswet worden de afhankelijke veranderlijken bepaald. Deze zijn de ondergrondse in- en/of uitstroming in een bepaalde periode en de stijghoogte in de centra van de verschillende cellen op het einde van de beschouwde periode.

Wanneer de berekende stijghoogten overeenstemmen met de waarnemingen op het veld kan het model als bruikbaar beschouwd worden. Iedere kunstmatige ingreep op de grondwaterstroming kan met dat model gesimuleerd worden.

6.2.1. BASISPRINCIPEN VAN HET TWEEDE SUBSYSTEEM

6.2.1.1. Potentiaal

Een drie-dimensionaal grondwaterstromingssysteem houdt het bestaan in van een driedimensionaal potentiaalveld. Het veld is in dat geval het grondwaterbekken.

De potentiaal is de hydraulische potentiaal (HUBBERT, 1940)

$$\Phi = g \cdot z + \int_{p_0}^p \frac{dp}{\rho} \quad 6.34$$

Voor vloeistoffen wordt de potentiaal

$$\Phi = g \cdot z + \frac{p - p_0}{\rho} \quad 6.35$$

waarin Φ , de hydraulische potentiaal in ieder punt van het veld,
 g , de zwaartekrachtversnelling,
 z , de hoogte van een gegeven punt boven een horizontaal referentievlak,

p , de druk in dat punt,
 p_0 , de atmosferische druk,
 ρ , de dichtheid is van het water.

De grootheid $\psi = \Phi/g$ is gekend als de stijghoogte en wordt gemeten in meters water boven een horizontaal referentievlak. Daar ψ gelijk is aan de hydraulische potentiaal gedeeld door een konstante, g , is dit eveneens een potentiaal en gehoorzaamt daarom ook aan alle wetten van de potentiaaltheorie. Hij wordt gemeten in een eenvoudige eenheid die een geometrische betekenis heeft in een regionale grondwaterstroming. Daar zal ψ in het verloop van deze studie gebruikt worden als de potentiaalfunctie.

In ieder punt van de watertafel is de druk atmosferisch zodat de tweede term in 6.35 wegvalt en daarom $\Phi = g.z$ of in termen van stijghoogte $\psi = z$. De stijghoogte (of potentiaalfunctie) in ieder punt van de watertafel is dus gelijk aan de hoogte van dat punt boven het referentievlak.

6.2.1.2. Vereenvoudigde voorstelling van de watervoerende laag

Men kan een freatische laag voorstellen als een ruimte-rooster van punten, waarvan de eenheidcel een vierkante basis heeft met een zijde Z en een hoogte H . Meestal is H kleiner dan Z omdat deze vorm van cel het meest geschikt is voor lateraal uitgestrekte maar ondiepe grondwaterbekkens (fig. 6.3). In het ruimte-rooster of in de ruimtematrix onderscheidt men rijen in de x -richting, rijen in de y -richting en kolommen in de z -richting die respectievelijk met het symbool I , K en J aangeduid worden. Daarom kan men ook spreken van de I -rij, de K -rij en de J -kolom.

Men stelt dat in een I -rij i punten voorkomen, nl. van 1 tot i tellende van links naar rechts, in een K -rij k punten, nl. van 1 tot k tellende van achter naar voor en in een J -kolom j -punten, nl. van 1 tot j tellende van onder naar boven zodat het j -de punt het bovenste punt is van de kolom.

Algemeen kan men stellen dat het midden van een volume-element de volgende coördinaten heeft : $x = I.Z$, $y = K.Z$ en $z = J.H$. Ieder middelpunt van een dergelijk volume-element kan dan ook door de dimensieloze coördinaten (I,K,J) aangeduid worden. Men zal nu in ieder roosterpunt, centrum van iedere éénheidscel, het hydraulische peil ψ , berekenen nl. $\psi(I,K,J)$ in het punt (I,K,J) .

De middelpunten van de zijvlakken van de volume-elementen komen overeen met

$(I+1/2).Z$, $K.Z$, $J.H$ in de x-richting,
 $I.Z$, $(K+1/2).Z$, $J.H$ in de y-richting,
 $I.Z$, $K.Z$, $(J+1/2).H$ in de z-richting.

In het ruimterooster onderscheidt men, wat betreft de hydrogeologie, twee soorten eenheidscellen en roosterpunten. De eenheidscellen die bovenaan begrensd zijn door de watertafel en degene, die niet begrensd zijn door de watertafel. De eerste cellen hebben een veranderlijk volume, nl. een constant grondvlak Z^2 en een variërende hoogte. De hoogte is afhankelijk van de watertafel. Als referentievlak kiezen we het vlak gevormd door de grondvlakken van de bovenste eenheidscellen. Zo is de hoogte van de eenheidscel op ieder ogenblik gelijk aan de stijghoogte ψ op dat ogenblik in de eenheidscel. De eenheidscellen die bovenaan niet door de watertafel begrensd zijn hebben een constant volume nl. $Z^2.H$.

6.2.1.3. WET VAN DARCY

De wet van DARCY voor de stroming in de x-richting in een x,y,z koördinatensysteem in een niet homogeen medium luidt

$$v_x = -k^h(x,y,z) \partial\psi/\partial x \quad 6.36$$

waarin v_x , de stroomsnelheid (flux) is in de positieve x-richting (m/dag),

$k^h(x,y,z)$, de horizontale permeabiliteit in het punt (x,y,z) (m/dag),

ψ , de stijghoogte (potentiaal in deze studie) (m)

Een gelijkaardige uitdrukking kan geschreven worden voor de stroming in de y-richting, nl.

$$v_y = -k^h(x,y,z) \partial\psi/\partial y \quad 6.37$$

In deze studie wordt aangenomen dat de horizontale permeabiliteit in alle richtingen dezelfde is.

De verticale permeabiliteit k^v verschilt echter van de horizontale. Daarom schrijft men de uitdrukking voor de stroming in de verticale richting als volgt

$$v_z = -k^v(x,y,z) \partial\psi/\partial z \quad 6.38$$

6.2.1.4. KONTINUITEITSWET

6.2.1.4.1. Principe

Het principe van continuïteit vereist dat geen water in een element geschapen, noch vernietigd wordt. Naargelang van het soort eenheidscel moeten verschillende formules gebruikt worden om aan de wet van de continuïteit te voldoen.

6.2.1.4.2. Formules

Een eenheidscel, die niet begrensd wordt door de watertafel, heeft een konstant volume Z^2H .

Bij niet-permanente stroming van een samendrukbare vloeistof in een elastische watervoerende laag geldt voor een dergelijke cel de volgende betrekking :

$$Z^2H \frac{\partial v_x}{\partial x} + Z^2H \frac{\partial v_y}{\partial y} + Z^2H \frac{\partial v_z}{\partial z} = -Z^2H S'_A \frac{\partial \psi}{\partial t} + W \quad 6.39$$

waarin S'_A , de specifieke elastische bergingscoëfficiënt (m^{-1}),
 v_x , v_y en v_z , de snelheden (fluxen) in respectievelijk de x-,
 y- en z-richting (m/dag),

ψ , de stijghoogte (m),

t , de tijd (dagen),

W , het debiet dat kunstmatig ingebracht wordt (positief)
 of kunstmatig verwijderd wordt (negatief) (m^3/dag).

Bij niet-permanente stroming van een samendrukbare vloeistof in een elastische watervoerende laag geldt voor een eenheidscel die door de watertafel begrensd is de volgende betrekking

$$Z^2 \frac{\partial \psi v_x}{\partial x} + Z^2 \frac{\partial \psi v_y}{\partial y} - Z^2 (v_z - \frac{H}{2} \frac{\partial v_z}{\partial z}) - Z^2 N = -Z^2 (\psi S'_A + S_0) \frac{\partial \psi}{\partial t} + W \quad 6.40$$

Hierin gelden dezelfde symbolen als hierboven; S_0 is de bergingscoëfficiënt nabij de watertafel (dimensieloos) en N de infiltratie (m/dag), d.i. de hoeveelheid water die per tijdseenheid (m /dag) door de horizontale eenheidsoppervlakte (m^2) naar de grond-watertafel toestroomt.

6.2.1.4.3. Verklaring

Deze betrekkingen steunen op het fundamenteel principe van behoud van de massa. Men stelt dat de algebraïsche som van de debieten die een gesloten volume-element van een poreus milieu binnen- en buitenstromen gelijk is aan de hoeveelheid water per eenheid van tijd die door het beschouwde volume opgeborgen of afgegeven wordt.

Beschouwen we eerst het geval van de eenheidscel, die niet door de watertafel begrensd wordt, dus met konstant volume $Z^2.H$.

Het debiet in de positieve x-richting doorheen het zijvlak met x-koördinaten gelijk aan $I+1/2$ kan als volgt voorgesteld worden :

$$Z.H (v_x)_{I+1/2,K,J} \text{ of bij benadering } Z.H (v_x + \frac{Z}{2} \frac{\partial v_x}{\partial x})_{I,K,J}$$

(De positieve x-richting is de naar buiten gerichte normaal op dit zijvlak).

Het debiet in de positieve x-richting dat doorheen het zijvlak met x-koördinaten gelijk aan $I-1/2$ vloeit kan als volgt voorgesteld worden :

$$Z.H (v_x)_{I-1/2,K,J} \text{ bij benadering } Z.H (v_x - \frac{Z}{2} \frac{\partial v_x}{\partial x})_{I,K,J}$$

(De positieve x-richting is de naar binnen gerichte normaal op dit zijvlak).

Het verschil tussen deze twee debieten is dus bij benadering gelijk aan $Z^2.H.(\frac{\partial v_x}{\partial x})_{I,K,J}$. Een positief verschil wijst op een wegstromen van water naar buiten in de x-richting. Bij een negatief verschil geeft de absolute waarde het nettodebiet aan dat naar binnen volgens de x-richting stroomt. Het verschil $Z^2.H.(\frac{\partial v_x}{\partial x})_{I,K,J}$ kan als de negatieve "toename" van het water in het volume-element in de x-richting beschouwd worden.

Hetzelfde principe wordt toegepast in de y- en de z-richting zodanig dat we $(Z^2.H.(\frac{\partial v_x}{\partial x} + \frac{\partial v_y}{\partial y} + \frac{\partial v_z}{\partial z}))_{I,K,J}$ of $Z^2.H. (\text{div } \vec{v})_{I,K,J}$ kunnen beschouwen als de negatieve "toename" van het water of het negatieve nettodebiet van buiten naar binnen in het volume-element. Dat betekent dus ook dat bij een positief verschil het volume-element water afgeeft en dat bij negatief verschil water opgenomen wordt. Men kan ook stellen dat $-Z^2.H. (\text{div } \vec{v})_{I,K,J}$ de verandering

is van de hoeveelheid water in het volume-element per eenheid van tijd door stroming waarbij een positief getal een toename voorstelt en een negatief getal een afname.

Stelt men dat W het debiet is dat kunstmatig ingebracht wordt in het volume-element (W is positief) of kunstmatig verwijderd wordt (W is negatief) dan is $W - Z^2 \cdot H \cdot \text{div } \vec{v}$ gelijk aan de verandering van de hoeveelheid water in het volume-element per tijdseenheid door stroming en door kunstmatige ingreep. Een positieve waarde van $W - Z^2 \cdot H \cdot \text{div } \vec{v}$ betekent een toename aan water in het volume-element, een negatieve waarde een afname aan water in het volume-element.

Een netto toename aan water in het volume-element gaat gepaard met een toename van de druk en bijgevolg van de stijghoogte in de tijd.

De specifieke elastische bergingscoëfficiënt S'_A kan men definiëren als de hoeveelheid water die per volume-eenheid van het volume-element vrijgegeven of opgeborgen wordt tengevolge van respectievelijk een daling of een stijging van de stijghoogte met een eenheid. De specifieke elastische bergingscoëfficiënt S'_A kan als een som worden voorgesteld (DOMENICO, 1972) :

$$S'_A = \rho_w \cdot g (\kappa_s + n\kappa_f) \quad (L^{-1}) \quad 6.41$$

waarin κ_s , de verticale samendrukbaarheid van de watervoerende laag ($M^{-1} \cdot L \cdot T^2$)

κ_f , de samendrukbaarheid van de vloeistof ($M^{-1} \cdot L \cdot T^2$),

n , de porositeit van de watervoerende laag (dimensieloos)

ρ_w , de dichtheid van de vloeistof ($M \cdot L^{-3}$),

g , de zwaartekrachtsversnelling ($L \cdot T^{-2}$) voorstelt.

De verandering van de hoeveelheid water in het volume-element per tijdseenheid is dan ook gelijk aan $Z^2 \cdot H \cdot S'_A \cdot \frac{\partial \psi}{\partial t}$ en kan men dus stellen dat $W - Z^2 \cdot H \cdot \text{div } \vec{v} = Z^2 \cdot H \cdot S'_A \cdot \frac{\partial \psi}{\partial t}$.

Hieruit leidt men de bovenstaande formule af, nl.

$$Z^2 \cdot H \cdot \left(\frac{\partial v_x}{\partial x} + \frac{\partial v_y}{\partial y} + \frac{\partial v_z}{\partial z} \right) = W - Z^2 \cdot H \cdot S'_A \cdot \frac{\partial \psi}{\partial t} \quad 6.39$$

waarin alle grootheden betrekking hebben op het punt (I, K, J) .

Beschouwen we het geval van de eenheidcel die bovenaan begrensd is door de watertafel.

Het debiet in de positieve x-richting doorheen het zijvlak met x-koördinaten gelijk aan $I+1/2$ is hier :

$$Z \cdot (\psi_v)_x)_{I+1/2,K,J} \text{ of bij benadering } Z \cdot (\psi_v)_x + \frac{Z}{2} \frac{\partial \psi_v}{\partial x} x)_{I,K,J}$$

(De positieve x-richting is de naar buiten gerichte normaal op dit zijvlak).

Het debiet in de positieve x-richting doorheen het zijvlak met x-koördinaten gelijk aan $I-1/2$ is :

$$Z \cdot (\psi_v)_x)_{I-1/2,K,J} \text{ of bij benadering } Z \cdot (\psi_v)_x - \frac{Z}{2} \frac{\partial \psi_v}{\partial x} x)_{I,K,J}$$

(De positieve x-richting is de naar binnen gerichte normaal op dit zijvlak).

Het verschil tussen deze twee debieten is bij benadering gelijk aan $-Z^2 \left(\frac{\partial \psi_v}{\partial x} \right)_{I,K,J}$. Het verschil $-Z^2 \left(\frac{\partial \psi_v}{\partial x} \right)_{I,K,J}$ kan als de negatieve "toename" van het water in het volume-element beschouwd worden in de x-richting.

Hetzelfde principe wordt toegepast in de y-richting zodanig dat $-Z^2 \left(\frac{\partial \psi_v}{\partial x} + \frac{\partial \psi_v}{\partial y} \right)_{I,K,J}$ kan beschouwd worden als de negatieve "toename" van het water in het volume-element in de x- en y-richting.

Het debiet in de positieve z-richting nabij de watertafel is $-Z^2 \cdot N$. Het debiet in de positieve z-richting doorheen het horizontaal vlak met z-koördinaten gelijk aan $J-1/2$ is $Z^2 (v_z)_{I,K,J-1/2}$ of bij benadering $Z^2 (v_z - \frac{H}{2} \frac{\partial v_z}{\partial z})_{I,K,J}$. Het verschil tussen deze twee laatste debieten is bij benadering gelijk aan $Z^2 (v_z - \frac{H}{2} \frac{\partial v_z}{\partial z})_{I,K,J} + Z^2 N$ en kan als de negatieve "toename" van het water in het volume-element in de z-richting beschouwd worden.

Uit het bovenstaande volgt dat

$$W - Z^2 \left(\frac{\partial \psi_v}{\partial x} + \frac{\partial \psi_v}{\partial y} \right)_{I,K,J} + Z^2 N + Z^2 \left(v_z - \frac{H}{2} \frac{\partial v_z}{\partial z} \right)_{I,K,J}$$

gelijk is aan de verandering van de hoeveelheid water in het volume-element per tijdseenheid door stroming en door kunstmatige ingreep.

Een netto toename van water in een eenheidscel die bovenaan begrensd wordt door de watertafel heeft enerzijds een algemene drukstijging in het volume-element tot gevolg en anderzijds een stijging van de watertafel. De verandering van de hoeveelheid water per tijdseenheid in het volume-element moet dan ook als een som van twee termen voorgesteld worden. De term $Z^2 \cdot \psi'_A \cdot \frac{\partial \psi}{\partial t}$ stelt de toename voor van de hoeveelheid water per tijdseenheid in het volume-element tengevolge van de algemene drukstijging of -daling en de samendrukbaarheid van het water en de watervoerende laag. De term $Z^2 \cdot S_o \cdot \frac{\partial \psi}{\partial t}$ geeft de toename aan van de hoeveelheid water per tijdseenheid in het volume-element tengevolge van de stijging of de daling van de grondwatertafel. Hierbij is S_o de bergingscoëfficiënt nabij de watertafel en kan gedefinieerd worden als de hoeveelheid water die per oppervlakte-eenheid vrijgegeven of opgeborgen wordt tengevolge van respektievelijk een daling of een stijging van de watertafel met een eenheid. Het laatste stemt overeen met een toename van de stijghoogte met een eenheid in het beschouwde volume-element.

De verandering van de hoeveelheid water in de eenheidscel die bovenaan begrensd wordt door de grondwatertafel is enerzijds gelijk aan $W - Z^2 \cdot \left(\frac{\partial \psi_v x}{\partial x} + \frac{\partial \psi_v y}{\partial y} \right)_{I,K,J} + Z^2 \cdot \left(v_z - \frac{H}{2} \frac{\partial v_z}{\partial z} \right)_{I,K,J} + Z^2 \cdot N$ en anderzijds gelijk aan $Z^2 \cdot (\psi'_A + S_o) \cdot \frac{\partial \psi}{\partial t}$ waardoor

$$W - Z^2 \left(\frac{\partial \psi_v x}{\partial x} + \frac{\partial \psi_v y}{\partial y} \right)_{I,K,J} + Z^2 \left(v_z - \frac{H}{2} \frac{\partial v_z}{\partial z} \right)_{I,K,J} + Z^2 N = Z^2 (\psi'_A + S_o) \cdot \frac{\partial \psi}{\partial t}$$

Hieruit leidt men de volgende betrekking af :

$$Z^2 \left(\frac{\partial \psi_v x}{\partial x} + \frac{\partial \psi_v y}{\partial y} \right)_{I,K,J} - Z^2 \left(v_z - \frac{H}{2} \frac{\partial v_z}{\partial z} \right)_{I,K,J} - Z^2 N = W - Z^2 (\psi'_A + S_o) \cdot \frac{\partial \psi}{\partial t}$$

6.40

waarbij alle grootheden betrekking hebben op het punt (I,K,J).

6.2.1.5. Differentie-approximatie

Bij de differentie-approximatie wordt de afgeleide vervangen door de waarden van het differentie-kwotiënt van de funktie in gescheiden diskrete punten.

$$\frac{df(x)}{dx} \rightarrow \frac{\Delta f(x)}{\Delta x} = \frac{f(x+\frac{\Delta x}{2}) - f(x-\frac{\Delta x}{2})}{\Delta x} \quad 6.42$$

of

$$\frac{\partial \psi(x,y,z)}{\partial x} \rightarrow \frac{\Delta \psi(x,y,z)}{\Delta x} = \frac{\psi(x+\frac{\Delta x}{2},y,z) - \psi(x-\frac{\Delta x}{2},y,z)}{\Delta x} \quad 6.43$$

Deze differentie-approximatie kan men ook toepassen in de bovengenoemde continuïteitswetten. De continuïteitswet voor een volume-element dat niet begrensd wordt door de watertafel kan eveneens als volgt worden neergeschreven

$$\begin{aligned} -Z^2 \cdot H \cdot \left(\frac{\partial}{\partial x} (k^h(x,y,z) \frac{\partial \psi}{\partial x}) + \frac{\partial}{\partial y} (k^h(x,y,z) \frac{\partial \psi}{\partial y}) + \frac{\partial}{\partial z} (k^v(x,y,z) \frac{\partial \psi}{\partial z}) \right)_{I,K,J} \\ = (W - Z^2 \cdot H \cdot S_A' \cdot \frac{\partial \psi}{\partial t})_{I,K,J} \end{aligned} \quad 6.44$$

Toepassing van de differentie-approximatie in het linkerlid van de continuïteitswet.

Eerste diskretisatie

$$\begin{aligned} \left(\frac{\partial}{\partial x} (k^h(x,y,z) \frac{\partial \psi}{\partial x}) \right)_{I,K,J,T+1} \rightarrow \\ \frac{k^h(I+1/2,K,J) \left(\frac{\partial \psi}{\partial x} \right)_{I+1/2,K,J,T+1} - k^h(I-1/2,K,J) \left(\frac{\partial \psi}{\partial x} \right)_{I-1/2,K,J,T+1}}{Z} \end{aligned} \quad 6.45$$

Tweede diskretisatie

$$\left(\frac{\partial \psi}{\partial x} \right)_{I+1/2,K,J,T+1} \rightarrow \frac{\psi(I+1,K,J,T+1) - \psi(I,K,J,T+1)}{Z} \quad 6.46$$

$$\left(\frac{\partial \psi}{\partial x} \right)_{I-1/2,K,J,T+1} \rightarrow \frac{\psi(I,K,J,T+1) - \psi(I-1,K,J,T+1)}{Z} \quad 6.47$$

Hieruit volgt dat

$$\begin{aligned} \left(\frac{\partial}{\partial x} (k^h(x,y,z) \frac{\partial \psi}{\partial x}) \right) \rightarrow \frac{1}{Z} \{ k^h(I+1/2,K,J) \cdot (\psi(I+1,K,J,T+1) - \psi(I,K,J,T+1)) \\ - k^h(I-1/2,K,J) \cdot (\psi(I,K,J,T+1) - \psi(I-1,K,J,T+1)) \} \end{aligned} \quad 6.48$$

Toepassing van de differentie-approximatie in het rechterlid van de continuïteitswet

$$\left(\frac{\partial \psi}{\partial t} \right)_{I,K,J,T+1} \rightarrow \frac{\psi(I,K,J,T+1) - \psi(I,K,J,T)}{CT} \quad 6.49$$

waarbij $\psi(I,K,J,T+1)$ de stijghoogte is op het tijdstip aangeduid door $T+1$ en $\psi(I,K,J,T)$ de stijghoogte op het tijdstip aangeduid door T in het punt (I,K,J) . De getallen T en $T+1$ zijn onbenoemd. De tijd die met deze onbenoemde getallen overeenkomt is respectievelijk CT, T en $CT \cdot (T+1)$ waarbij CT het tijdsinterval voorstelt tussen twee

opeenvolgende tijdstippen en uitgedrukt wordt in dagen.

In vergelijking 6.44 kunnen de vergelijkingen 6.48 en de gelijkaardige voor de y- en z-richting geplaatst worden. Vergelijking 6.49 wordt eveneens in vergelijking 6.44 geplaatst waarbij W vervangen wordt door het symbool $W(I,K,J,T+1)$ dat het debiet (m^3/dag) voorstelt die kunstmatig in de eenheidscel gebracht wordt (positief) of kunstmatig verwijderd wordt gedurende de periode begrepen tussen de tijdstippen aangeduid door T en T+1 in het volume-element met het centrum (I,K,J).

Om niet gehele getallen in de indices van de permeabiliteiten te vermijden wordt gesteld dat :

$$\begin{aligned} k^h(I+1/2, K, J) &= XK(I, K, J) \text{ en } k^h(I-1/2, K, J) = XK(I-1, K, J) \\ k^h(I, K+1/2, J) &= YK(I, K, J) \text{ en } k^h(I, K-1/2, J) = YK(I, K-1, J) \\ k^v(I, K, J+1/2) &= ZK(I, K, J) \text{ en } k^v(I, K, J-1/2) = ZK(I, K, J-1) \end{aligned}$$

XK wordt een matrix waarbij I varieert van 1 tot i+1

K varieert van 1 tot k

J varieert van 1 tot j

YK wordt een matrix waarbij I varieert van 1 tot i

K varieert van 1 tot k+1

J varieert van 1 tot j

ZK wordt een matrix waarbij I varieert van 1 tot i

K varieert van 1 tot k

J varieert van 1 tot j

Vergelijking 6.44 wordt dan

$$\begin{aligned} &XK(I, K, J) \cdot (\psi(I+1, K, J, T+1) - \psi(I, K, J, T+1)) \\ &- XK(I-1, K, J) \cdot (\psi(I, K, J, T+1) - \psi(I-1, K, J, T+1)) \\ &+ YK(I, K, J) \cdot (\psi(I, K+1, J, T+1) - \psi(I, K, J, T+1)) \\ &- YK(I, K-1, J) \cdot (\psi(I, K, J, T+1) - \psi(I, K-1, J, T+1)) \\ &+ \frac{Z^2}{H^2} \cdot (ZK(I, K, J) \cdot (\psi(I, K, J+1, T+1) - \psi(I, K, J, T+1)) \\ &- ZK(I, K, J-1) \cdot (\psi(I, K, J, T+1) - \psi(I, K, J-1, T+1))) \\ &= Z^2 \cdot S'_A \cdot \frac{\psi(I, K, J, T+1) - \psi(I, K, J, T)}{CT} - \frac{W(I, K, J, T+1)}{H} \end{aligned} \quad 6.50$$

Voor de eenheidscellen die bovenaan begrensd zijn door de watertafel kan men de continuïteitswet voorgesteld door formule 6.40 ook als volgt neerschrijven :

$$\begin{aligned} &Z \cdot \psi(I-1/2, K, j) \cdot (v_x + \frac{\partial v_x}{\partial x} \cdot Z) - Z \cdot \psi(I+1/2, K, j) \cdot v_x \\ &+ Z \cdot \psi(I, K-1/2, j) \cdot (v_y + \frac{\partial v_y}{\partial y} \cdot Z) - Z \cdot \psi(I, K+1/2, j) \cdot v_y + Z^2 \cdot v_z - Z^2 N \\ &= -Z^2 (\psi \cdot S'_A + S'_O) \frac{\partial \psi}{\partial t} + W \end{aligned} \quad 6.51$$

Passen we terug de differentie-approximatie toe en houdt men rekening met de konventies voorgesteld in fig. 6.2 wat betreft de permeabiliteiten dan kan terug de wet van DARCY toegepast worden.

$$v_x = XK(I, K, j) \cdot (\psi(I+1, K, j) - \psi(I, K, j)) / Z \quad 6.52$$

$$v_x + \frac{\partial v}{\partial x} \cdot Z = XK(I-1, K, j) \cdot (\psi(I, K, j) - \psi(I-1, K, j)) / Z \quad 6.53$$

$$v_y = YK(I, K, j) \cdot (\psi(I, K+1, j) - \psi(I, K, j)) / Z \quad 6.54$$

$$v_y + \frac{\partial v}{\partial y} \cdot Z = YK(I, K-1, j) \cdot (\psi(I, K, j) - \psi(I, K-1, j)) / Z \quad 6.55$$

$$v_z = ZK(I, K, j-1) \cdot (\psi(I, K, j) - \psi(I, K, j-1)) / H \quad 6.56$$

Verder kan men stellen dat

$$\psi(I+1/2, K, j) = \frac{\psi(I+1, K, j) + \psi(I, K, j)}{2} \quad 6.57$$

$$\psi(I-1/2, K, j) = \frac{\psi(I, K, j) + \psi(I-1, K, j)}{2} \quad 6.58$$

$$\psi(I, K+1/2, j) = \frac{\psi(I, K+1, j) + \psi(I, K, j)}{2} \quad 6.59$$

$$\psi(I, K-1/2, j) = \frac{\psi(I, K, j) + \psi(I, K-1, j)}{2} \quad 6.60$$

Om te voorkomen dat de onbekende termen deels in kwadraten, deels zonder machtsverheffing voorkomen worden de laatste termen uit formules 6.57, 6.58, 6.59 en 6.60 als bekend aangenomen, nl. de waarden van de vorige tijdsperiode. Nu kan men formule 6.51 als volgt neerschrijven

$$\begin{aligned} & \frac{Z}{2} (\psi(I, K, j, T) + \psi(I-1, K, j, T)) \cdot XK(I-1, K, j) \cdot \left(\frac{\psi(I, K, j, T+1) - \psi(I-1, K, j, T+1)}{Z} \right) \\ & - \frac{Z}{2} (\psi(I+1, K, j, T) + \psi(I, K, j, T)) \cdot XK(I, K, j) \cdot \left(\frac{\psi(I+1, K, j, T+1) - \psi(I, K, j, T+1)}{Z} \right) \\ & + \frac{Z}{2} (\psi(I, K, j, T) + \psi(I, K-1, j, T)) \cdot YK(I, K-1, j) \cdot \left(\frac{\psi(I, K, j, T+1) - \psi(I, K-1, j, T+1)}{Z} \right) \\ & - \frac{Z}{2} (\psi(I, K+1, j, T) + \psi(I, K, j, T)) \cdot YK(I, K, j) \cdot \left(\frac{\psi(I, K+1, j, T+1) - \psi(I, K, j, T+1)}{Z} \right) \\ & + \frac{Z^2}{H} \cdot ZK(I, K, j-1) \cdot (\psi(I, K, j, T+1) - \psi(I, K, j-1, T+1) - Z^2 N = \\ & - Z^2 (\psi(I, K, j, T) \cdot S'_A + S_O) \cdot \left(\frac{\psi(I, K, j, T+1) - \psi(I, K, j, T)}{CT} \right) + W(I, K, j, T+1) \quad 6.61 \end{aligned}$$

6.2.1.6. Oplossing van de vergelijking

Naargelang van het hydrogeologische probleem dat gesteld wordt en naargelang van de voorhanden zijnde komputer of rekenmachine kan men bovenstaande vergelijking op verschillende wijzen oplossen.

Men onderscheidt in hoofdzaak drie technieken : de afwisselende richtingstechniek, het iteratief proces en de rechtstreekse oplossing.

6.2.1.6.1. DE AFWISSELENDE RICHTINGSTECHNIEK

6.2.1.6.1.1. Opstellen van een reeks vergelijkingen per koördinaat-richting

Om de afwisselende richtingstechniek toe te passen (PEACEMAN & RACHFORD, 1955, DOUGLAS & PEACEMAN, 1955 en DOUGLAS & RACHFORD, 1956) is het nodig gelijkaardige vergelijkingen op te stellen als 6.50 en 6.61 doch waarin de waarden van de stijghoogte in één richting onbekend en in de twee ander koördinaatrichtingen bekend zijn. Zo bekomt men vergelijking

$$\begin{aligned}
 & XK(I,K,J).(\psi(I+1,K,J,T+1/3)-\psi(I,K,J,T+1/3)) \\
 & -XK(I-1,K,J).(\psi(I,K,J,T+1/3)-\psi(I-1,K,J,T+1/3)) \\
 & +YK(I,K,J).(\psi(I,K+1,J,T)-\psi(I,K,J,T)) \\
 & -YK(I,K-1,J).(\psi(I,K,J,T)-\psi(I,K-1,J,T)) \\
 & +\frac{Z^2}{H^2}.(ZK(I,K,J).(\psi(I,K,J+1,T)-\psi(I,K,J,T)) \\
 & -ZK(I,K,J-1).(\psi(I,K,J,T)-\psi(I,K,J-1,T))) \\
 & = \frac{3Z^2}{CT}.S'_A.(\psi(I,K,J,T+1/3)-\psi(I,K,J,T))-W(I,K,J,T+1)/H \quad 6.62
 \end{aligned}$$

waarbij $\psi(I+1,K,J,T+1/3)$, $\psi(I,K,J,T+1/3)$ en $\psi(I-1,K,J,T+1/3)$ de onbekenden zijn.

Verder veronderstelt men de potentiaal als onbekend in de y-richting, nl., $\psi(I,K+1,J,T+2/3)$, $\psi(I,K,J,T+2/3)$ en $\psi(I,K-1,J,T+2/3)$ en bekend in de twee andere richtingen.

$$\begin{aligned}
 & XK(I,K,J).(\psi(I+1,K,J,T+1/3)-\psi(I,K,J,T+1/3)) \\
 & -XK(I-1,K,J).(\psi(I,K,J,T+1/3)-\psi(I-1,K,J,T+1/3)) \\
 & +YK(I,K,J).(\psi(I,K+1,J,T+2/3)-\psi(I,K,J,T+2/3)) \\
 & -YK(I,K-1,J).(\psi(I,K,J,T+2/3)-\psi(I,K-1,J,T+2/3)) \\
 & +\frac{Z^2}{H^2}.(ZK(I,K,J).(\psi(I,K,J+1,T+1/3)-\psi(I,K,J,T+1/3)) \\
 & -ZK(I,K,J-1).(\psi(I,K,J,T+1/3)-\psi(I,K,J-1,T+1/3))) \\
 & = \frac{3Z^2}{CT}.S'_A.(\psi(I,K,J,T+2/3)-\psi(I,K,J,T+1/3))-W(I,K,J,T+1)/H \quad 6.63
 \end{aligned}$$

Tenslotte stelt men de potentiaal in de z-richting als onbekend, nl., $\psi(I,K,J+1,T+1)$, $\psi(I,K,J,T+1)$ en $\psi(I,K,J-1,T+1)$ en in de twee andere richtingen bekend.

$$\begin{aligned}
& XK(I, K, J) \cdot (\psi(I+1, K, J, T+2/3) - \psi(I, K, J, T+2/3)) \\
& - XK(I-1, K, J) \cdot (\psi(I, K, J, T+2/3) - \psi(I-1, K, J, T+2/3)) \\
& + YK(I, K, J) \cdot (\psi(I, K+1, J, T+2/3) - \psi(I, K, J, T+2/3)) \\
& - YK(I, K-1, J) \cdot (\psi(I, K, J, T+2/3) - \psi(I, K-1, J, T+2/3)) \\
& + \frac{Z^2}{H^2} \cdot (ZK(I, K, J) \cdot (\psi(I, K, J+1, T+1) - \psi(I, K, J, T+1)) \\
& - ZK(I, K, J-1) \cdot (\psi(I, K, J, T+1) - \psi(I, K, J-1, T+1))) \\
& = \frac{3Z^2}{CT} \cdot S'_A \cdot (\psi(I, K, J, T+1) - \psi(I, K, J, T+2/3)) - W(I, K, J, T+1)/H
\end{aligned} \tag{6.64}$$

Om de onbekenden uit de reeks vergelijkingen voorgesteld door formules 6.62, 6.63, 6.64 te bekomen is het nodig deze in de volgende vorm weer te geven :

$$\begin{aligned}
\text{voor vgl. 6.62, } A(I) \cdot \psi(I-1, K, J, T+1/3) + B(I) \cdot \psi(I, K, J, T+1/3) \\
+ C(I) \cdot \psi(I+1, K, J, T+1/3) = D(I)
\end{aligned} \tag{6.65}$$

waarin $A(I) = XK(I-1, K, J) \cdot H$

$$B(I) = -(XK(I, K, J) + XK(I-1, K, J) + \frac{3Z^2}{CT} \cdot S'_A) \cdot H$$

$$C(I) = XK(I, K, J) \cdot H$$

$$\begin{aligned}
D(I) = & -W(I, K, J, T+1) - H \cdot (\psi(I, K, J, T) \cdot (\frac{3Z^2}{CT} \cdot S'_A \\
& - YK(I, K, J) \\
& - YK(I, K-1, J) - \frac{Z^2}{H^2} \cdot (ZK(I, K, J) + ZK(I, K, J-1))) \\
& + YK(I, K, J) \cdot \psi(I, K+1, J, T) + YK(I, K-1, J) \cdot \psi(I, K-1, J, T) \\
& + \frac{Z^2}{H^2} \cdot (ZK(I, K, J) \cdot \psi(I, K, J+1, T) + ZK(I, K, J-1) \cdot \psi(I, K, J-1, T)))
\end{aligned}$$

$$\begin{aligned}
\text{voor vgl. 6.63, } A(K) \cdot \psi(I, K-1, J, T+2/3) + B(K) \cdot \psi(I, K, J, T+2/3) \\
+ C(K) \cdot \psi(I, K+1, J, T+2/3) = D(K)
\end{aligned} \tag{6.66}$$

waarin $A(K) = YK(I, K-1, J) \cdot H$

$$B(K) = -(YK(I, K, J) + YK(I, K-1, J) + \frac{3Z^2}{CT} \cdot S'_A) \cdot H$$

$$C(K) = YK(I, K, J) \cdot H$$

$$\begin{aligned}
D(K) = & -W(I, K, J, T+1) - H \cdot (\psi(I, K, J, T+1/3) \cdot (\frac{3Z^2}{CT} \cdot S'_A \\
& - XK(I, K, J) \\
& - XK(I-1, K, J) - \frac{Z^2}{H^2} \cdot (ZK(I, K, J) + ZK(I, K, J-1))) \\
& + XK(I, K, J) \cdot \psi(I+1, K, J, T+1/3) + XK(I-1, K, J) \cdot (\psi(I-1, K, J, T+1/3)) \\
& + \frac{Z^2}{H^2} \cdot (ZK(I, K, J) \cdot \psi(I, K, J+1, T+1/3) + ZK(I, K, J-1) \cdot \psi(I, K, J-1, T+1/3)))
\end{aligned}$$

$$\begin{aligned}
\text{voor vgl. 6.64, } A(J) \cdot \psi(I, K, J-1, T+1) + B(J) \cdot \psi(I, K, J, T+1) \\
+ C(J) \cdot \psi(I, K, J+1, T+1) = D(J)
\end{aligned} \tag{6.67}$$

waarin $A(J) = ZK(I, K, J-1) \cdot \frac{Z^2}{H}$

$$B(J) = -\frac{Z^2}{H} (ZK(I, K, J-1) + ZK(I, K, J)) - \frac{3Z^2 \cdot H}{CT} \cdot S'_A$$

$$C(J) = ZK(I, K, J) \cdot \frac{Z^2}{H}$$

$$\begin{aligned}
D(J) = & -W(I,K,J,T+1) - H \cdot \left\{ \psi(I,K,J,T+2/3) \cdot \left(\frac{3Z^2}{CT} \cdot S'_A \right. \right. \\
& - XK(I,K,J) \\
& - XK(I-1,K,J) - YK(I,K,J) - YK(I,K-1,J) \left. \right\} \\
& + XK(I,K,J) \cdot \psi(I+1,K,J,T+2/3) + XK(I-1,K,J) \cdot \psi(I-1,K,J,T+2/3) \\
& + YK(I,K,J) \cdot \psi(I,K+1,J,T+2/3) + YK(I,K-1,J) \cdot \psi(I,K-1,J,T+2/3) \left. \right\}
\end{aligned}$$

Men past dezelfde redenering toe op vergelijking 6.61 zodanig dat men een analoge reeks vergelijkingen verkrijgt voor de x- en de y-richting :

$$A(I)j \cdot \psi(I-1,K,j,T+1/3) + B(I)j \cdot \psi(I,K,j,T+1/3) + C(I)j \cdot \psi(I+1,K,j,T+1/3) = D(I)j \quad 6.68$$

$$\begin{aligned}
\text{waarin } A(I)j &= XK(I-1,K,j) \cdot (\psi(I-1,K,j,T) + \psi(I,K,j,T)) / 2 \\
B(I)j &= -(XK(I-1,K,j) \cdot (\psi(I-1,K,j,T) + \psi(I,K,j,T)) / 2 \\
&+ XK(I,K,j) \cdot (\psi(I,K,j,T) + \psi(I+1,K,j,T)) / 2 \\
&+ \frac{3Z^2}{CT} (S'_A \cdot \psi(I,K,j,T) + S_0) \\
C(I)j &= XK(I,K,j) \cdot (\psi(I,K,j,T) + \psi(I+1,K,j,T)) / 2 \\
D(I)j &= -W(I,K,j,T+1) - \psi(I,K,j,T) \cdot \frac{3Z^2}{CT} (\psi(I,K,j,T) \cdot S'_A + S_0) \\
&+ \frac{YK(I,K-1,j)}{2} \cdot (\psi^2(I,K,j,T) - \psi^2(I,K-1,j,T)) \\
&- \frac{YK(I,K,j)}{2} \cdot (\psi^2(I,K+1,j,T) - \psi^2(I,K,j,T)) \\
&+ \frac{Z^2}{H} \cdot ZK(I,K,j-1) \cdot (\psi(I,K,j,T) - \psi(I,K,j-1,T)) - Z^2N
\end{aligned}$$

$$\text{voor de y-richting : } A(K)j \cdot \psi(I,K-1,j,T+2/3) + B(K)j \cdot \psi(I,K,j,T+2/3) + C(K)j \cdot \psi(I,K+1,j,T+2/3) = D(K)j \quad 6.69$$

$$\begin{aligned}
\text{waarin } A(K)j &= YK(I,K-1,j) \cdot (\psi(I,K-1,j,T+1/3) + \psi(I,K,j,T+1/3)) / 2 \\
B(K)j &= -(YK(I,K-1,j) \cdot (\psi(I,K-1,j,T+1/3) + \psi(I,K,j,T+1/3)) / 2 \\
&+ YK(I,K,j) \cdot (\psi(I,K,j,T+1/3) + \psi(I,K+1,j,T+1/3)) / 2 \\
&+ \frac{3Z^2}{CT} (S'_A \cdot \psi(I,K,j,T) + S_0) \\
C(K)j &= YK(I,K,j) \cdot (\psi(I,K,j,T+1/3) + \psi(I,K+1,j,T+1/3)) / 2 \\
D(K)j &= -W(I,K,j,T+1) - \psi(I,K,j,T+1/3) \cdot \frac{3Z^2}{CT} \cdot (\psi(I,K,j,T+1/3) \cdot S'_A + S_0) \\
&+ \frac{XK(I-1,K,j)}{2} \cdot (\psi^2(I,K,j,T+1/3) - \psi^2(I-1,K,j,T+1/3)) \\
&- \frac{XK(I,K,j)}{2} \cdot (\psi^2(I+1,K,j,T+1/3) - \psi^2(I,K,j,T+1/3)) \\
&+ \frac{Z^2}{H} \cdot ZK(I,K,j-1) \cdot (\psi(I,K,j,T+1/3) - \psi(I,K,j-1,T)) - Z^2N
\end{aligned}$$

voor de z-richting wordt de formule beperkt tot

$$A(j) \cdot \psi(I,K,j-1,T+1) + B(j) \cdot \psi(I,K,j,T+1) = D(j) \quad 6.70$$

$$\begin{aligned}
\text{waarin } A(j) &= + \frac{Z^2}{H} \cdot ZK(I,K,j-1) \\
B(j) &= - \frac{Z^2}{H} \cdot ZK(I,K,j-1) - \frac{3Z^2}{CT} \cdot (\psi(I,K,j,T+2/3) \cdot S'_A + S_0)
\end{aligned}$$

$$\begin{aligned}
D(j) = & -W(I,K,j,T+1) \\
& -\frac{3Z^2}{CT} \cdot \psi(I,K,j,T+2/3) \cdot (\psi(I,K,j,T+2/3) \cdot S'_A + S_0) \\
& + \frac{YK(I,K-1,j)}{2} (\psi^2(I,K,j,T+2/3) - \psi^2(I,K-1,j,T+2/3)) \\
& - \frac{YK(I,K,j)}{2} (\psi^2(I,K+1,j,T+2/3) - \psi^2(I,K,j,T+2/3)) \\
& + \frac{XK(I-1,K,j)}{2} (\psi^2(I,K,j,T+2/3) - \psi^2(I-1,K,j,T+2/3)) \\
& - \frac{XK(I,K,j)}{2} (\psi^2(I+1,K,j,T+2/3) - \psi^2(I,K,j,T+2/3))
\end{aligned}$$

6.2.1.6.1.2. Grensvoorwaarden

Het model, dat een freatische laag voorstelt, wordt bovenaan begrensd door de watertafel. De speciale voorwaarden waaraan hier moet voldaan worden zijn weergegeven in de hierbovenstaande formules 6.68, 6.69 en 6.70.

Onderaan wordt de freatische laag begrensd door het ondoorlatende substraat, de verticale permeabiliteit ervan $ZK(I,K,1) = 0$. Hierdoor wordt in vergelijking 6.67 $A(2) = 0$ en valt de term $\frac{Z^2}{H} \cdot ZK(I,K,1)$ in $B(2)$ weg zodanig dat vergelijking 6.67 gereduceerd wordt tot

$$B(J=2) \cdot \psi(I,K,2,T+1) + C(J=2) \cdot \psi(I,K,3,T+1) = D(J=2) \quad 6.71$$

Bovenaan de J-kolom heeft men de eenheidscel die begrensd is door de watertafel. Hierbij geldt de formule 6.70. Kiest men de x-richting steeds loodrecht op de stroomlijnen dan zijn de grenzen aan weerszijden van 'de I-rijen stroomlijnen. Deze kunnen als horizontaal ondoorlatende grenzen beschouwd worden, daar loodrecht op deze stroomlijnen de stroming gelijk is aan nul. Daarom neemt men aan dat de horizontale permeabiliteit $YK(1,K,J) = 0$ en $YK(i+1,K,J) = 0$. Hierdoor wordt vgl. 6.60 voor de eerste cel van de I-rij ($I=2$) gereduceerd tot

$$B(I=2) \cdot \psi(2,K,J,T+1/3) + C(I=2) \cdot \psi(3,K,J,T+1/3) = D(I=2) \quad 6.72$$

daar $A(I=2) = 0$. Verder valt in $B(I=2)$ de term $H \cdot YK(1,K,j)$ weg. Ook in $D(I=2)$ vallen om dezelfde reden termen weg. Voor de laatste cel van de I-rij wordt vgl. 6.60

$$A(I=1) \cdot \psi(i-1,K,J,T+1/3) + B(I=1) \cdot \psi(1,K,J,T+1/3) = D(I=1) \quad 6.73$$

daar $C(I=1) = 0$. Verder vallen termen in $B(I=1)$ en $D(I=1)$ weg.

Aangezien de x-richting loodrecht op de stroomlijnen gekozen werd stemt de y-richting overeen met die van de richting van de stroomlijnen. Hier kunnen de grenzen van de K-rijen ofwel overeenkomen met een ondoorlatende grens of met een vaste potentiaal-grens.

Bij een ondoorlatende grens wordt vgl. 6.66 voor de eerste en de laatste eenheidscel van de K-rij ($K=2$ en $K=k+1$ op dezelfde wijze gereduceerd als hierboven vgl. 6.65 in vgl. 6.73.

Bij een vaste potentiaalgrens komt echter een essentiële verandering voor van vgl. 6.66. De potentiaal in de grenspunten wordt konstant gehouden in tijd, $\psi(I,1,J) = \text{cst}(I,1,J)$ of $\psi(I,1+2,J) = \text{cst}(I,1+2,J)$. Voor de eerste eenheidscel van de K-rij ($K=2$) wordt vgl. 6.66

$$A(K=2) \cdot \psi(I,1,J) + B(K=2) \cdot \psi(I,2,J,T+2/3) + C(K=2) \cdot \psi(I,3,J,T+2/3) = D(K=2) \quad 6.74$$

waarin $\psi(I,1,J)$ een bekende term is en bij $D(K=2)$ kan geplaatst worden zodanig dat vgl. 6.66 de volgende vorm aanneemt

$$B(K=2) \cdot \psi(I,2,J,T+2/3) + C(K=2) \cdot \psi(I,3,J,T+2/3) = D(K=2) - A(K=2) \cdot \psi(I,1,J) \quad 6.75$$

Voor de laatste eenheidscel bekomen we na dezelfde redenering

$$A(K=k+1) \cdot \psi(I,k,J,T+2/3) + B(K=k+1) \cdot \psi(I,k+1,J,T+2/3) = D(K=k+1) - C(K=k+1) \cdot \psi(I,k+2,J) \quad 6.76$$

6.2.1.6.1.3. Oplossing van een reeks vergelijkingen per rij of kolom

Voor iedere rij of kolom bekomen we een reeks vergelijkingen die we als volgt kunnen samenvatten

$$B(2) \cdot \psi(2) + C(2) \cdot \psi(3) = D(2) \quad 6.77$$

$$A(N) \cdot \psi(N-1) + B(N) \cdot \psi(N) + C(N) \cdot \psi(N+1) = D(N) \quad 6.78$$

waarin $2 < N < n$

$$A(n) \cdot \psi(n-1) + B(n) \cdot \psi(n) = D(n) \quad 6.79$$

waarin A,B,C de koëfficiënten zijn van de onbekende stijghoogten $\psi(1), \psi(2), \dots, \psi(N-1), \psi(N), \psi(N+1), \dots, \psi(n-1)$ en $\psi(n)$ waar het getal tussen haakjes 1,2 N-1, N, N+1, n-1 en n de plaats aanduidt van de ongekende stijghoogte in de rij of kolom in kwestie. Om de reeks vergelijkingen voorgesteld door de formules 6.77, 6.78 en 6.79 op te lossen doet men volgende substituties,

$$V(1) = B(1) \text{ en } G(1) = D(1)/B(1) \quad 6.80$$

$$V(N) = B(N) - A(N) \cdot C(N-1)/V(N-1) \quad 6.81$$

$$G(N) = (D(N) - A(N) \cdot G(N-1))/V(N) \quad 6.82$$

De waarden van $V(N)$ en $G(N)$ worden berekend in volgorde volgens stijgende waarde voor N berekend voor een rij of kolom.

Wanneer de laatste parameters $V(N)$ en $G(N)$ berekend zijn, wordt de stijghoogte berekend in volgorde van de dalende N -waarden met de volgende formules,

$$\psi(n) = G(n) \quad 6.83$$

$$\psi(N) = G(N) - (C(N) \cdot \psi(N+1)) / V(N) \quad 6.84$$

6.2.1.6.2. Iteratieve oplossingsmethode

Bij de iteratieve oplossingsmethode worden de waarden van de stijghoogte ψ in één richting als onbekend beschouwd. De richting wordt evenwijdig gekozen met de stroomlijnen (de y -richting). Zo worden de stijghoogten van iedere K -rij berekend gaande voor I gelijk aan 2 tot i en voor J van 2 tot j . De stijghoogte die de K -rij omringen worden als bekend aangenomen, namelijk de stijghoogte uit de n -de iteratie voor de stijghoogte met indices gelijk aan $I-1$ of $J-1$ of uit de $(n-1)$ -de iteratie voor de stijghoogten met indices gelijk aan $I+1$ of $J+1$.

Uit vergelijking 6.50 volgt dan de volgende vergelijking voor de n -de iteratie.

$$\begin{aligned} & XK(I, K, J) \cdot (\psi_{n-1}(I+1, K, J, T+1) - \psi_n(I, K, J, T+1)) \\ & - XK(I-1, K, J) \cdot (\psi_n(I, K, J, T+1) - \psi_n(I-1, K, J, T+1)) \\ & + YK(I, K, J) \cdot (\psi_n(I, K+1, J, T+1) - \psi_n(I, K, J, T+1)) \\ & - YK(I, K-1, J) \cdot (\psi_n(I, K, J, T+1) - \psi_n(I, K-1, J, T+1)) \\ & + \frac{Z^2}{H^2} \cdot (ZK(I, K, J) \cdot (\psi_{n-1}(I, K, J+1, T+1) - \psi_n(I, K, J, T+1)) \\ & - ZK(I, K, J-1) \cdot (\psi_n(I, K, J, T+1) - \psi_n(I, K, J-1, T+1))) \\ & = Z^2 \cdot S_A \cdot \frac{\psi_n(I, K, J, T+1) - \psi(I, K, J, T)}{CT} - \frac{W(I, K, J, T+1)}{H} \end{aligned} \quad 6.85$$

Initiatie bij $n=1$ wordt $\psi_0(I+1, K, J, T+1)$ en $\psi_0(I, K, J+1, T+1)$ respectievelijk gelijk aan $\psi(I+1, K, J, T)$ en $\psi(I, K, J+1, T)$.

De vergelijking 6.85 kan terug onder de volgende vorm geschreven worden

$$A_n(K) \cdot \psi_n(I, K-1, J, T+1) + B_n(K) \cdot \psi_n(I, K, J, T+1) + C_n(K) \cdot \psi_n(I, K+1, J, T+1) = D_n(K) \quad 6.86$$

waarin $A_n(K) = YK(I, K-1, J) \cdot H$

$$B_n(K) = -H \cdot (XK(I, K, J) + XK(I-1, K, J) + YK(I, K, J) + YK(I, K-1, J)) + \frac{Z^2}{H} (ZK(I, K, J) - ZK(I, K, J-1)) + \frac{Z^2 \cdot H \cdot S_A}{CT}$$

$$C_n(K) = YK(I, K, J) \cdot H$$

$$\begin{aligned}
D_n(K) = & -H \cdot \left(\frac{W(I,K,J,T+1)}{H} + XK(I,K,J) \cdot \psi_{n-1}(I+1,K,J,T+1) \right. \\
& + XK(I-1,K,J) \cdot \psi_n(I-1,K,J,T+1) \\
& + \frac{Z^2}{H^2} \cdot [ZK(I,K,J) \cdot \psi_{n-1}(I,K,J+1,T+1) \\
& \left. + ZK(I,K,J-1) \cdot \psi_n(I,K-1,J,T+1)] + Z^2 \cdot S'_A \cdot \frac{\psi(I,K,J,T)}{CT} \right) \quad 6.87
\end{aligned}$$

Voor de eenheidscellen die bovenaan begrensd zijn door de watertafel krijgen we een analoge vergelijking voor de n-de iteratie.

$$A_n(K)j \cdot \psi_n(I,K-1,j,T+1) + B_n(K)j \cdot \psi_n(I,K,j,T+1) + C_n(K)j \cdot \psi_n(I,K+1,j,T+1) = D_n(K)j$$

$$\text{waarin } A_n(K)j = YK(I,K-1,j) \cdot (\psi_{n-1}(I,K-1,j,T+1) + \psi_{n-1}(I,K,j,T+1))/2$$

$$\begin{aligned}
B_n(K)j = & -(XK(I,K,j) \cdot (\psi_{n-1}(I+1,K,j,T+1) - \psi_{n-1}(I,K,j,T+1)) \\
& + XK(I-1,K,j) \cdot (\psi_n(I-1,K,j,T+1) - \psi_{n-1}(I,K,j,T+1)) \\
& + YK(I,K,j) \cdot (\psi_{n-1}(I,K+1,j,T+1) - \psi_{n-1}(I,K,j,T+1)) \\
& + YK(I,K-1,j) \cdot (\psi_{n-1}(I,K-1,j,T+1) - \psi_{n-1}(I,K,j,T+1)) \\
& + \frac{2Z^2}{H} \cdot ZK(I,K,j-1) + \frac{2Z^2}{CT} \cdot (\psi_{n-1}(I,K,j,T+1) \cdot S'_A + S_0))/2
\end{aligned}$$

$$C_n(K)j = YK(I,K,j) \cdot (\psi_{n-1}(I,K+1,j,T+1) + \psi_{n-1}(I,K,j,T+1))/2$$

$$D_n(K)j = -W(I,K,j,T+1) - \frac{Z^2}{CT} (S'_A \cdot \psi_{n-1}(I,K,j,T+1) + S_0) \cdot \psi(I,K,j,T)$$

$$- \frac{Z^2}{H} \cdot ZK(I,K,j-1) \cdot \psi_n(I,K,j,T+1) - Z^2 \cdot N$$

$$- XK(I,K,j) \cdot \psi_{n-1}(I+1,K,j,T+1) \cdot (\psi_{n-1}(I+1,K,j,T+1) + \psi_{n-1}(I,K,j,T+1))/2$$

$$- XK(I-1,K,j) \cdot \psi_n(I-1,K,j,T+1) \cdot (\psi_n(I-1,K,j,T+1) + \psi_{n-1}(I,K,j,T+1))/2$$

Initiatie voor $\psi_0(I,K,j,T+1)$ wordt gelijkgesteld aan $\psi(I,K,j,T)$.

Voor de grensvoorwaarden en de oplossing van de aldus verkregen reeks vergelijkingen wordt dezelfde weg gevolgd als hierboven beschreven bij de afwisselende richtingstechniek.

De balans van de grondwaterstromingen wordt opgesteld om de nauwkeurigheid te bepalen na iedere iteratie. Hierbij wordt het debiet dat naar de zee stroomt, Ozee, en het debiet dat naar de polders stroomt, Opol, berekend. Zoals boven reeds vermeld, wordt in deze studie verondersteld dat de zijdelingse grenzen overeenkomen met stroomlijnen zodanig dat zijdelings geen ondergrondse in- of uitstroming plaatsgrijpt. Het opgepompte debiet, Opomp + Ozand, vormt samen met Ozee en Opol het totale debiet aan water dat het studiegebied verlaat.

Het debiet dat in het studiegebied binnen komt wordt bepaald door de infiltratie van regenwater doorheen de onverzadigde zone naar de grondwatertafel toe. Het totale debiet dat in het studiegebied infiltreert wordt aangeduid door I.

De BERGINGSVARIATIE is de hoeveelheid water die door stijging of daling van de watertafel respektievelijk opgeslagen of vrijgegeven wordt door de watervoerende laag tijdens de maand in kwestie.

Indien de berekening van de laatste iteratie voldoende juist is dan zal de balans een voldoende kleine waarde geven. De balans wordt op de volgende wijze berekend

BALANS = Ozee + Opol + Opomp + Ozand + BERGINGSVARIATIE

Indien de waarde voor de BALANS te groot is wordt een volgende iteratie uitgevoerd waarna terug de BALANS berekend wordt.

De flowchart van het iteratieproces en degene waarbij de grondwaterbalans na iedere iteratieproces opgesteld wordt om de nauwkeurigheid te bepalen van de bekomen resultaten worden in het aanhangsel weergegeven.

6.2.1.6.3. RECHTSTREEKSE OPLOSSINGSMETODE

De vgl. 6.50 kan men, mits het aannemen van een andere differentiatie-approximatie van het rechterlid, schrijven als volgt

$$\begin{aligned}
 & XK(I,K,J) \cdot (\psi(I+1,K,J,T) - \psi(I,K,J,T)) \\
 & - XK(I-1,K,J) \cdot (\psi(I,K,J,T) - \psi(I-1,K,J,T)) \\
 & + YK(I,K,J) \cdot (\psi(I,K,J+1,T) - \psi(I,K,J,T)) \\
 & - YK(I,K,J-1) \cdot (\psi(I,K,J,T) - \psi(I,K,J-1,T)) \\
 & + \frac{Z^2}{H} (ZK(I,K,J) \cdot (\psi(I,K,J+1,T) - \psi(I,K,J,T)) \\
 & - ZK(I,K,J-1) \cdot (\psi(I,K,J,T) - \psi(I,K,J-1,T))) \\
 & = Z^2 \cdot S_A \cdot \frac{\psi(I,K,J,T+1) - \psi(I,K,J,T)}{CT} - \frac{W(I,K,J,T+1)}{H}
 \end{aligned}$$

waarbij $\psi(I,K,J,T+1)$ als enige onbekende voorkomt.

Op dezelfde wijze kan vgl. 6.61 geschreven worden waar terug slechts één onbekende voorkomt. Met deze methode kan men de stijghoogte van iedere eenheidscel berekenen. Daar echter het tijdsinterval CT te klein dient gekozen om een voldoende nauwkeurigheid met deze methode te bereiken en daar de berekende stijghoogte enkel afhankelijk is van de stijghoogte van de vier, vijf of zes omringende cellen is deze methode minder vatbaar voor toepassing.

6.2.1.6.4. KEUZE VAN OPLOSSINGSTECHNIEK

Bij de keuze van een oplossingstechniek speelt de aard van de komputer een doorslaggevende rol. Belangrijk zijn in dit verband de snelheid, de omvang van het geheugen, de mogelijkheid van het werken met twee- of meerdimensionale matrixen, de wijze van het inbrengen van de gegevens en de voorstelling van de resultaten.

Bij het toepassen van de afwisselende richtingstechniek dient men vooraf de best passende tijdsinterval Δt te bepalen. Deze dient zo gekozen te worden dat de fout veroorzaakt door het invoeren van de differentie-approximatie in het rechterlid van de continuïteitswet eerder beperkt blijft en naar dezelfde grootte herleid wordt als bij het invoeren van de differentie-approximatie in het linkerlid, afhankelijk de grootte van Z en H . Bij deze methode blijft het gekozen tijdsinterval Δt onveranderd. In geval van sterk wisselende stromingsintensiteiten kunnen sterk wisselende fouten optreden.

Bij de iteratieve methode bestaat de mogelijkheid om de berekeningen door te voeren tot een vooraf bepaalde nauwkeurigheid. Bij de afwisselende richtingstechniek kan de rekenduur vooraf bepaald worden, bij de iteratieve methode is dit niet het geval.

Na verschillende testen werd een keuze gemaakt uit de oplossingstechnieken en werd de afmeting van het volume-element en het tijdsinterval vastgesteld. Als oplossingstechniek werd de iteratieve oplossingsmethode gekozen met een tijdsinterval Δt van 6 dagen. De afmetingen Z en H van het volume-element zijn respectievelijk 100 en 10 m. In de I-rij komen 36 volume-elementen voor, in de K-rij 25. In de kolommen hebben we drie volume-elementen met het centrum respectievelijk op het peil -20, -10 en 0. Hieruit volgt dat de basis van het bovenste volume-element op -5 ligt. Dat vlak werd gebruikt als referentievlak voor de stijghoogte in het model.

6.3. DE STIJGHOOGTEN

6.3.1. DE WAARNEMINGEN

In 86 boorputten werden piëzometers aangebracht, waarin regelmatig op verschillende plaatsen en diepten de stijghoogte gemeten werd.

In de met de hand geboorde putten (66) werd één filter van 1 m lengte en een diameter van 40 mm en daarop aansluitende bronbuizen aangebracht. De meeste filters werden geplaatst rond het peil 0. De ligging werd nauwkeurig opgemeten. Door waterpassing werd het peil van de top van iedere bronbuis bepaald zodat alle waterpeilen t.o.v. het nulpeil konden worden gemeten.

In de diepe boorputten (20) werd ofwel één grote filter, die de watervoerende laag over een grote lengte aansnijdt, ofwel vier piëzometers met filters van 1 m lengte van geringe diameter (40 mm) op verschillende diepten naargelang van de litologie geplaatst.

In het begin van de maand werd het waterpeil in iedere piëzometer opgemeten. In het midden van de maand gebeurde dat op een twintigtal piëzometers. Op die manier is het mogelijk de seizoenale schommelingen van de stijghoogten te volgen en de hydro-isohypsen van het studiegebied te tekenen. Uit deze gegevens was het mogelijk de uitbreiding van de halfdoorlatende lagen in een eerste benadering te bepalen. Hieruit werden de waarden van de matrix van de verticale permeabiliteit $ZK(I,K,J)$ bepaald. Daarna werden de hydro-isohypsen van het studiegebied op 1 juni 1975 aangewend samen met de matrix $ZK(I,K,J)$ om de aanvangsstijghoogte te bepalen $\psi(I,K,J,1)$.

6.3.2. DE HYDRO-ISOHYPSEN VAN HET DUINGEBIED

Vanaf mei 1975 was het mogelijk de hydro-isohypsen van het duingebied voor het begin van iedere maand (fig. 6.4 tot 6.31) af te leiden. Het zijn de lijnen van gelijke stijghoogte op het peil 0.

6.3.2.1. De stijghoogte in functie van de diepte

Men mag aannemen dat op plaatsen waar de afzettingen van de watervoerende lagen over de ganse doorsnede een geringe hydraulische weerstand vertonen en waarvan de verticale permeabiliteit niet kleiner is dan 1m/dag, de stijghoogten bij natuurlijke stromingen weinig afhankelijk is van de diepte in de watervoerende laag.

Meet men de stijghoogte in een piëzometer, waarvan de filter voorkomt op een diepte die afwijkt van het peil 0, dan kan men aannemen dat deze op kleine afwijkingen na, dezelfde is over de ganse dikte van de watervoerende laag. In dat geval komt de stijghoogte overeen met de grondwatertafelstand.

Komen er echter halfdoorlatende lagen voor of lagen met een grote hydraulische weerstand, dan kan men boven en onder deze lagen een aanzienlijk stijghoogteverschil vaststellen. Het stijghoogteverschil is vooral afhankelijk van de verhouding diepte van de halfdoorlatende laag t.o.v. de watertafel tot de laterale uitbreiding van deze laag (R.A. FREEZE & P.A. WITHERSPOON, 1967). Het is eveneens afhankelijk van de hydraulische weerstand van de halfdoorlatende laag, de permeabiliteit van de bovenliggende afzetting en de plaats van het waarnemingspunt t.o.v. de halfdoorlatende laag..

In het studiegebied ontmoet men op drie diepten onderbroken halfdoorlatende lagen, die de stijghoogte kunnen beïnvloeden.

Laag (5.2) die de grootste invloed op de vorm van de grondwatertafel heeft, ligt tussen de peilen +1 en +4. Ze bestaat hoofdzakelijk uit een sterk lemig fijn zand met klei- en leemlenzen; ze is meestal bedekt door humeus of weinig materiaal; ze heeft een grote hydraulische weerstand. De piëzometers 117HB4, -HB10, -HB13, -HB5, -HB12, -HB52, -HB36F2, -HB37F2, -HB39F2 en -HB40F2 zijn boven de laag (5.2) geplaatst; ze geven de stijghoogte boven deze laag aan en bijgevolg de grondwatertafelstand. Deze verschilt hier echter van de stijghoogte op het peil 0.

Waar mogelijk, werd onder de laag (5.2) een piëzometer geplaatst. De stijghoogte in die piëzometer is te beschouwen als die op het peil 0. Het zijn de piëzometers 117HB36F1, -HB37F1, -HB38F1, -HB39F1 en -HB40F1. Met boring 117DB9 in de omgeving van 117HB10 werd onder deze laag een piëzometer geplaatst; hierdoor was het mogelijk de stijghoogten boven en onder de laag (5.2) op één plaats te bepalen.

In tabel 6.5 staan de gemiddelde stijghoogteverschillen boven en onder de laag (5.2) aangegeven d.w.z. tussen de grondwatertafel en de stijghoogte op het peil 0. Het grote stijghoogteverschil ter hoogte van 117HB10, -DB9 is te wijten aan de centrale ligging ten opzichte van de halfdoorlatende laag (5.2) die zeer uitgebreid is.

Een doorlatende laag die door een halfdoorlatende laag bedekt is en die volledig verzadigd is met water kan al naargelang van de verhouding horizontale permeabiliteit van de doorlatende laag t.o.v. de verticale permeabiliteit van de halfdoorlatende laag als halfvreatisch of halfartesisch beschouwd worden. De stijghoogte in de doorlatende laag wordt als piëzometrische stand aangeduid. De stijghoogte aan de top van de halfdoorlatende laag als grondwaterstand als boven deze halfdoorlatende laag een goed doorlatende laag voorkomt. Is de halfdoorlatende laag slechts gedeeltelijk verzadigd aan water dan is de grondwaterstand het peil waar de druk gelijk is aan de atmosferische druk.

De stijghoogte boven de laag (5.2) kan aldus als de grondwatertafelstand aangeduid worden. De stijghoogte eronder als de piëzometrische stand van de halfartesische watervoerende laag.

Tabel 6.5 - Gemiddeld stijghoogteverschil boven en onder de laag (5.2)

Piëzometers	Aantal metingen	Gespreid over de periode	Gemiddelde stijghoogte verschil (m)	Standaard deviatie
117HB10, -DB9	15	1.5.76-2.7.77	2,28	0,09
117HB36F1, -F2	28	2.4.75-4.7.77	0,41	0,12
117HB37F1, -F2	28	2.4.75-4.7.77	0,56	0,10
117HB38F1, -F2	52	31.3.75-2.7.77	0,82	0,18
117HB39F1, -F2	28	2.4.75-2.7.77	0,13	0,08
117HB40F1, -F2	52	31.3.75-2.7.77	0,53	0,09

De tweede halfdoorlatende laag (4.4) die bestaat uit sterk leemhoudend fijn zand met leemlenzen, treft men aan tussen de peilen -2 en -12. Het gemiddelde stijghoogteverschil onder en boven deze laag bedraagt 0,55 m ter hoogte van 117DB10, 0,35 m ter hoogte van 117DB13 en 0,59 m ter hoogte van 117DB14. Alhoewel

deze laag een even grote uitbreiding kent als laag (5.2) is de invloed op de watertafel geringer omdat ze dieper ligt en een geringer hydraulische weerstand bezit.

De derde halfdoorlatende laag, is het klei-leemkomplex (3). In gebieden waar de grondwaterstroming in natuurlijke omstandigheden gebeurt meet men slechts kleine stijghoogteverschillen onder en boven deze laag; ter hoogte van 117DB13 is dat 0,10 m. Dit is het gevolg van de grote diepte waarop deze laag voorkomt, nl. rond het peil -15 tot -20. In het gebied met groot piëzometrisch verhang tengevolge van menselijke ingreep, zoals in het waterwinningsgebied, stelt men grote stijghoogteverschillen vast onder en boven deze halfdoorlatende laag (3). De stijghoogte is het laagst in laag (4), de laag waarop gepompt wordt. Onder de laag (3), in de laag (2), is de stijghoogte steeds groter.

6.3.2.2. De stijghoogte in functie van de plaats

Uit de stijghoogte op het peil 0 kan men in grote lijnen de grondwaterstroming afleiden en de veranderingen tijdens de seizoenen.

In het studiegebied zijn drie ondergrondse stromingsgebieden te onderscheiden. Het grootste (I) wordt bepaald door de grondwaterstroming naar het winningsgebied van IWVA. In het tweede (II) geschiedt de stroming in de richting van het overdekte waddenlandschap. In het derde verloopt de grondwaterstroming zeewaarts (III).

In het gebied van de waterwinning kan men twee subbekkens onderscheiden. In het eerste zijn de stroomlijnen gericht rechtstreeks naar de waterwinning (I.a). In het tweede zijn de stroomlijnen in het bovenste gedeelte van de watervoerende laag gericht naar een gebied met een lokale depressie in de grondwatertafel (I.b). Deze wordt veroorzaakt door het ontbreken van de halfdoorlatende laag (5.2) en/of de halfdoorlatende laag (4.4) die hier uit wiggen. De hydraulische weerstand is daardoor veel kleiner waardoor een grotere verticale neerwaarts gericht stroming plaats vindt. Onder de halfdoorlatende lagen (5.2) en (4.4) gebeurt de stroming in het gebied (I.b) in de richting van het waterwinningsgebied.

In het gebied waar de stroomlijnen in het bovenste gedeelte van de watervoerende laag rechtstreeks naar het waterwinningsgebied gericht zijn (I.a), kan het piëzometrisch verhang grote waarden aannemen. Ze zijn aan sterke seizoenale schommelingen onderhevig. Het piëzometrisch verhang bereikt zijn kleinste waarde juist vóór de periode van intense pumping. Het piëzometrisch verhang is het grootst op het einde van die periode. In de vakantimaanden juli en augustus wordt twee à driemaal meer gepompt dan in de andere maanden (tab. 6.6).

In het tweede subbekken (I.b) is het piëzometrisch verhang gering en weinig onderhevig aan seizoenale variatie. Het verhang wordt geregeld door de afzetting (5.2) en (4.4) met grote hydraulische weerstand waardoor de invloed van de pumping op de stijghoogte in lagen boven (5.2) eerder gering is in tegenstelling met de stijghoogte in de lagen onder (5.2).

In het gebied (II) waar de stroomlijnen in de richting van het overdekte waddenlandschap lopen wordt in het westen de stroming vooral bepaald door de bronbemaling van de zandgroeve "De drie Vijvers" nabij de boring 193DB1. De bronbemaling heeft gewerkt van vóór 1975 tot oktober 1976. Bij de aanvang van deze studie (april 1975) reikte het invloedsgebied van deze bemaling tot in het midden van het duingebied. Vanaf december 1975 liet de bemaling zich nog meer noordwaarts gevoelen. In het najaar 1976 bereikte het invloedsgebied als gevolg van een algemene lage grondwaterstand zijn grootste uitbreiding. Vanaf december 1976 kromp de invloedszone geleidelijk in tot ongeveer het midden van het duingebied. Over de grondwaterstroming in het oostelijke gedeelte bestaan weinig gegevens. Het gebied met zeewaartse grondwaterstroming (III) is vrij stabiel, daar waar het grenst aan het gebied waar de strominglijnen naar het centrum toe gericht zijn. De grens met het stromingsgebied (II) verplaatst zich veel meer. In oktober en november 1976 kende het stromingsgebied (III) zijn geringste uitbreiding en was bijgevolg de zeewaartse stroming het kleinst.

6.3.3. DE SEIZOENALE SCHOMMELINGEN VAN DE STIJGHOOGTEN

Als de aanvulling van het grondwater niet gelijk is aan de afvoer verandert de grondwaterberging, hetgeen zich uit in wijziging van de grondwaterstand.

$$\text{Afvoer} - \text{Aanvulling} = \Delta S$$

In de periode van 1 mei 1975 tot 1 november 1975 was de afvoer groter dan de aanvulling zodat de grondwaterstand in deze periode kontinu daalde. Dit was eveneens het geval tijdens de periode 1 januari 1976 tot 1 november 1976. Tijdens de periode 1 november 1975 tot 1 januari 1976 was de aanvoer groter dan de afvoer zodat de grondwaterstand op de meeste plaatsen steeg; dat was eveneens het geval in de periode 1 november 1976 tot 1 april 1977.

In het studiegebied kan men drie vormen van seizoenale stijghoogteschommelingen onderscheiden. De eerste vorm is het gevolg van de wisselingen in de infiltratie van regenwater en de veranderlijke afvoersnelheid, die alleen afhangt van een afname of een toename van de berging in natuurlijke omstandigheden. De amplitude is hier hoofdzakelijk afhankelijk van de plaats in het duingebied. Dergelijke schommelingen, die meestal klein zijn, werden vastgesteld in het stromingsgebied III in de piëzometers 117HB49, 117HB1', 117HB55, 117HB54, 118HB2, 117HB17, 117HB14, 117HB20 (fig. 6.32), 117HB7, 117HB19, 117HB18n 117HB14, 117HB46 (fig. 6.33), 117HB35, 117HB53, 117HB58, 117HB27 en 117HB28 (fig. 6.34).

Nabij de zee (fig. 6.32) worden de zeespiegelbeweging op lange termijn gesuperponeerd op de seizoenale peilschommelingen die er zwak zijn. Bij springtij wordt op het hoge strand zeewater aangevoerd; dat laatste infiltreert en veroorzaakt een drukverhoging in het freatische reservoir. Deze drukverhoging plant zich landwaarts voort. Op 4 januari 1976 steeg de zeespiegel zo hoog dat het zeewater in de windgeulen binnendrong en er infiltreerde. De waterstand van de piëzometers 117HB1', 117HB54, 117HB55 en 117HB49 werd er door beïnvloed. De zee kan aldus in een piëzometer het waterpeil doen stijgen in een periode waar geen infiltratie naar de grondwatertafel plaats vindt. Dergelijke schommelingen van de stijghoogte moeten dus in verband gebracht worden met een spring- of doodtij.

De piëzometers, die verder van de zee verwijderd zijn, ondergaan minder de invloed van dood- of springtij zodat de schommelingen een veel regelmatigere seizoensloop vertonen. In de periode van 1 mei 1975 tot 1 november 1975 is een continue daling van de stijghoogte waar te nemen. Deze bedraagt 0,30 tot 0,50 m in het stromingsgebied III. De stijging in de periode van 1 november tot 1 januari 1976 varieert in dat gebied tussen 0,30 en 0,40 m. In de periode van 1 januari 1976 tot 1 november 1976 varieert de daling er tussen 0,30 en 0,60 m en in de periode van 1 november 1976 tot 1 april 1977 is de stijging begrepen tussen 0,10 en 0,50 m.

De seizoensale schommelingen nemen af naarmate men de hoogwaterlijn nadert. Hieruit valt af te leiden dat het waterpeil onder het hoge strand weinig verandert in de loop van het jaar. Hier laat alleen het tij zijn invloed gelden. Op lange termijn mag men aannemen dat het waterpeil onder het hoge strand niet verandert.

In het stromingsgebied II wordt de afvoer beïnvloed door de stijghoogteverlaging in de zandgroeve "De drie vijvers". Hiertoe behoren de piëzometers 117HB26, 117HB30, 117HB29, 117HB39, 117HB25 (fig. 6.35), 117HB42, 117HB36, 117HB37 (fig. 6.36). Tijdens de afvoerperiode van 1 mei 1975 tot 1 november 1975 nam de stijghoogte er af tussen 0,7 en 0,8 m. De stijghoogte tijdens de aanvullingsperiode 1 november 1975 tot 1 januari 1976 varieert tussen 0,28 en 0,36 m. De daling varieert er tussen 0,7 en 1,2 m, tijdens de afvoerperiode van 1 januari 1976 tot 1 november 1976. De stijging schommelde er tussen 0,7 en 1,2 m tijdens de aanvullingsperiode van 1 november 1976 tot 1 april 1977. De putten die het dichtst bij de zandgroeve gelegen waren vertoonden de grootste seizoensale variaties.

De piëzometers 117HB57, 117HB41, 117HB40, 117HB38 en 117HB23 (fig. 6.37) zijn in de scheidingszone gelegen tussen het stromingsgebied II en het stromingsgebied III. De seizoensale waterpeilschommelingen van piëzometer 117HB23 vertonen een zeer grillig seizoensloop. Men merkt dat een korte periode van sterke stijging onmiddellijk gevolgd wordt door een korte periode van sterke daling. Dat kan verklaard worden door een grote infiltratiesnelheid, waardoor het water vrij vlug de grondwater-tafel bereikt, en een kleine bergingscoëfficiënt nabij de watertafel.

Bij aanvulling zal de stijghoogte onmiddellijk toenemen, bij afvoer zal het waterpeil sterk dalen.

De andere piëzometers 117HB57, 117HB41, 117HB40 en 117HB38 vertonen gelijkaardige, zij het minder uitgesproken, stijghoogtesprongen als piëzometer 117HB23. Ze nemen af naar het centrum van het duingebied toe.

De piëzometers 117HB45, 117HB43, 117HB47 (fig. 6.38), 117HB63, 117HB61, 117DB16, 117HB22 en 117HB21 (fig. 6.39), 117IP1, 117HB60, 117HB66, 117HB59 en 117HB34 (fig. 6.40) liggen in het stromingsgebied I.a waar de afvoer vooral bepaald wordt door de waterwinning. De daling van de stijghoogte bedraagt 0,7 tot 1,5 m in de periode van 1 mei 1975 tot 1 november 1975. De stijging in de aanvullingsperiode 0,7 tot 1,2 m. De schommelingen nemen toe naarmate men de waterwinning nadert.

De piëzometers 117HB61, 117HB63 en 117DB16 worden bovendien beïnvloed door de waterpeilfluctuaties in het Langeleed. Dit is eveneens het geval met de waterstand van de piëzometer 193DB6 (fig. 6.41) in het overdekte waddenlandschap, die zich bevindt nabij een afwateringsgracht die in verbinding staat met het Langeleed. Het waterpeil stijgt er vlug in de herfst. Dat wijst terug op een geringe waarde van de bergingskoëfficiënt nabij de watertafel. Later in de herfst en in de winter blijft het peil min of meer konstant door de drainerende werking van de gracht.

De seizoenale fluctuaties in de piëzometers 117HB50 (fig. 6.42), 117HB51, 117IP3, 117HB48 (fig. 6.43), 117HB1, 117HB6, 117HB9, 117HB3, 117HB11 (fig. 6.44) worden slechts in geringe mate beïnvloed door de waterwinning. Ze liggen in het stromingsgebied I.b. Het enigszins grillige verloop wordt veroorzaakt door de getijwerking (op korte termijn). Tijdens de afvoerperiode van 1 januari 1975 tot 1 november 1975 bedroeg de daling 0,58 à 0,60 m, de stijging tijdens de aanvullingsperiode van 1 november 1975 tot 1 januari 1976, 0,29 à 0,40 m. De daling tijdens de afvoerperiode 1 januari 1976 tot 1 november 1976 varieerde er tussen 0,63 en 0,93 m, de stijging tijdens de opvullingsperiode 1 november 1976 tot 1 april 1977 van 0,48 tot 0,61 m.

De stijghoogte in de waterwinning en in de onmiddellijke omgeving van de zandgroeve worden rechtstreeks beïnvloed door de intensiteit van pumping. In de piëzometers 117HB62 en 193DB8 (fig. 6.45) nabij de zandgroeve merkt men vanaf november 1976 een sterke stijging, die aanhield tot 1 maart 1977. Deze stijging is grotendeels het gevolg van het stilleggen van de pumping in de zandgroeve op het einde van de maand oktober 1976.

De piëzometers 117DB8F1, -F2, -F3, -F4 (fig. 6.46), 117DB7F1, -F2, -F3, -F4 (fig. 6.47), 117DB6, 117HB44, 117HB32, 117HB33, 117HB31 (fig. 6.48) liggen in het waterwinningsgebied van de IWVA. De stijghoogteschommelingen in laag (4) weerspiegelen de intensiteit van pumping in deze laag. De stijghoogten in de lagen (2) en (3) worden eveneens zij het dan in geringere mate, door het pompdebiet beïnvloed. Soms treedt ook een vertraging van de minimum of maximum stand op ten opzichte van die in de laag (4). Die wijst erop dat de halfdoorlatende laag (3) in het waterwinningsgebied niet doorloopt. De piëzometer 117DB6 is voorzien van een filter die zowel de laag (4) als de lagen (3) en (2) aansnijdt. De gemeten stijghoogte in deze piëzometers is een stijghoogte die begrepen is tussen de stijghoogte in laag (4) en de stijghoogte van laag (2).

6.4, DE PERMEABILITEIT

Op grond van granulometrische analyses bepaalt men een benaderende waarde van de permeabiliteit. De pompproeven geven vooraf een idee van de gemiddelde horizontale permeabiliteit van een doorsnede van de watervoerende laag. Metingen in bronbuizen waarvan de filters in de verschillende afzettingen geplaatst zijn, verstrekken een inzicht in hun verschillende permeabiliteiten.

De aanwezigheid van de halfdoorlatende horizonten in de watervoerende laag werd door diepe boringen bepaald. Aanvullende inlichtingen over hun uitbreiding werden vooral verkregen door de interpretatie van de hydro-isohypsen van het studiegebied en de seizoenale waterpeilschommelingen.

6.4.1. DE HORIZONTALE PERMEABILITEIT

6.4.1.1. Terreingegevens

Onderaan bestaat de watervoerende laag uit middelmatig tot grof middelmatig zand (2). Uit de granulometrie is af te leiden dat de gemiddelde permeabiliteit 24 m/dag bedraagt. De pompproeven geven een kleiner waarde begrepen tussen 14 en 18 m/dag.

Op de middelmatige tot grof middelmatige zanden rust het klei-leemkomplex (3). Het is niet mogelijk om de permeabiliteit ervan uit de granulometrie of uit pompproeven af te leiden. Men mag aannemen dat de horizontale permeabiliteit zeer klein is ten opzichte van de andere lagen.

Op de lagen (2) en/of (3) rust middelmatig tot fijn middelmatig zand (4) met lenzen van fijn zand, die leem kunnen bevatten (4.1), (4.2), (4.3) en (4.4). De gemiddelde permeabiliteit van laag (4) is op 9m/dag te schatten. De permeabiliteit van de lenzen van sterk lemige fijne zanden (4.4) kan echter dalen tot 0,2 m/dag.

Tussen de peilen +1 en +4 ligt een klei-leemzandkomplex (5) dat lateraal grote facieswisselingen vertoont. Deze gaan van middelmatig en fijn middelmatig zand (5.3) tot sterk leemhoudend zand met dunne klei-leemlenzen en veen. De horizontale permeabiliteit varieert van 9 m/dag tot zeer kleine waarden. De laag (5) ligt in het overdekte waddenlandschap aan het oppervlak en komt in de duinen onder de duinzanden (6) voor.

De gemiddelde permeabiliteit van het duinzand bedraagt naargelang van de granulometrie 14 m/dag. Uit de pompproeven leidt men een permeabiliteit tussen 8 à 12 m/dag af voor de bovenste afzetting (4), (5) en (6).

6.4.1.2. De voorstelling in het model

Bij het opstellen van het model dienen de waarde voor de horizontale permeabiliteit in de XK- en YK-matrix bepaald te worden. De waarde $XK(I,K,J)$ is de gemiddelde horizontale permeabiliteit van een zijvlak met de x-koördinaten gelijk aan $I+1/2$. De waarde $YK(I,K,J)$ is de gemiddelde horizontale permeabiliteit van het zijvlak met y-koördinaten gelijk aan $K+1/2$. De som van de horizontale permeabiliteiten respectievelijk vermenigvuldigd met de hoogte van drie boven elkaar staande volume-elementen moet

overeenstemmen met de transmissiviteit van de watervoerende laag in deze richting op deze plaats.

In werkelijkheid varieert de horizontale permeabiliteit binnen deze aangenomen doorsnede in het model van 100 m op 10 m. Daarom kent men een gemiddelde horizontale permeabiliteit voor het zijvlak van het volume-element.

Doorsnijdt dat zijvlak echter een halfdoorlatende laag dan dient men de bouw van de eenheidscellen hieraan aan te passen. Het zou onjuist zijn het zijvlak van het volume-element zo te laten verlopen dat het de halfdoorlatende laag volledig snijdt. Hierdoor zou volgen dat de stijghoogte boven en onder deze halfdoorlatende laag gelijk is. Het is beter het basisvlak of het topvlak te laten samenvallen met de halfdoorlatende laag. De stijghoogte boven deze laag komt dan overeen met de stijghoogte van het bovenste volume-element, de stijghoogte onder deze laag met de stijghoogte van het onderste volume-element. De gemiddelde horizontale permeabiliteit van de twee volume-elementen dienen dan ook aangepast. In fig. 6.50 en 6.51 worden enkele voorbeelden aangegeven van de wijze waarop de waarde $XK(I,K,J)$ of $YK(I,K,J)$ afgeleid worden.

In fig. 6.52 , 6.53 en 6.54 worden de waarden van respectievelijk de horizontale permeabiliteiten $\{XK(I,K,2), XK(I,K,3)$ en $XK(I,K,4)$ aangegeven zoals ze als onafhankelijke veranderlijken in het model aangewend werden.

6.4.2. DE VERTIKALE PERMEABILITEIT

6.4.2.1. Terreingegevens

In horizontaal gelamelleerde zanden is de verticale permeabiliteit meestal veel kleiner dan de horizontale. Die anisotropie is voor de grondwaterstromingen minder belangrijk. In goed doorlatende afzettingen is de stroming immers hoofdzakelijk horizontaal zodat vooral de horizontale permeabiliteit belangrijk is. In halfdoorlatende lagen in tegendeel geschiedt de stroming vooral vertikaal zodat de verticale permeabiliteit hier bepalend is.

De verticale permeabiliteit verandert echter meestal van punt tot punt wegens laterale faciesverschillen; de afzettingen zijn meestal heterogeen anisotroop. De verticale stroming zal sterk beïnvloed worden door de verandering van de verticale permeabiliteit, zodat de hydraulische weerstand van een halfdoorlatende laag vooral bepaald wordt door de "weke" plaatsen in die laag. De waarden voor de hydraulische weerstand lopen sterk uiteen : voor een dunne veenlaag kan dat 20.000 dagen zijn, terwijl voor een kleilaag van verschillende meters dik tot amper 100 tot 200 dagen kan bedragen (E. SEYHAN, 1975).

Hieruit volgt dat men naast de ruimtelijke uitbreiding van de doorlatende afzettingen met hun horizontale permeabiliteiten ook zeer goed ingelicht moet zijn over de halfdoorlatende lagen met hun hydraulische weerstanden. Hiervoor doet men beroep op pompproeven, waterbalansmetodes en de studie van de stijghoogtekonfiguratie.

De ruimtelijke uitbreiding van de halfdoorlatende lagen in de nabijheid van de zee is af te leiden uit de stijghoogtefluctuaties tengevolge van de getijden. Vooral met behulp van de hydroisohypsen en de seizoenale waterpeilfluctuaties werd in eerste benadering de hydraulische weerstand en de laterale uitbreiding van de halfdoorlatende lagen bepaald. Door berekening met het model bepaalt men de onnauwkeurigheden van de eerste benadering. Bij terugkoppeling of feedback is vooral de verticale permeabiliteit $ZK(I,K,J)$ aan wijzigingen onderhevig.

6.4.2.2. Voorstelling in het model

Bij het opstellen van het model dienen de waarden voor de verticale permeabiliteit in de matrix ZK bepaald te worden. De waarde $ZK(I,K,J)$ is de gemiddelde verticale permeabiliteit van het topvlak met als z -koördinaten gelijk aan $J+1/2$. Het stelt de hoeveelheid water voor die per tijdseenheid zou stromen door een doorsnede gelijk aan een eenheid indien het stijghoogteverhang tussen de punten I,K,J en $I,K,J+1$ gelijk is aan de eenheid of indien het stijghoogteverschil tussen deze punten gelijk is aan 10 m. Hieruit blijkt dat $10/ZK(I,K,J)$, de hydraulische weerstand tussen de punten I,K,J en $I,K,J+1$, de som van de hydraulische weerstanden van de horizonten tussen deze twee punten is.

In werkelijkheid varieert de verticale permeabiliteit binnen de aangenomen doorsnede in het model van 100 m op 100 m. Daarom kent men een gemiddelde verticale permeabiliteit aan het topvalk van het volume-element toe. Indien een halfdoorlatende laag tussen de twee punten voorkomt dan is de hydraulische weerstand van deze laag veel groter dan de som van de hydraulische weerstanden van de doorlatende horizonten, zodanig dat men deze laatste kan verwaarlozen. De verticale permeabiliteit van deze laag kan dan afgeleid worden uit de hydraulische weerstand van de halfdoorlatende laag.

Indien de halfdoorlatende laag slechts over een gedeelte, $p(\%)$, van het beschouwde vlak voorkomt dient men eerst de hydraulische weerstand C_d te bepalen van de doorsnede waar de halfdoorlatende laag niet voorkomt en de hydraulische weerstand C_h waar deze wel voorkomt. Met de onderstaande formules leidt men de overeenkomende verticale permeabiliteiten af.

$$k_d^v = \frac{10}{C_d} \quad \text{en} \quad k_h^v = \frac{10}{C_h}$$

De gemiddelde verticale permeabiliteit van het topvlak met als z-koördinaten $J+1/2$ tussen de volume-elementen met als centra (I,K,J) en $(I,K,J+1)$ is dan :

$$ZK(I,K,J) = \frac{(100-p) \cdot k_d^v + p \cdot k_h^v}{100}$$

In fig. 6.55 en 6.56 worden respectievelijk de verticale permeabiliteiten $ZK(I,K,2)$ en $ZK(I,K,3)$ die als onafhankelijke veranderlijken in het tweede subsysteem aangewend werden. Voor $ZK(I,K,2)$ werd vooral rekening gehouden met het al of niet voorkomen van de halfdoorlatende laag (2), voor $ZK(I,K,3)$ waren vooral de halfdoorlatende lagen (4.4) en (5.2) van belang.

6.5. DE BERGING

De berging van de freatische laag is de hoeveelheid water die geleverd wordt door drainering onder invloed van de zwaartekracht, door samendrukking van de watervoerende laag en door uitzetting van het water wanneer de druk in het grondwater vermindert. In het model wordt deze berging weergegeven door het invoeren van twee parameters, nl. de specifieke elastische bergingscoëfficiënt en de bergingscoëfficiënt nabij de watertafel.

De specifieke elastische bergingskoëfficiënt kan afgeleid worden uit de elastische bergingskoëfficiënt bepaald bij de bemalingsproeven. De faktor varieerde er tussen $0,7 \cdot 10^{-3}$ en $11,5 \cdot 10^{-3}$. Door deze faktor te delen door de dikte van de verzadigde zone bekomen we de specifieke elastische bergingskoëfficiënt. Voor de specifieke elastische bergingskoëfficiënt werd in het model een waarde $2 \cdot 10^{-4} \text{ m}^{-1}$ aangenomen. Het grootste deel van de berging van de freatische laag wordt geleverd door de zwaartekrachtdrainering.

De bergingskoëfficiënt nabij de watertafel kan op verschillende wijzen afgeleid worden. Men kan deze bepalen uit het laatste segment van de tijd-afpomplingskurve. Daar de pompproeven echter over een relatief korte periode geschieden, en daar de stijghoogten meestal variaties vertonen afhankelijk van andere factoren zoals een veranderende lekfaktor en een veranderende transmissiviteit, die niet nauwkeurig te bepalen zijn, is het niet gemakkelijk nauwkeurig het laatste stuk van de bemalingskurve te interpreteren.

De faktor is ook af te leiden uit de pF-kurve van een monster van de zone waarin de watertafel fluktueert. Deze methode kon niet toegepast worden omdat de nodige instrumenten ontbraken.

Uit de studie van de seizoenale waterpeilschommelingen te Sint-André, nabij het waterwinningsgebied van de IWVA werd voor de bergingskoëfficiënt nabij de watertafel een waarde van 0,165 bepaald (LEBBE, L., niet gepubliceerd).

De bergingskoëfficiënt nabij de watertafel kan men ook onrechtstreeks uit de granulometrische analyses afleiden met behulp van de grafiek van ECKIS (fig. 6.57).

De watertafel fluktueert in het studiegebied in drie verschillende lagen : in het onderste gedeelte van de duinzanden (6), in de laag (5) en in het bovenste gedeelte van de laag (4). De aktieve korreldiameter van de gekummuleerde kurve, die met de grootste fraktie aanvangt, d_{90} , van de duinzanden varieert tussen de waarden 1,9 en 2,1 ϕ . Uit de grafiek van ECKIS (fig. 6.57) volgt voor de bergingskoëfficiënt nabij de watertafel, S_0 , een waarde begrepen tussen 0,20 en 0,22. Voor de laag (4) varieert de d_{90} van 1,8 tot 2,45 ϕ waaruit volgt dat S_0 schommelt tussen 0,235 en 0,165. De meeste monsters van deze laag hebben een d_{90} begrepen tussen 2,1 en 2,45 ϕ wat overeenstemt met een waarde voor S_0 .

van 0,20 tot 0,165. Voor de laag (5) varieert de d_{90} tussen 2,1 en 4,7 ϕ waaruit volgt dat S_o verandert tussen 0,20 en zeer kleine waarden.

In het model zou naargelang de watertafel van de een naar de andere laag beweegt ook de bergingskoëfficiënt nabij de watertafel moeten variëren. De verschillende lagen komen zeer diskontinu in het studiegebied voor zodat een variërende bergingskoëfficiënt in het model zou moeten ingevoerd worden die afhankelijk zou zijn zowel van de plaats als van de waterstand op een bepaald tijdstip. Daar dit het model onnodig zou verzwaren werd slechts één vaste waarde gekozen nl. 0,18. De studie van de seizoensale waterpeilschommelingen heeft aangetoond dat in het overdekte wadden-landschap de bergingskoëfficiënt nabij de watertafel beduidend kleiner is.

6.6. DE WINNING EN LOZING VAN WATER

In het studiegebied werden tijdens de studieperiode op twee plaatsen belangrijke hoeveelheden water opgepompt. Het belangrijkste gebied is het waterwinningsgebied van de Intercommunale Waterleidingsmaatschappij van Veurne-Ambacht, dat vanaf 22 februari 1967 in gebruik genomen werd. Uit 100 filterputten wordt door middel van hevelleidingen water naar de centrale zuigput gevoerd. Het water wordt gestuurd naar een automatisch zuiveringsstation, waar vooral het ijzer uit het water verwijderd wordt. Door beluchting wordt het neergeslagen samen met ander kolloïden en fijne deeltjes. Deze gel wordt van het water gescheiden op een filterbed van verschillende grintlagen. Na een tijd vormt zich een film op het filterbed die zijn doorlaatbaarheid sterk beperkt. Deze film wordt periodisch verwijderd door lucht en vervolgens zuiver water in de omgekeerde richting door het grintbed te sturen. Het bruine spoelwater wordt nabij het waterzuiveringsstation in het duingebied geloosd.

Van de opgepompte hoeveelheid water wordt ongeveer 4% als spoelwater gebruikt. De infiltratie van dit geloosde water wordt in het model opgenomen door het toekennen van positieve waarden aan de matrix $W(I,K,J)$ voor drie bovenste volume-elementen ($J=4$) in de nabijheid van het pompstation. Voor de waterwinning wordt verondersteld dat iedere pompput ongeveer eenzelfde hoeveelheid water leverde en dat het water gewonnen werd uit de volume-elementen met centrum op -10. Bijgevolg worden negatieve waarden

toegekend aan de matrix $W(I,K,J)$ voor de volume-elementen ($J=3$) in de waterwinning gelegen. Deze waarden zijn evenredig met het aantal putten die in een volume-element voorkomt. De hoeveelheden zuiver water geleverd door het waterwinningsgebied van De Panne zijn aangegeven in tabel 6.6. Dit is dan 96% van de hoeveelheden die uit de putten gewonnen worden.

In de zandgroeve "Drie Vijvers" wordt eveneens water opgepompt. Bij de aanvang van de studie was de bemaling reeds bezig. Aanvankelijk gebeurde de bemaling met slechts een pomp, die een debiet van $75 \text{ m}^3/\text{uur}$ leverde. De pumping geschiedt automatisch om het water in de zandgroeve beneden een bepaald peil te houden.

Naarmate de uitdieping van de zandgroeve vorderde werd een tweede en een derde pomp (debiet $75 \text{ m}^3/\text{uur}$) bijgeplaatst. Tijdens deze studie werd het waterpeil in de zandgroeve niet opgemeten. Eveneens was het moeilijk om de hoeveelheid water te bepalen die uit het gebied van de zandgroeve gepompt werd. Het water werd via het Langeleed in het kanaal Nieuwpoort-Duinkerke geloosd.

In het model werd verondersteld dat het peil van het Langeleed geen invloed heeft in het bemalingsgebied van de zandgroeve en dat bijgevolg geen voeding plaatsgrijpt vanuit het Langeleed. Verder werd er verondersteld dat het water opgezogen werd uit vier naast elkaar liggende kolommen volume-elementen ter hoogte van de zandgroeve. De winning van zand en bijgevolg de bemaling werden stopgezet op het einde van de maand oktober van 1976. In het model werd vanaf 1 november geen water meer onttrokken uit de volume-elementen. Door het feit dat het zand in de zandgroeve weggenomen werd zou de bergingscoëfficiënt nabij de watertafel in deze groeve de waarde 1 moeten hebben bij het terugstijgen van het water in de zandgroeve. Hiermee werd echter in het model geen rekening gehouden.

Tabel 6.6 - Waterwinning "Westhoek" De Panne - Hoeveelheid gepompt water vanaf 22.2.67 (begin der pompingen) in m³
Gegevens van de Intercommunale Waterleidingmaatschap-
pij van Veurne-Ambacht, Oostduinkerke

	1967	1968	1969	1970	1971
januari		39.812	55.559	38.471	52.516
februari	11.077	33.811	48.810	59.041	54.825
maart	70.961	37.458	56.062	63.121	62.675
april	47.357	49.988	60.568	64.218	85.543
mei	69.092	44.117	60.228	73.612	69.160
juni	67.902	61.374	67.221	67.160	59.649
juli	83.296	86.857	116.255	98.280	96.261
augustus	82.238	86.198	124.875	132.454	90.002
september	45.624	66.543	61.527	90.020	64.835
oktober	43.832	61.520	63.249	63.270	44.432
november	40.975	62.818	57.642	51.094	45.846
december	39.822	60.447	48.270	65.816	46.932
Totalen	602.176	690.943	820.266	866.557	772.676

	1972	1973	1974	1975	1976
januari	38.204	57.440	60.868	69.614	67.711
februari	35.805	54.962	51.001	62.194	67.747
maart	53.715	76.872	54.893	74.986	78.422
april	55.664	74.495	84.997	76.593	94.633
mei	59.227	63.056	78.069	79.030	86.567
juni	61.519	93.233	88.296	92.391	140.491
juli	97.165	130.320	154.326	161.119	217.942
augustus	83.824	144.163	182.675	193.050	182.026
september	57.718	79.780	96.292	101.899	100.235
oktober	47.958	41.048	76.311	81.911	76.390
november	46.054	48.821	71.797	76.074	77.378
december	46.551	60.406	81.213	76.733	80.998
Totalen	683.406	929.596	1.080.738	1.145.594	1.270.540

6.7. DE RANDVOORWAARDEN

Bij de opbouw van het model wordt verondersteld dat de grenzen aan weerszijden van de I-rijen stroomlijnen zijn. Deze kunnen als horizontaal ondoorlatende grenzen beschouwd worden daar loodrecht op deze stroomlijnen de stroming gelijk is aan nul. Daarom stellen we de horizontale permeabiliteit $YK(1,K,J)$ en $YK(i+1,K,J) = 0$.

De grenzen van de K-rijen worden gevormd door enerzijds de zee en anderzijds het overdekte waddenlandschap. In het model laten we deze overeenkomen met vaste potentiaalgrenzen. Zoals vastgesteld bij de studie van de stijghoogte kunnen we aannemen dat de stijghoogte onder het strand konstant is en niet onderhevig is aan seizoenale fluktuaties. De stijghoogte onder het hoogstrand wordt in het model op 4,15 konstant gehouden.

In het overdekte waddenlandschap wordt het peil rond 3,15 konstant gehouden. In de omgeving van de zandgroeve wordt het rond 2,50 m O.P. konstant gehouden.

6.8. RESULTATEN

6.8.1. DE STIJGHOOGTEN OP DE PEILEN 0, -10 EN -20

Als afhankelijke veranderlijke van het tweede subsysteem wordt de matrix van de stijghoogte $F(I,K,J,T)$ verkregen. Deze matrix stelt de configuratie van de stijghoogten voor van het studiegebied op welbepaalde tijdstippen. Voor een bepaald tijdstip neemt T een vaste waarde aan. De stijghoogten respektievelijk op het peil -20 en -10 zijn degene waarbij $J = 2$ en $J = 3$.

De matrix bij $J = 4$ geeft de stijghoogten van de grondwatertafel aan. Op de meeste plaatsen stemmen deze overeen met die op het peil 0. Wanneer echter de halfdoorlatende laag (5.1) in het model opgenomen is, wordt de watertafel aangegeven door de stijghoogte boven deze laag, waarvan de top op +4 voorkomt.

De stijghoogteconfiguratie afgeleid uit de veldwaarnemingen van 1 juni 1975 en aangewend in het tweede subsysteem als onafhankelijke veranderlijke, wordt samen met de als afhankelijke veranderlijke bekomen stijghoogten $F(I,K,J,T)$ voorgesteld in de figuren 6.58 tot 6.80.

Waar geen halfdoorlatende lagen voorkomen zijn de stijghoogten op alle diepten gelijk. Waar men die wel aantreft zijn de stijghoogten verschillend.

6.8.2. BALANS VAN DE VERZADIGDE ZONE

Uit de konfiguratie van de stijghoogten kan men een maandelijks hydrologische balans van de grondwaterstromingen in de verzadigde zone opstellen. Hierbij zijn O_{zee} en O_{pol} de hoeveelheden water die per maand respectievelijk in de richting van de zee en in de richting van de polders vloeien. De maandelijks hoeveelheid water in de richting van de polders over de eerste kilometer vanaf de westelijke rand van het studiegebied wordt aangeduid door O_{pol1} , de rest door O_{pol2} . Wegens de zandwinning aan de westelijke rand geschiedt de stroming aan deze grens van het model in de richting van het studiegebied zodanig dat O_{pol1} negatieve waarden aanneemt. O_{pomp} en O_{zand} zijn de hoeveelheden water die respectievelijk uit de waterwinning en uit de zandwinning gepompt worden. O_{tot} is de totale hoeveelheid water die maandelijks het studiegebied verlaat.

De hoeveelheid water, die maandelijks naar de grondwatertafel infiltreert in het studiegebied, wordt aangeduid door I . De hoeveelheid water die maandelijks opgeborgen of afgegeven wordt door de freatische laag van het studiegebied wordt aangeduid door D -berging (tabel 6.7).

6.8.3. FEEDBACK OF TERUGKOPPELING

Bij vergelijking van de berekende stijghoogte en van de veldwaarnemingen stelt men afwijkingen vast. De grootste treden op in het stromingsgebied (I). De stijghoogte in het stromingsgebied (I_b) daalt in de eerste maanden vlugger in het model dan in werkelijkheid. In dit gebied komt de halfdoorlatende laag (5.2) tussen de peilen +4 en +1 voor. Deze ligt op geringe diepte, d.w.z. op minder dan 2,5 m onder de grondwatertafel. Hierdoor is het moeilijk om met de formules, opgesteld voor de bovenste volume-elementen, en rekening houdend met een gemiddelde horizontale permeabiliteit de grondwaterstromingen op korrekte wijze te simuleren.

Tabel 6.7 : Balans van de verzadigde zone van het studiegebied

maand	Opoll	Opol2	Opol	Gzee	Opomp	Ozand	Otot	I	D-Berging
Jaar	in	in	in	in	in	in	in	in	in 1000 m ³
	1000	1000	1000	1000	1000	1000	1000	1000	maand
	m ³ /	m ³ /	m ³ /	m ³ /	m ³ /	m ³ /	m ³ /	m ³ /	
	maand	maand	maand	maand	maand	maand	maand	maand	
7-75	- 1	+ 45	+ 44	+ 48	+ 105	+ 356	+ 356	0	+ 352
8-75	- 23	+ 18	- 5	+ 37	+ 179	+ 120	+ 331	0	+ 324
9-75	- 32	+ 8	- 24	+ 30	+ 98	+ 94	+ 197	0	+ 188
10-75	- 33	+ 1	- 32	+ 23	+ 75	+ 72	+ 138	0	+ 126
11-75	- 17	+ 34	+ 17	+ 59	+ 76	+ 73	+ 226	+1159	- 919
12-75	- 13	+ 42	+ 29	+ 82	+ 77	+ 74	+ 262	+ 310	- 32
1-76	- 14	+ 34	+ 20	+ 75	+ 68	+ 65	+ 228	+ 180	+ 40
2-76	- 14	+ 31	+ 16	+ 69	+ 68	+ 62	+ 218	+ 189	+ 22
3-76	- 18	+ 23	+ 5	+ 57	+ 90	+ 86	+ 237	0	+ 227
4-76	- 25	+ 16	- 9	+ 44	+ 95	+ 91	+ 221	0	+ 206
5-76	- 29	+ 11	- 18	+ 35	+ 87	+ 83	+ 186	0	+ 172
6-76	- 42	+ 8	- 34	+ 32	+ 185	+ 143	+ 334	0	+ 320
7-76	- 47	+ 0	- 47	+ 19	+ 218	+ 145	+ 335	0	+ 329
8-76	- 54	- 6	- 59	+ 12	+ 182	+ 121	+ 256	0	+ 241
9-76	- 50	- 11	- 61	+ 7	+ 100	+ 67	+ 113	0	+ 104
10-76	- 39	- 0	- 39	+ 0	+ 76	+ 51	+ 89	+ 237	- 134
11-76	- 16	+ 17	+ 1	+ 40	+ 77	0	+ 118	+ 905	- 774
12-76	+ 0	+ 23	+ 23	+ 57	+ 81	0	+ 161	+ 301	- 127
1-77	+ 13	+ 36	+ 50	+ 73	+ 70	0	+ 192	+ 743	- 540
2-77	+ 19	+ 41	+ 60	+ 82	+ 70	0	+ 212	+ 460	- 239
3-77	+ 21	+ 40	+ 62	+ 80	+ 80	0	+ 222	+ 276	- 42

In het model werd een te grote horizontale permeabiliteit voor deze volume-elementen aangenomen en is wellicht de aangenomen uitbreiding van de halfdoorlatende laag te klein. Doordat de stijghoogte boven de laag (5.2) bij de berekeningen te vlug gaat dalen wordt een abnormale grote hoeveelheid water naar de waterwinning gedraineerd. Dit heeft als gevolg dat de stijghoogte in de waterwinning onmiddellijk na de eerste berekende maand reeds te hoog is.

In het centrum van de waterwinning is de berekende stijghoogte reeds na een maand 0,50 m te hoog. Na enkele maanden verkleint de afwijking; op het einde van de maand september is de afwijking het kleinst. De afwijking tussen de berekende stijghoogte en de waargenomen stijghoogte vergroot merkbaar in de eerste maand van de heropvulling; gedurende de daarop volgende maanden van heropvulling blijft ze konstant. De afwijking in het centrum van de waterwinning neemt af gedurende de afvloeiperiode en de periode van intense pompingen en wordt nul op het einde van de maand augustus 1976. Na de intense pomping neemt de afwijking terug geleidelijk toe totdat ze terug in de eerste maand van de heropvullingsperiode 1976-77 plots sterk vergoot om dan gedurende de volgende maanden van heropvulling min of meer konstant te blijven. Men kan deze afwijking verklaren door een te snelle drainering in het model ter hoogte van de laag (5.2) naar de waterwinning en een enigszins te kleine bergingscoëfficiënt S_0 .

Aan de zuidelijke rand van het waterwinningsgebied, ter hoogte van de boring 117HB32, 117HB34, 117HB59 en 117DB6, blijft een afwijking tussen de waargenomen en de berekende stijghoogte van circa 1 m bestaan. Dit is waarschijnlijk te wijten aan het feit dat aan de halfdoorlatende laag een te kleine zuidelijke uitbreiding in het model toegekend werd. Het is echter niet uitgesloten dat meer water geput wordt uit de zuidelijke dan uit de centrale putten van de waterwinning. Ook is de stijghoogte in de polders te hoog.

In de polders tegenover de waterwinning is de berekende stijghoogte 0,40 tot 1,15 m te hoog. De afwijkingen zijn hier het grootst tijdens de afvloeiperiode. Dit komt hoofdzakelijk doordat een vaste potentiaalgrens verondersteld wordt aan de zuidelijke begrenzing van het model in de polders. In werkelijkheid

is dit niet het geval. Uit de veldwaarnemingen blijkt immers een duidelijke seizoenale stijghoogteschommeling.

De afwijkingen aan de grens tussen de stromingsgebieden (Ia) en (II) zijn op dezelfde wijze te verklaren. Vooral in de afvloeiperiodes 1975 en 1976 zijn de afwijkingen het grootst.

Midden in het stromingsgebied II en in het stromingsgebied III blijven de verschillen tussen de waargenomen en de berekende stijghoogten zeer beperkt. Zij bedragen maximaal 0,30 m. In de nabijheid van de zandwinning, ter hoogte van handboring 117HB62 merkt men grotere afwijkingen. Deze worden veroorzaakt door het feit dat de stijghoogte aan de zuidelijke grens van het model gedurende de grootste tijd van de berekening te hoog gehouden werd en dat de debieten in de zandwinning bij benadering geschat werden. Deze afwijkingen zijn het meest uitgesproken naarmate men de zandwinning nadert.

Bij deze eerste berekening met het model komen de onjuiste veronderstellingen die gemaakt werden bij het opstellen van de onafhankelijke veranderlijken van het model tot uiting. Door het aanpassen van deze onjuiste veronderstellingen zal men bij een volgende reeks berekeningen tot een nog betere overeenstemming komen tussen de laatste resultaten en de waarden waargenomen op het veld. Bij een goede overeenkomst kan dat model dan gebruikt worden om de invloed van de kunstmatige ingrepen op de grondwaterstroming te bepalen. Bij gebrek aan tijd was het echter niet mogelijk een eerste aanpassing van de onafhankelijke veranderlijken of de zgn. feedback of terugkoppeling door te voeren. Daar de bekomen balans van gebied afhankelijk is van de onjuiste veronderstellingen die er gemaakt werden is het nodig er een korrektie op te maken. Door de toepassing van het principe van de superpositieit kan men een benaderde korrektie berekenen.

Men superponeert een continue stroming door het model vanaf de zee naar de polders. Hierbij wordt de stroming konstant gehouden zodat deze op de berging in het model geen invloed heeft. Deze stroming zal een peilverschil teweegbrengen dat overeenkomt met het verschil tussen de waargenomen peilen in de polders en het berekende peil aan de rand van het model. Tabel 6.8 geeft deze

berekende stroming aan die respektievelijk van de zeewaartse stroming en van de stroming in de richting van de polders moet afgetrokken en bijgeteld worden. De verbeterde stroming in de richting van de zee en de polder worden eveneens in deze tabel 6.8 voorgesteld.

Tabel 6.8 - Korrektie van de stromingen in het studiegebied door superpositie van een konstante stroming, Q const, in het model die een verhang veroorzaakt dat gelijk is aan het verschil tussen het waargenomen en de berekende stijghoogten, I verschil.

Maand Jaar	I ver- schil in m	Q const. in 1000 m ³ / maand	Opol in 1000 m ³ /dag		Ozee in 1000 m ³ /dag	
			Berekend	Gekorri- geerd	Berekend	Gekorri- geerd
7-75	0,40	5	+44	+49	+48	+43
8-75	0,55	7	- 5	+ 2	+37	+30
9-75	0,60	8	-24	-16	+30	+22
10-75	0,60	8	-32	-24	+23	+15
11-75	0,40	5	+17	+22	+59	+54
12-75	0,35	5	+29	+34	+82	+77
1-76	0,50	7	+20	+27	+75	+68
2-76	0,50	7	+16	+23	+69	+62
3-76	0,50	7	+ 5	+12	+57	+50
4-76	0,50	7	- 9	- 2	+44	+37
5-76	0,60	8	-18	-10	+35	+27
6-76	0,90	12	-34	-22	+32	+20
7-76	1,15	15	-47	-32	+19	+ 4
8-76	1,15	15	-59	-44	+12	- 3
9-76	1,00	13	-61	-48	+ 7	- 16
10-76	0,85	11	-39	-28	0	-11
11-76	0,60	8	+ 1	+ 9	40	+32
12-76	0,40	5	+23	+28	57	+52
1-77	0,40	5	+50	+55	73	+68
2-77	0,40	5	+60	+65	82	+77
3-77	0,40	5	+62	+67	80	+75

Voor het hydrologische jaar 1975-1976 krijgt men volgende balans, die loopt van 1 oktober 1975 tot 30 september 1976, voor het studiegebied die omschreven wordt door het mathematisch model.

<u>Inkomend water</u>	<u>Uitgaand water</u>	
Aanvulling van grondwater 204 mm	Zeewaartse stroming	45 mm
	Polderwaartse stroming	-7,1 mm
	Opgepompt water	
	- in waterwinning	147 mm
	- in zandwinning	120 mm

Bergingsverandering : 100 mm bergingsvermindering

Dat hydrologische jaar is gekenmerkt door een geringe aanvulling van het grondwater. Deze aanvulling is bovendien voor meer dan de helft gebeurd in de eerste maand van de aanvullingsperiode wat een sterke grondwaterstijging in deze maand voor gevolg had. Deze grondwaterstijging had een relatief sterke zeewaartse en landwaartse stroming voor gevolg reeds vanaf het begin van de aanvullingsperiode. Door de sterke bemaling in de zandgroeve heeft men een weinig nettostroming vanuit het poldergebied naar het studiegebied. In dat hydrogeologische jaar heeft men bijgevolg een bergingsvermindering van ± 100 mm.

Uit het model kan men eveneens de grootte van de zeewaartse stroming afleiden. Deze bedraagt $405.000 \text{ m}^3/\text{jaar}$ over de ganse doorsnede van het model voor het hydrogeologische jaar 1976-1977. Dit betekent een gemiddelde van $3,75 \text{ m}^3/\text{jaar}$ door een doorsnede van de watervoerende laag gelijk aan 1 m^2 . Nemen we bij benadering een porositeit van 0,33 aan, waardoor de waterbeweging in de watervoerende laag plaatsvindt, dan bekomen we een snelheid van het water van 11 m/jaar of gemiddeld $\pm 1 \text{ m}$. Door het voorkomen van het infiltrerend zeewater op het strand wordt de afvoerdorsnede voor het zoete duinwater ongeveer voor de helft beperkt waardoor men hier een verdubbeling van de afvoersnelheid van het water kan verwachten.

Uit de veldwaarnemingen en de resultaten van het model blijkt dat deze zeewaartse stroming sterk kan variëren met de verschillende seizoenen. Zo blijkt dat gedurende de afvloeiperiode

een landwaartse stroming kan plaats hebben aan de grenzen van het model die onder het strand gelegen is. Deze landwaartse stroming is gelukkig eerder beperkt in grootte en tot een relatief korte periode. Deze stroming was echter wel het grootst onder het strandgedeelte die het dichtst bij de waterwinning gelegen is. Wellicht is dat feit de verklaring waarom de zout-zoetwaterovergangszone onder het strand in dat laatste gebied dieper gelegen is dan in het westelijke deel van het studiegebied.

7. BESLUIT

Een dicht net van boringen en het sedimentologische onderzoek van talrijke monsters hebben geleid tot een vrij gedetailleerd beeld van de opbouw van het freatische reservoir. Onderaan begrensd door het nagenoeg ondoorlatend Ieperiaankleisubstraat vertoont het reservoir een duidelijke gelaagdheid. Het onderste gedeelte van de watervoerende laag bestaat meestal uit middelmatig tot grof middelmatig zand. Hierop rust plaatselijk een complex waarin een kleilig en een lemig facies te onderscheiden zijn. Het kleilig facies komt meestal voor in geulen, die ingesneden zijn, in de onderliggende afzetting. Het lemig facies is minder dik, men treft het aan op een vervlakking van de onderliggende afzetting rond het peil -18. In het noordelijk gedeelte van het onderzoeksgebied ontbreekt meestal dat klei-leemcomplex. De volgende laag bestaat uit middelmatig tot fijn middelmatig zand, die plaatselijk zeer veel leem bevat. Hierop rust een complex, dat zowel zand, klei, leem als veen bevat. Tenslotte treft men het duinzand aan.

Door de aanwezigheid van diskontinue halfdoorlatende lagen in het reservoir wordt soms een halfartesische toestand geschapen. De ruimtelijke verbreiding en de hydraulische weerstand van de halfdoorlatende lagen werden in eerste benadering bepaald door de studie van de stijghoogten in ruimte en in tijd. Deze werden verwerkt op maandelijks hydro-isohypsenkaarten. Vastgesteld werd dat de stijghoogtefluctuaties, voortvloeiend uit de getijdebeweging, door de halfdoorlatende lagen naar boven toe sterk tot volledig gedempt worden.

Het zijn vooral de ondiepe halfdoorlatende lagen die de vorm van de grondwatertafel beïnvloeden. Uit de vorm kan men drie grote stromingsgebieden afleiden waarin de grondwaterstroming in de richting van respectievelijk de zee, de polders en de waterwinning van de IWVA geschiedt.

De grootte van deze hoofdzakelijk horizontale stromingen wordt vooral bepaald door de transmissiviteit van de watervoerende laag. Deze parameter werd afgeleid uit pompproeven. Deze wezen op een grotere transmissiviteit in het noordelijke duingebied, zoals voorspeld uit het sedimentologische onderzoek.

De voeding van het freatisch reservoir gebeurt uitsluitend door de infiltratie van regenwater. Uit de meteorologische gegevens werd de potentiële evapotranspiratie berekend volgens de methode van PENMAN. Een maandelijks balans van de bodemwaterhuishouding werd opgesteld rekening houdend met een aantal bodemkarakteristieken. Uit deze gegevens, die lopen over een periode van 20 jaar is een voedingscoëfficiënt van 0,40 af te leiden. Deze stemt vrij goed overeen met de waarde 0,38 bepaald volgens de methode van SCHOELLER, die steunt op een vergelijking van het chloorgehalte van het regenwater met dat van het duinwater.

Uit het chemische onderzoek valt verder af te leiden dat het regenwater tijdens de infiltratie doorheen de onverzadigde zone vooral calcium en bicarbonaten opneemt. Op plaatsen waar de watertafel door bemaling sterk verlaagd werd bevat het duinwater aan de topzone van de watervoerende laag veel ijzer en sulfaten. Het zoete duinwater stroomt ondergronds gedeeltelijk in de richting van de zee, gedeeltelijk in de richting van de polders. Onder het strand bevindt zich boven de zoete waterlaag een oppervlakkige zoute waterlaag, die door zeewaterinfiltratie gevoed wordt. Zowel het zoute als het zoete water hebben een zeewaarts gerichte stroming. In het oosten waar de zeewaartse stroming van het zoete water minder groot is door de waterwinning is de oppervlakkige zoute waterlaag dikker. De grens van de diepe zoute waterlaag, die wigvormig onder de zoete waterlaag verloopt, ligt waarschijnlijk ten noorden van de vloedlijn.

In het westelijke deel van het studiegebied stroomt het duinwater grotendeels in de richting van de polders. In het oostelijke deel daarentegen stelt men vast dat, als gevolg van de wateronttrekking door IWVA, de grondwaterstroming geschiedt vanuit de polders naar de duinen. Dit is af te leiden uit het verhang van de watertafel en uit de chemische samenstelling van het water.

In de polders van het overdekte waddenlandschap wordt de grillige zoet-zoutwaterverdeling bepaald zowel door litologische als door hydrologische factoren. In natuurlijke omstandigheden is die zoet-zoutwaterverdeling weinig of niet onderhevig aan seizoenale invloeden. De wateronttrekking in de zandgroeve heeft tijdelijke een sterke kunstmatige stroming veroorzaakt en kan plaatselijk hierop wel een invloed uitgeoefend hebben.

Het is mogelijk gebleken alle waarnemingen te verwerken in een mathematisch model. Hiermee werd een beter inzicht verkregen in de opbouw van het reservoir en de grootte van de stromingen. Zo werd de grondwaterbalans opgesteld voor het hydrologisch jaar, dat loopt van 1 oktober 1975 tot 30 september 1976. Volgens deze bedroeg de aanvulling van het grondwater 204 mm, de zeewaartse stroming 45 mm, de polderwaartse stroming -7,1 mm, de wateronttrekking door IWVA 147 mm, de wateronttrekking in de zandgroeve 120 mm; dat betekent dat de berging in het gebied met 100 mm verminderde. Uit het model is ook af te leiden dat in 1976-1977 een zeewaartse zoetwaterstroming van 405.000 m³/jaar over de ganse doorsnede van het model plaatsgreep. Met een porositeit van 0,33 betekent dit dat het water zich met een snelheid van circa 11 m per jaar beweegt. De snelheid van het water neemt toe omdat de doorsnede zeewaarts afneemt wegens de bovenste zoute waterlaag.

De bruikbaarheid van het mathematisch model voor de hydrogeologische toestand van de Westhoek werd duidelijk aangetoond. Rekening houdend met ekologische en economische factoren kan het model aangewend worden voor een optimaal beheer van de watervoorraden in dit gebied. De berekeningswijze voor het model kan echter ook toegepast worden op tal van andere hydrologische problemen, zoals de interpretatie van bemalingsproeven, de verwerking van de getijschommelingen, het bepalen van de zeewaartse grondwaterstromingen voorbij de vloedlijn, het evalueren van de stromingen in de onverzadigde zone.

REFERENTIES

- AMERYCKX, J. (1959). De ontstaangeschiedenis van de zeepolders. *Biekorf* 60, 377-400.
- ARCHIE, G.E. (1942). The electrical resistivity log as an aid in determining some reservoir characteristics. *A.I.M.E. Techn. Pap.* 1422, 54-62.
- BAETEMAN, C., LAMBRECHTS, G. & PAEPE, R. (1974). Autosnelweg Brugge-Calais. Boringen en Geologisch Profiel. Sectie : Veurne-Franse grens. *Prof. Pap. Serv. Géol. Belg.* 1974, nr. 2, 55 p.
- BOULTON, N.S. (1963). Analysis of data from non-equilibrium pumping tests allowing for delayed yield from storage. *Proc. Inst. Civ. Eng.* 26, 469-482.
- CHRISTIAENS, L. (1976). *Luchtfotografische studie van de evolutie van de kust ten westen van De Panne en tussen Bredene en Wenduine.* p. 40. Gent : Geologisch Instituut - Rijksuniversiteit. (Verh. Lic. Aard- en Delfstofk.).
- COOPER, H.H., KOHOUT, F.A., HENRY, H.R. & GLOVER, R.E. (1964). Seawater in coastal aquifers. *U.S. Geol. Surv. Wat. Sup. Pap.* 1613-C, 1-84.
- DAKHNOV, V.N. (1962). Geophysical well logging. *Quart. Colorado School Min.* 57, 1-445.
- DAUCHOT-DEHON, M. & HEYLEN, J. (1969). Koolstof-14 datering van schelpen en veen uit het oostelijke Kustgebied (België). *Natuurwet. Tijdschr.* 51, 138-140.
- DE BEER, E. (1971). *Grondmechanica, Deel III. Het water in de grond*, p. 11. Antwerpen, : Standaard.
- DE BREUCK, W., DE MOOR, G. & MARECHAL, R. (1969). Litostratigrafie van de kwartaire sedimenten in het Oostelijke Kustgebied. *Natuurwet. Tijdschr.* 52, 105-136.
- DE MOOR, G. & DE BREUCK, W. (1969). De freatische waters in het Oostelijke Kustgebied en in de Vlaamse Vallei. *Natuurwet. Tijdschr.* 51, 3-68.
- DE MOOR, G. & DE BREUCK, W. (1973). Sedimentologie en stratigrafie van enkele pleistocene afzettingen in de Belgische kustvlakte. *Natuurwet. Tijdschr.* 55, 3-96.
- DE RIDDER, N.A., VAN VOORTHUYSEN, J.H., VAN DER GRIENT, BELTMAN, J.H. & VAN 'T LEVEN, J.A. (1957). *Agrohydrologische profielen van Zeeland*, 's Gravenhage : Ministerie van Landbouw, Visserij en Voedselvoorziening.

- DE RIDDER, N.A. & WIT, K.E. (1965). A comparative study on the hydraulic conductivity of unconsolidated sediments. *J. Hydrol.* 3, 180-206.
- DOMENICO, P.A. (1972). *Concepts and models in groundwater hydrology*, p. 220. New York : McGraw-Hill.
- DOUGLAS, J. & RACHFORD, H.H. (1956). On the numerical solution of heat conduction problems in two and three space variables. *Trans. Am. Math. Soc.* 92, 421-439.
- EDELMAN, J.H. (1972). *Groundwater hydraulics of extensive aquifers*. p. 31. Wageningen : International Institute for Land Reclamation and Improvement. (Bul. 13).
- FOLK, R.L. & WARD, W.C. (1957). Brazos River bar : a study in the significance of grain size parameters. *J. Sed. Petrol.* 27, 3-26.
- FREEZE, R.A. & WITHERSPOON, P.A. (1966). Theoretical analysis of regional groundwater flow, I : Analytical and numerical solution of the mathematical model. *Wat. Resources Res.* 2, 641-656.
- FREEZE, R.A. & WITHERSPOON, P.A. (1967). Theoretical analysis of regional groundwater flow, II : Effect of water table configuration and subsurface permeability variations. *Wat. Resources Res.* 3, 623-634.
- FREEZE, R.A. & WITHERSPOON, P.A. (1968). Theoretical analysis of regional groundwater flow, III : Quantitative interpretation. *Wat. Resources Res.* 4, 581-590.
- HILL, H.J. & MILBURN, J.D. (1956). Effect of clay and water salinity on electro-chemical behavior of reservoir rocks. *Trans. A.I.M.E.* 207, 1-65.
- KELLER, G.V. (1968). Electrical prospecting for oil. *Quart. Colorado School Min.* 63, 1-268.
- KRUMBEIN, W.C. (1934). Size frequency distribution of sediments. *J. Sed. Petrol.* 4, 65-77.
- MARECHAL, R. (1953). Ontstaan en Morphologie van de Golf van Lo. *Natuurwet. Tijdschr.* 35, 159-166.
- MASCH, F.D. & DENNY, K.J. (1966). Grain-size distribution and its effect on the permeability of unconsolidated sands. *Wat. Resources Res.* 2, 665-677.
- MOOD, A.M. & GRAYBILL, F.A. (1961). *Introduction to the theory of statistics*, p. 351. New York : MacGraw-Hill.

- MOORMANN, F.R. (1951). De Bodemgesteldheid van het Oudland van Veurne Ambacht. *Natuurwet. Tijdschr.* 33, 3-124.
- PAEPE, R. (1960). La plaine maritime entre Dunkerque et la frontière belge. *Tijdschr. Belg. Veren. Aard. Stud.* 29, 47-66.
- PAEPE, R. (1971). Autosnelweg Brugge-Calais. *Prof. Pap. Serv. Géol. Belg.* 1971, nr. 9, 1-59.
- PAEPE, R., VANHOORNE, R. & DERAYMAEKER, D. (1972). Eemian Sediments near Bruges (Belgian coastal plain). *Prof. Pap. Serv. Géol. Belg.* 1972, nr. 9, 1-13.
- PATNODE, H.W. & WYLLIE, M.R.J. (1950). The presence of conductive solids in reservoir rocks as a factor in electric log interpretation. *A.I.M.E. Techn. Pap.* 2797/Petrol. *Trans. A.I.M.E.* 189, 47-52.
- PINDER, G.F. & BREDEHOEFT, J.D. (1968). Application of the digital computer for aquifer evaluation. *Wat. Resources Res.* 4, 1069-1093.
- SCHITTEKAT, J. (1972). *Etude sédimentaire et hydrogéologique à Oostduinkerke*, p. 40. Liège : Université de l'Etat. (Trav. Fin Etud. Univ. Liège).
- SCHOELLER, M. (1960). Teneurs mensuelles et annuelles en chlore d'eau de la pluie dans le Bassin d'Aquitaine. *Ass. Int. Hydrol. Sci. Publ.* 53, 343-350.
- SEYHAN, E. (1975). *Fundamentals of Hydrology*, p. 207. Utrecht : Geografisch Instituut - Rijksuniversiteit.
- STAKMAN, W.P. (1974). Measuring soil moisture. In : *Surveys and investigations*. p. 221-251. Wageningen : International Institute for Land Reclamation and Improvement. (Publ. 16, vol. III).
- STEGGEWENTZ, J.H. (1933). *De invloed van de getijbeweging van zeeën en getijrivieren op de stijghoogte van grondwater*, Delft : W.D. Meinema. (Thesis).
- TAVERNIER, R. (1947). L'évolution de la plaine maritime belge. *Bull. Soc. belge Géol. Paléont. Hydrol.* 55, 106-125.
- TAVERNIER, R. & de HEINZELIN, J. (1962). De Cadmiu-lagen van West-Vlaanderen. *Natuurwet. Tijdschr.* 44, 49-58.
- TAYLOR, D.W. (1948). *Fundamentals of soil mechanics*, London : Chapman-Hall.

- VAN DER KAMP, G.S.J.P. (1973). *Periodic Flow of Groundwater*.
121 p. Amsterdam : Vrije Universiteit (Verh. Doc.
Wisk. en Natuurwet.).
- VANHOORNE, R. (1962). Het interglaciale veen te Lo. *Natuurwet.
Tijdschr.* 44, 58-64.

AA:IVULLENDE BIBLIOGRAFIE

- BITTINGER, M.W., DUKE, H.R. & LONGENBAUGH, R.A. (1967). Mathematical simulations for better aquifer management. *Publ. Int. Ass. Sci. Hydrol.* 72, 509-519. (Hydrol. Symp. on Artificial Recharge and Management of Aquifers, Haifa).
- BREDEHOEFT, J.D. & YOUNG, A.Y. (1970). The temporal allocation of groundwater - A simulation Approach. *Wat. Resources Res.* 6, 3-21.
- DE BREUCK, W. (1972). *Hydrogeologie*. 70 p. Gent : Geologisch Instituut - Rijksuniversiteit.
- DEPRET, M. (1976). *Geologische detailstudie van de oppervlakkige lagen te Gent (Sint-Pieters-Aalst)* 92 p. Gent : Geologisch Instituut - Rijksuniversiteit. (Verh. Lic. Aard- en Delfstofk.).
- DE WIEST, R.J.M. (1967). *Geohydrology*. 366 p. New York : J. Willey.
- DE WIEST, R.J.M. (1969). *Flow through porous media*. 530 p. New York : Academic Press.
- DIELEMAN, P.J. & DE RIDDER, N.A. (1964). *Studies of salt and water movement in the Bol Guini Polder, Chad Republic*, 40 p. Wageningen : International Institute for Land Reclamation and Improvement (Bul. 5).
- DORN, S.W. & MCCracken, D.D. (1972). *Numerical Methods with Fortran IV case Studies*. 447 p. New York : John Wiley & Sons, Inc.
- FRANCESCHI, G. (1975). *Geologische studie van de oppervlakkige lagen op het kaartblad Houtave*. 127 p. Gent : Geologisch Instituut - Rijksuniversiteit. (Verh. Lic. Aard- en Delfstofk.).
- KRUSEMAN, G.P. & DE RIDDER, N.A. (1970). *Analyses and evaluation of pumping test data*. 200 p. Wageningen : International Institute for Land Reclamation and Improvement.
- LAFITTE, P. (1972). *Traité d'informatique Géologique*. 624 p. Paris : Masson & Cie.
- LEBBE, L. (1973). *Hydrogeologisch onderzoek van het duingebied te Oostduinkerke*. 105 p. Gent : Geologisch Instituut - Rijksuniversiteit. (Verh. Lic. Aard- en Delfstofk.).

- PEETERS, A. (1975). *Hydrogeologisch onderzoek te Zandvoorde - Oudenburg*. 104 p. Gent : Geologisch Instituut - Rijksuniversiteit. (Verh. Lic. Aard- en Delfstofk.).
- REMSON, I., HORNBERGER, G.M. & MOLZ, F.J. (1971). *Numerical Methods in Subsurface Hydrology with an introduction to the finite element method*, 369 p. New York : Wiley-Interscience.
- SCHOELLER, H. (1962). *Les eaux souterraines*. 642 p. Paris : Masson & Cie.
- TODD, D. (1959). *Ground Water Hydrology*. 336 p. New York : John Wiley.
- VAN DER BEKEN, A., BEECKMANS, B. & MEERSSEMAN, M. (1976). De hydrologische karakteristieken van een stroomgebied verwerkt met de computer. *Natuurwet. Tijdschr.* 58, 157-182.
- VANDOOOLAEGHE, M. (1974). *Hydrogeologisch onderzoek in het duingebied te Nieuwmunster*. 112 p. Gent : Geologisch Instituut - Rijksuniversiteit. (Verh. Lic. Aard- en Delfstofk.).
- VANNIEUWENBORG, H. (1973). *Hydrogeologisch onderzoek van de freatische waterlaag in het kustgebied ter hoogte van de grensscheiding Blankenberge-Brugge*. 117 p. Gent : Geologisch Instituut - Rijksuniversiteit. (Verh. Lic. Aard- en Delfstofk.).
- VERPUYT, A. (1970). *Theory of Groundwater Flow*, 190 p. London : Macmillan.
- YOUNG, D. (1954). Iterative methods for solving partial difference equations of elliptic type. *Trans. Amer. Math. Soc.* 76, 92-111.

D/1978/1180/3

RIJKSUNIVERSITEIT GENT
Fakulteit van de Wetenschappen

HYDROGEOLOGIE VAN HET DUINGEBIED TEN WESTEN VAN DE PANNE

Luc LEBBE

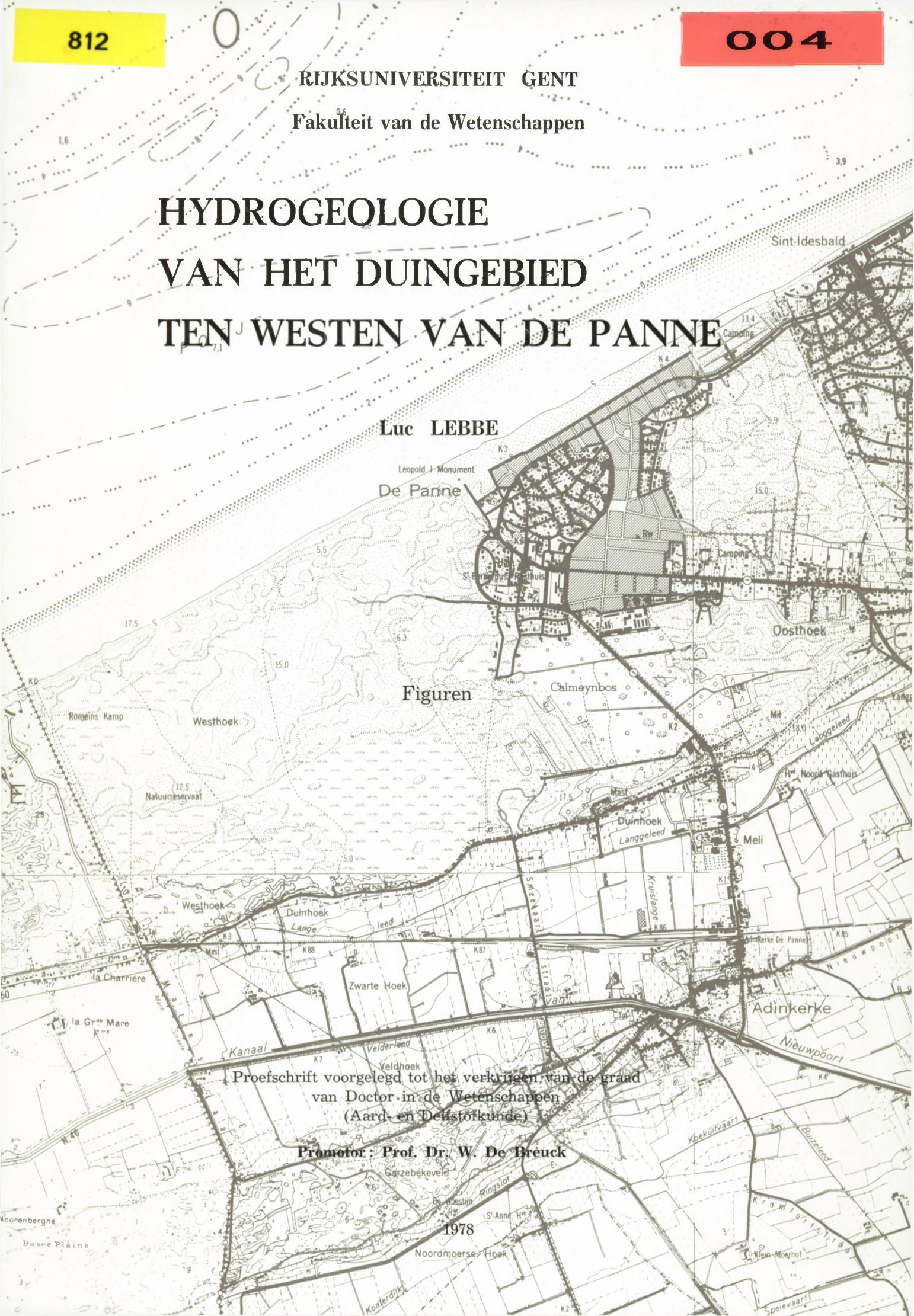
Leopold I Monument
De Panne

Figuren

Proefschrift voorgelegd tot het verkrijgen van de graad
van Doctor in de Wetenschappen
(Aard- en Delfstofkunde)

Promotor: Prof. Dr. W. De Bréuck

1978



RIJKSUNIVERSITEIT GENT
Fakulteit van de Wetenschappen

HYDROGEOLOGIE VAN HET DUINGEBIED TEN WESTEN VAN DE PANNE

Luc LEBBE

Figuren

Proefschrift voorgelegd tot het verkrijgen van de graad
van Doctor in de Wetenschappen
(Aard- en Delfstofkunde)

Promotor : Prof. Dr. W. De Breuck

1978

UNIVERSITEIT GENT
RCMG-Seismostratigrafie
inventarisnummer :
RCMG 812 deel 2

HOOFDSTUK 3

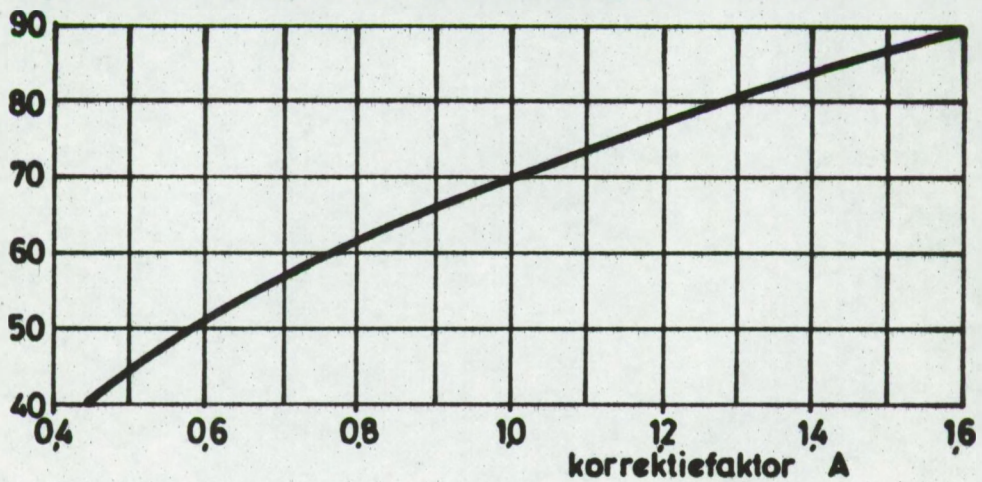
SEDIMENTOLOGISCH ONDERZOEK

Figuren 3.1 tot 3.20

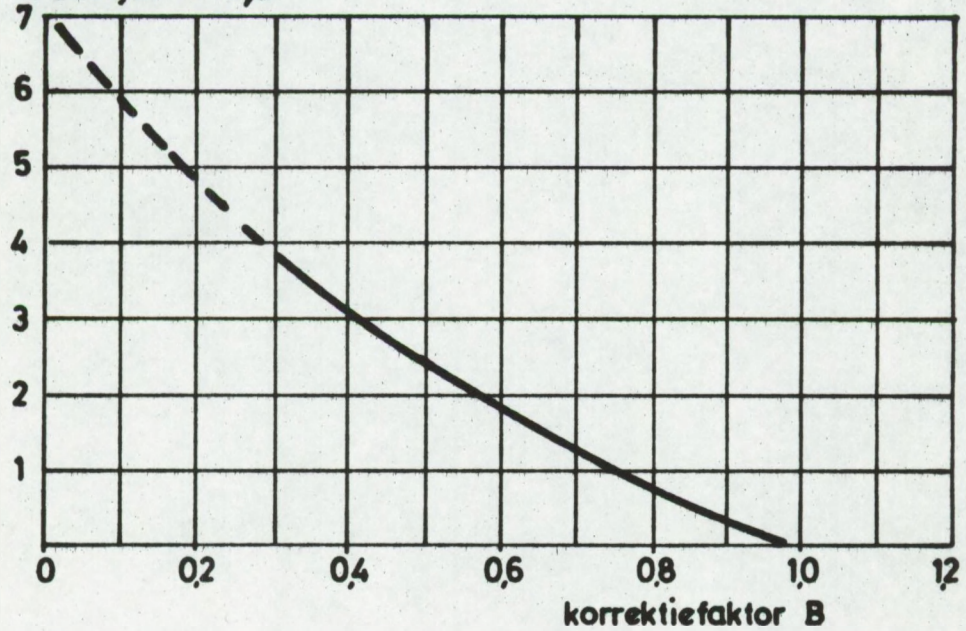
N O O R D Z E E



% gewichtpercentage van de drie belangrijkste frakties



% deeltjes $< 16\mu$



% grint $> 2\text{ mm}$

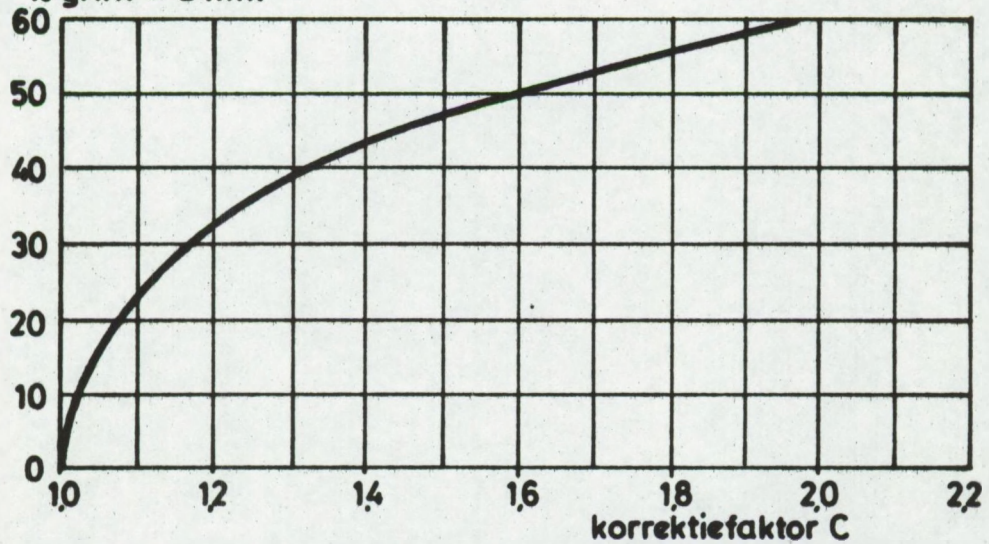


Fig.3.2. Korrektiefactoren voor de bepaling van de permeabiliteit van zanden uit korrelgrootte analyses

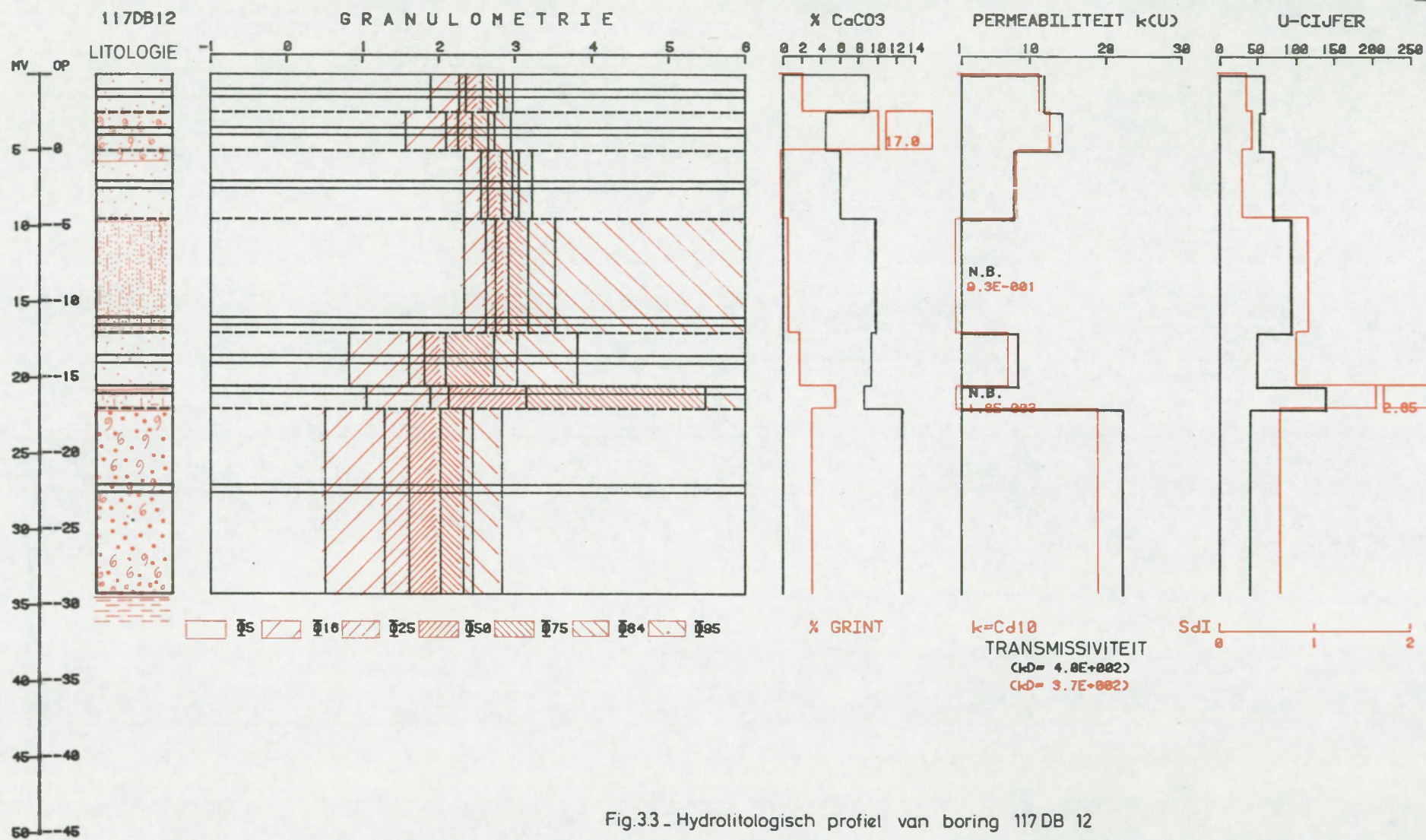


Fig.33 - Hydrolitologisch profiel van boring 117DB 12

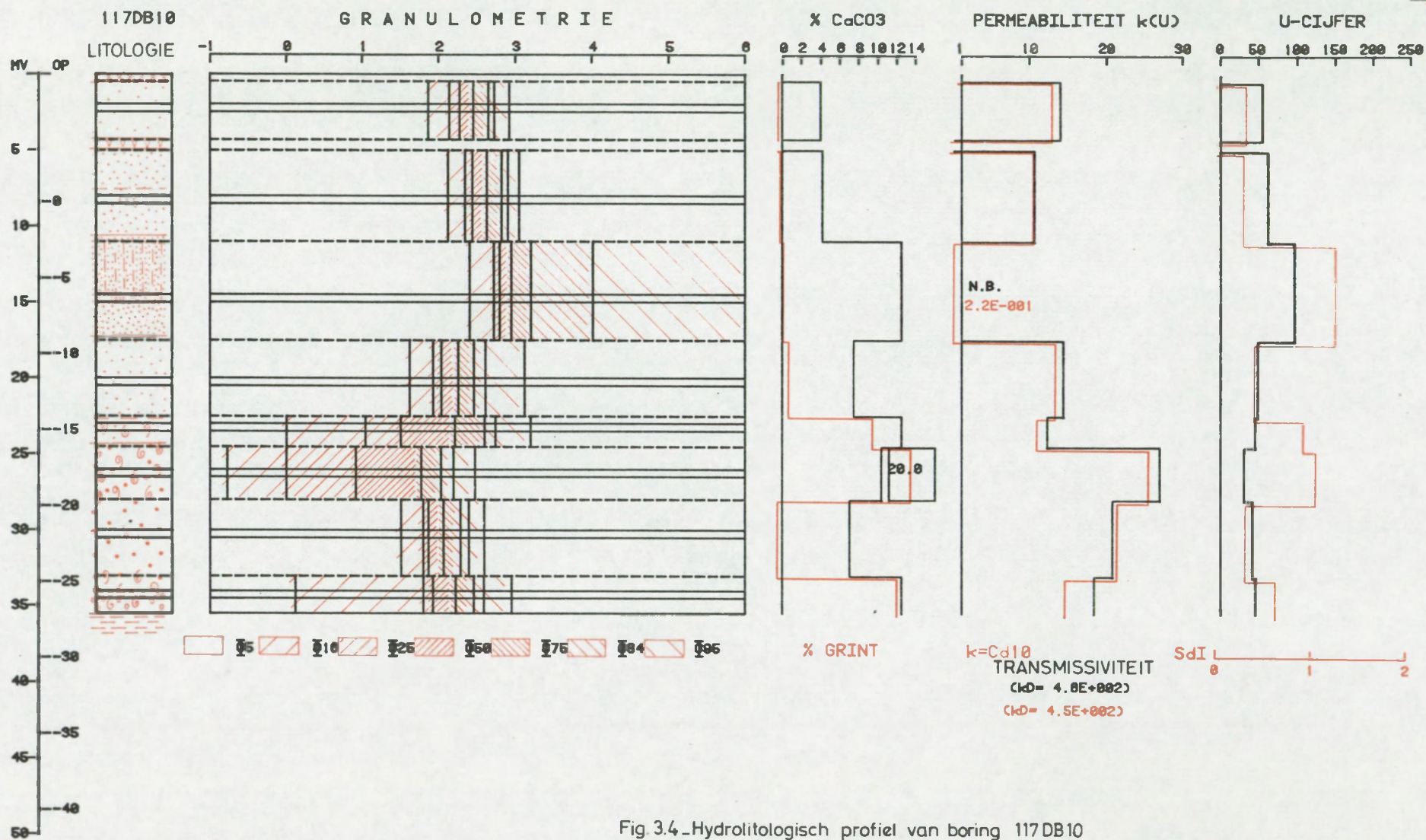
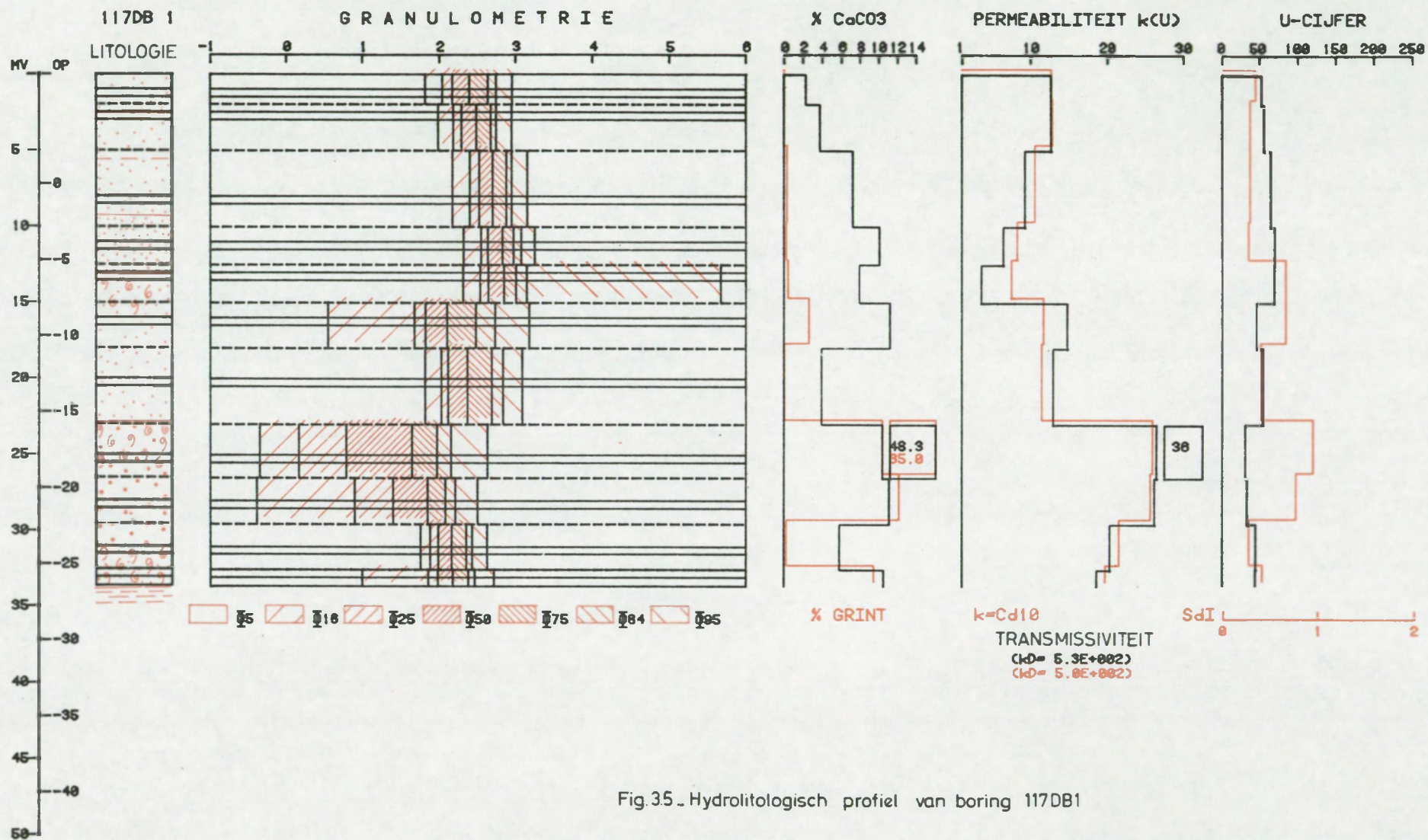


Fig 3.4 _Hydrolitologisch profiel van boring 117DB10



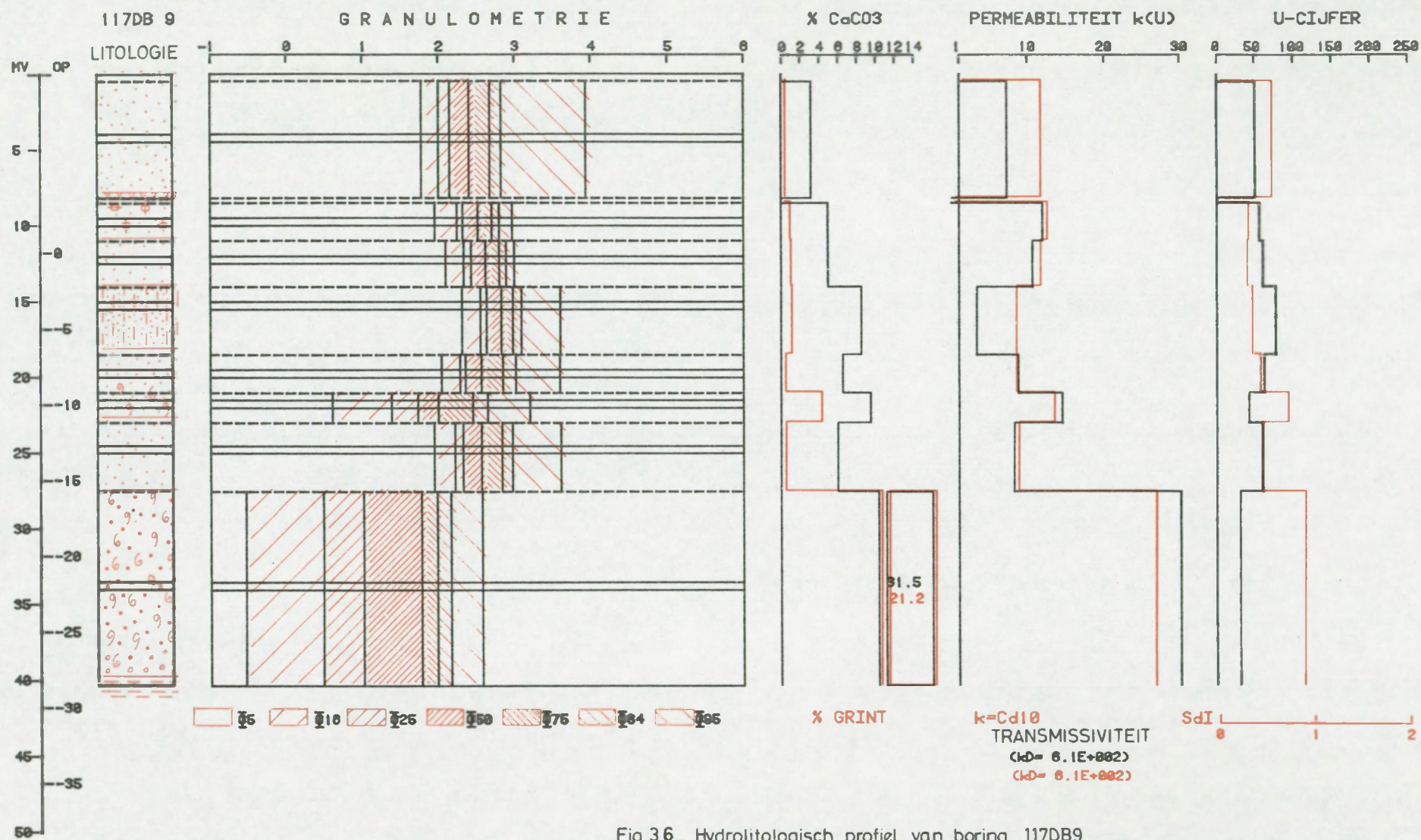


Fig 3.6 - Hydrolitologisch profiel van boring 117DB9

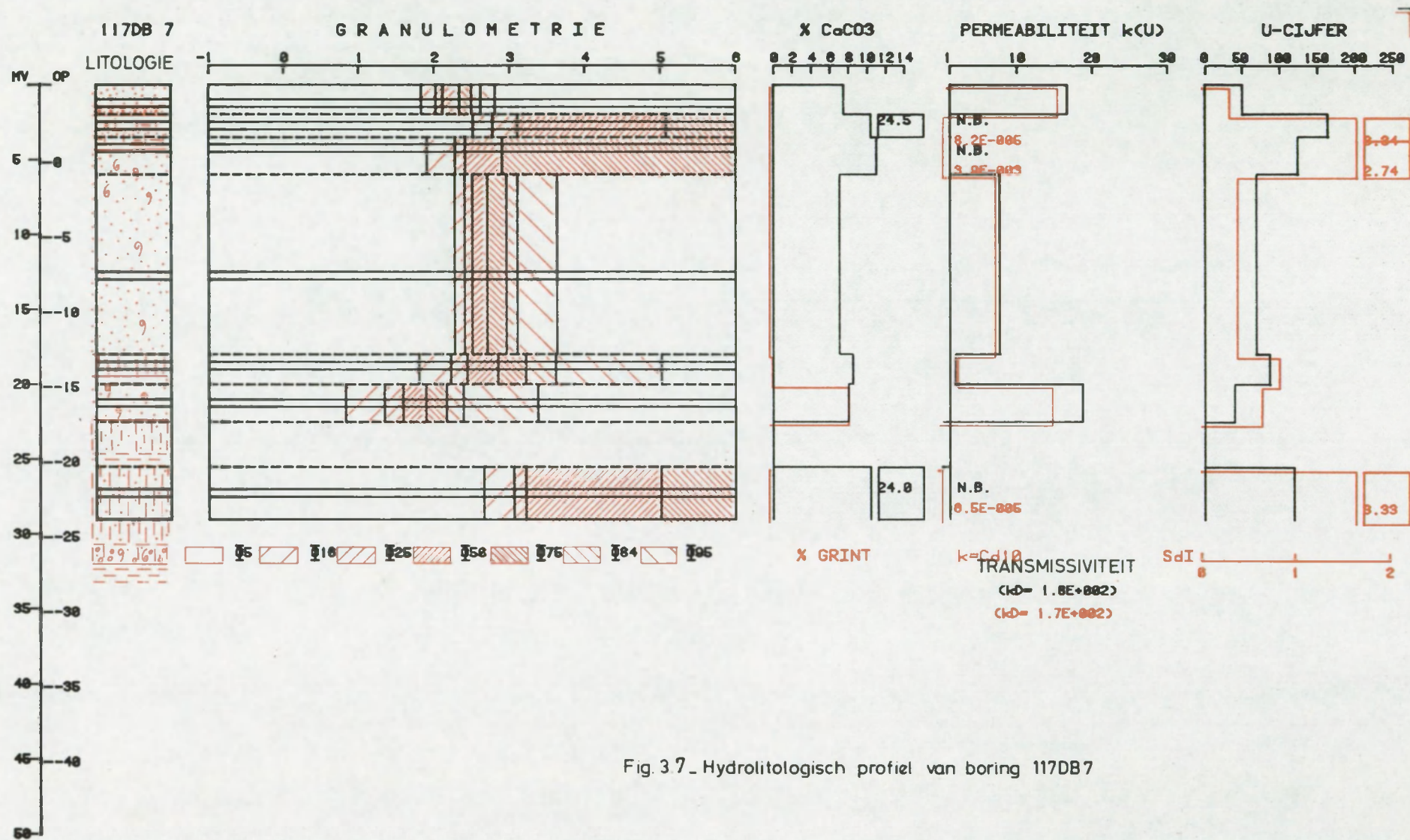
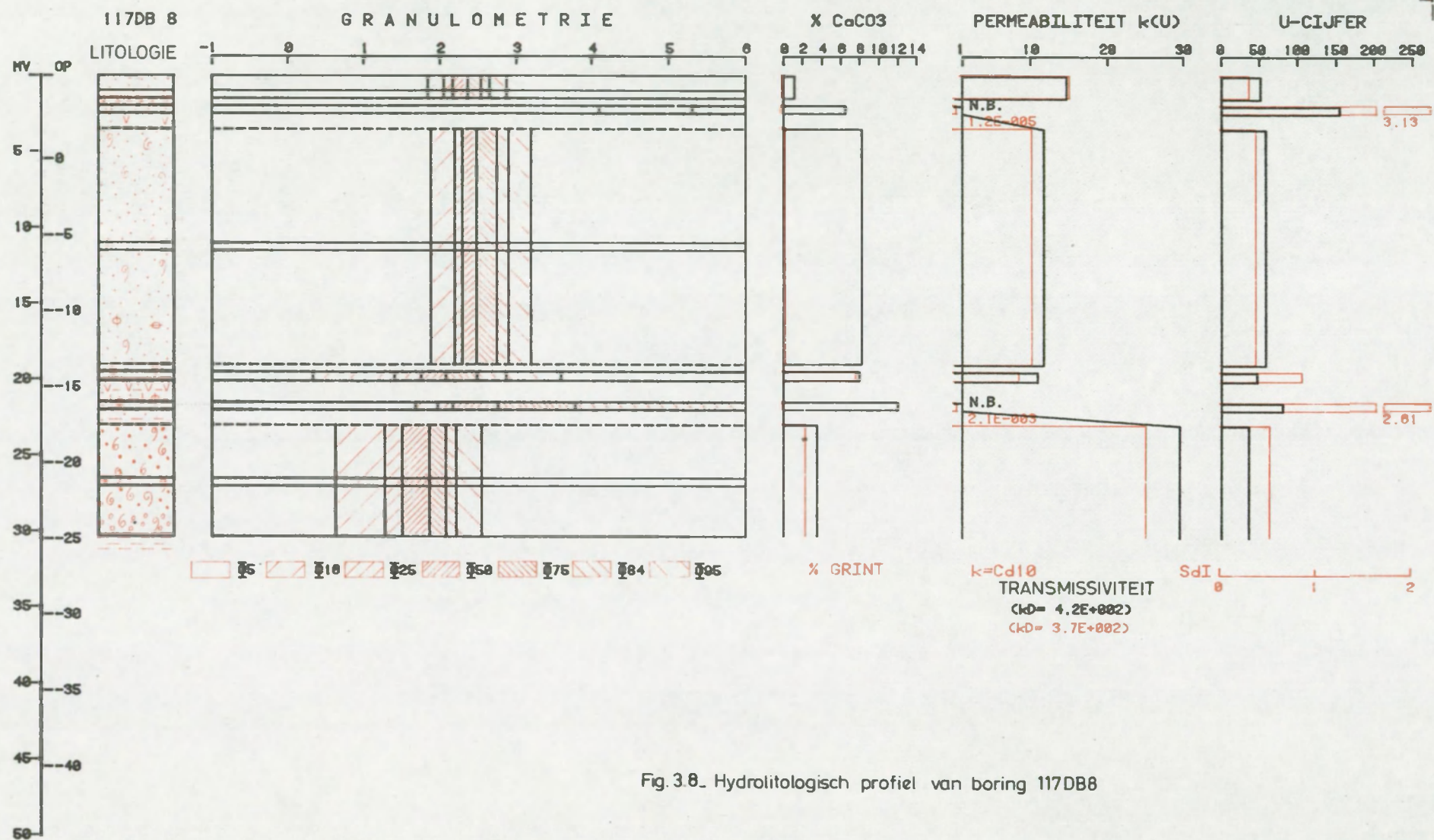


Fig. 3.7 - Hydrolitologisch profiel van boring 117DB7



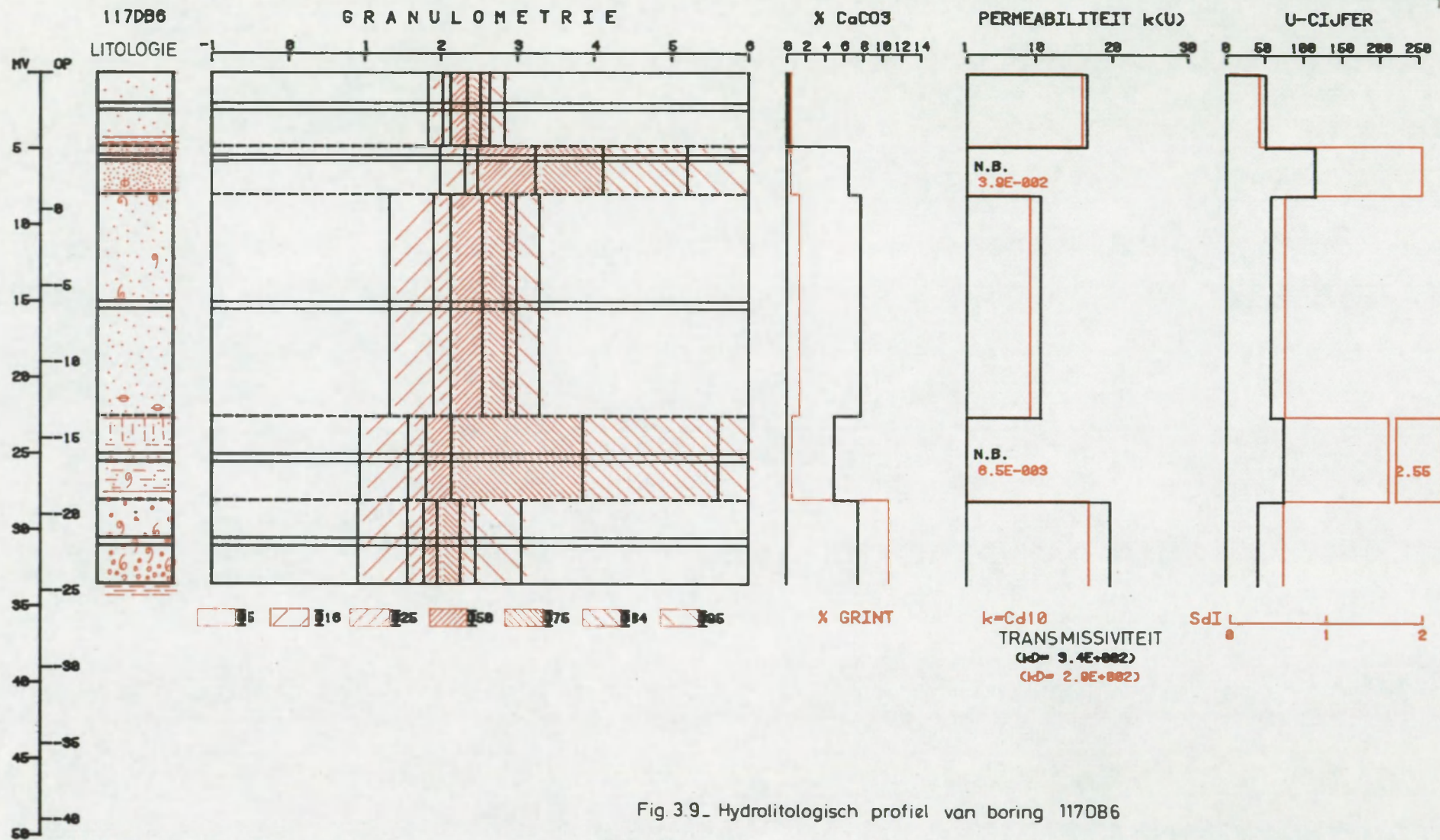
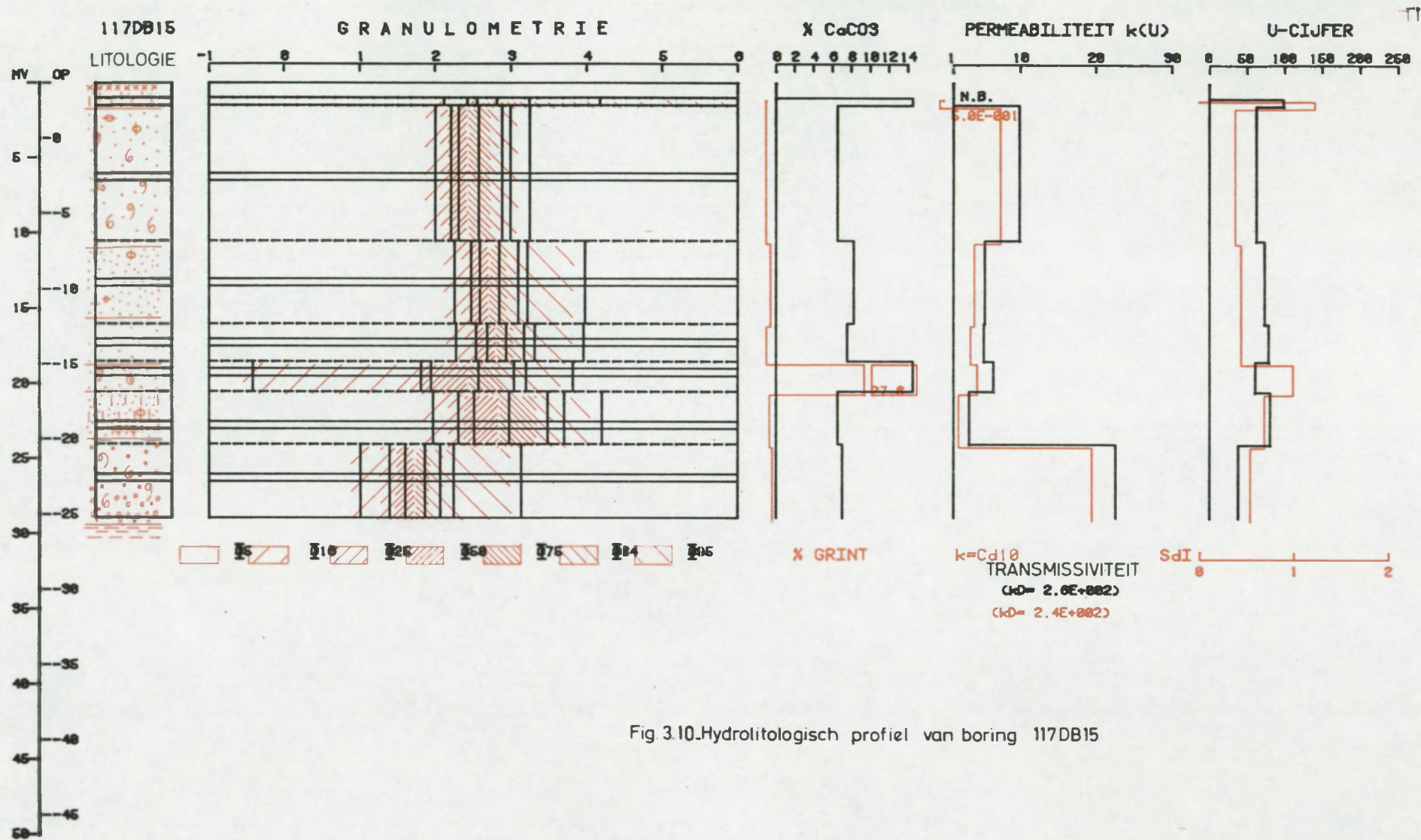


Fig. 3.9. Hydrolitologisch profiel van boring 117DB6



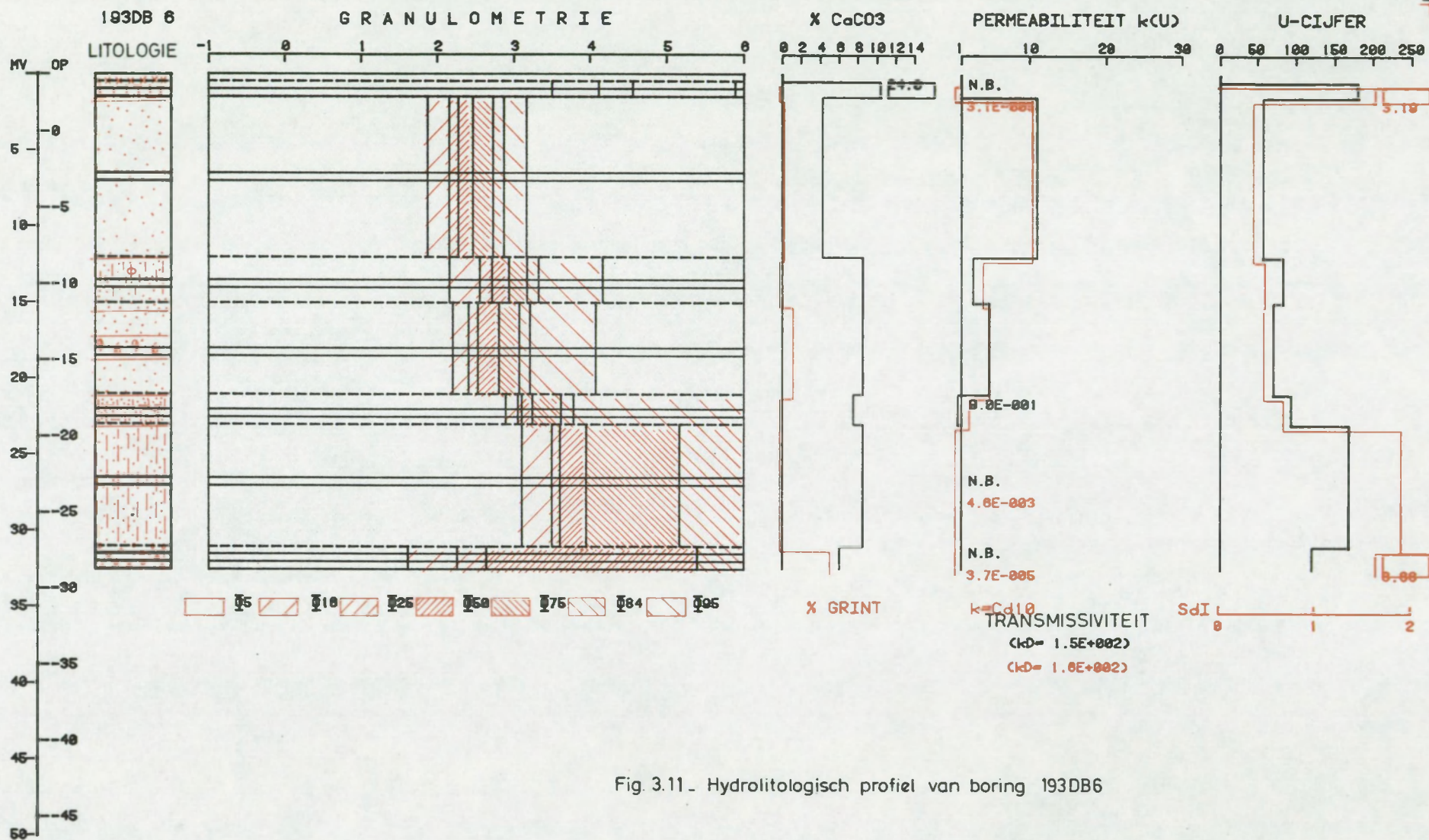
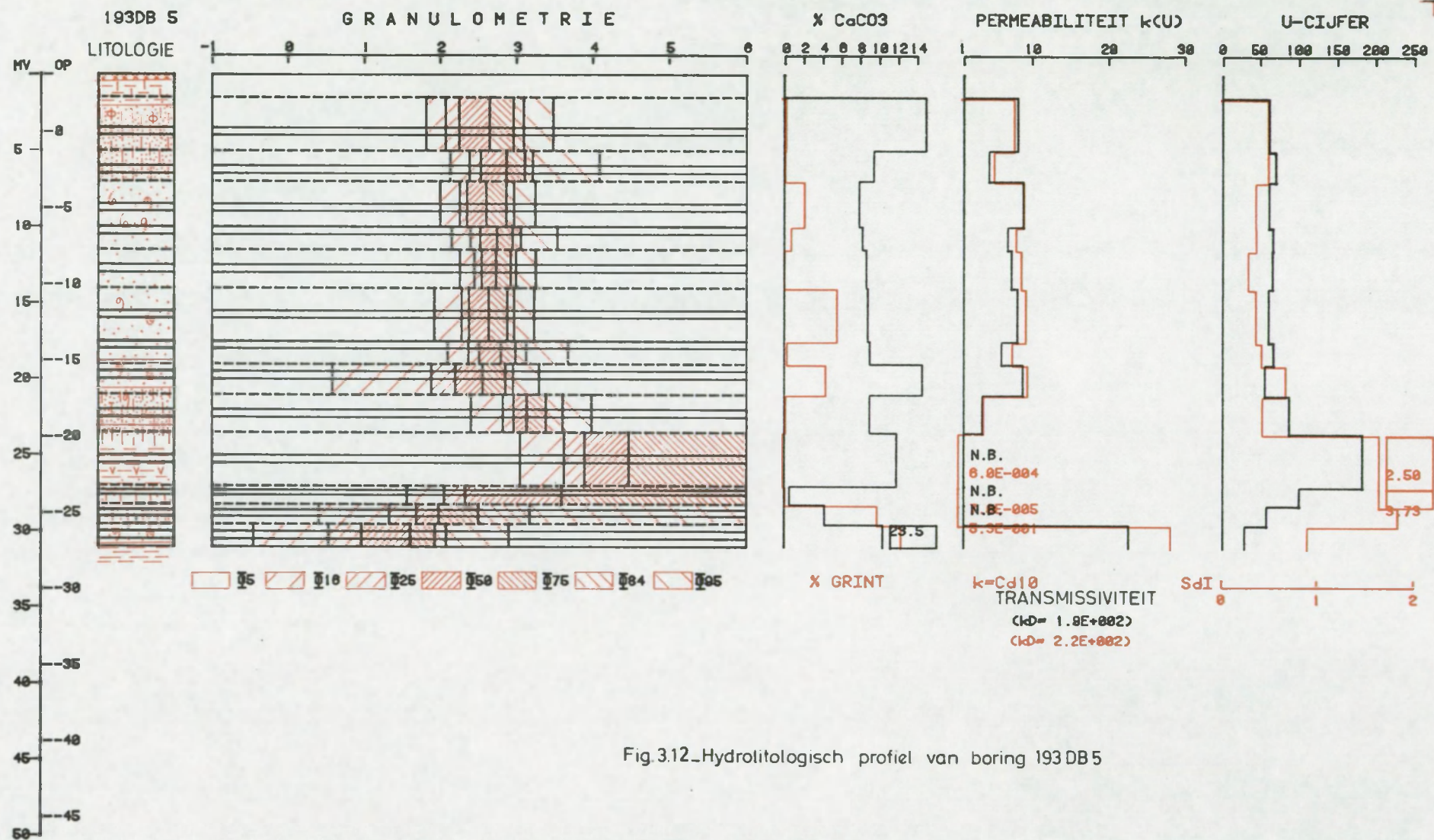


Fig. 3.11 - Hydrolitologisch profiel van boring 193DB6



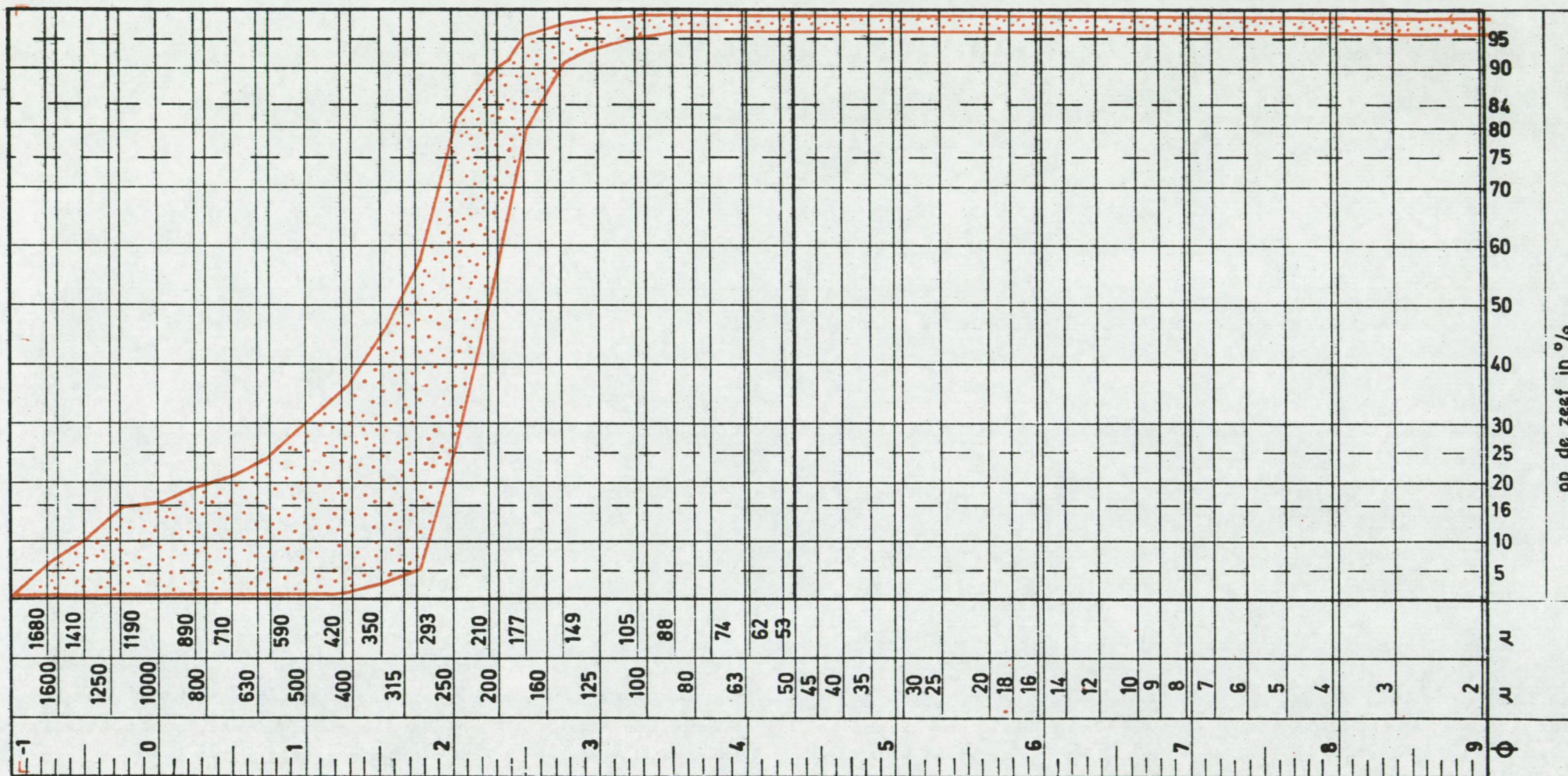


Fig. 3.13 - Bundel van kumulatieve kurven van de middelmatige tot grof middelmatige zanden met schelpen en schelpgruis (2)

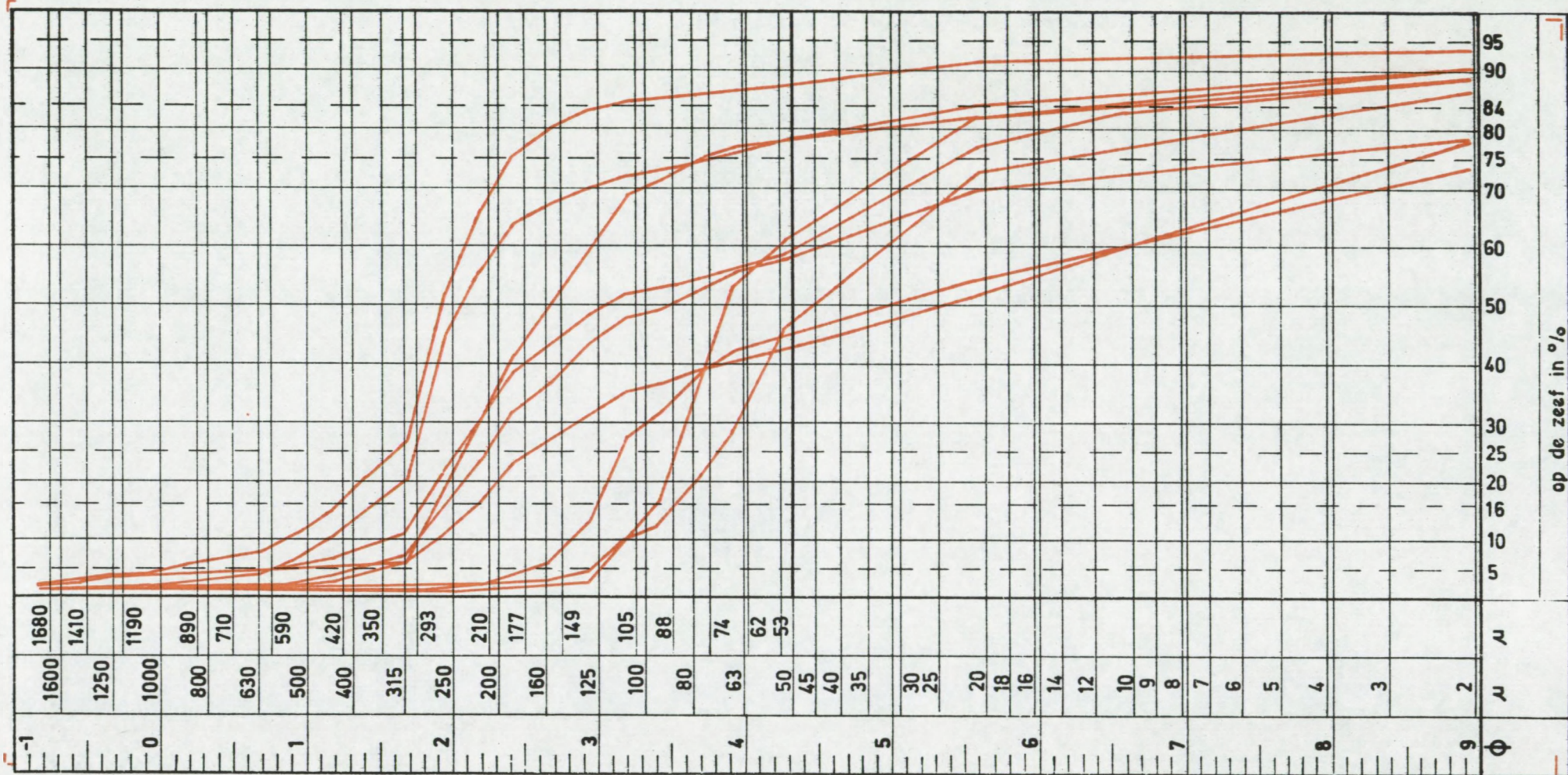


Fig. 3-14 - Bundel van kumulatieve kurven van het klei-leemkomplex (3)

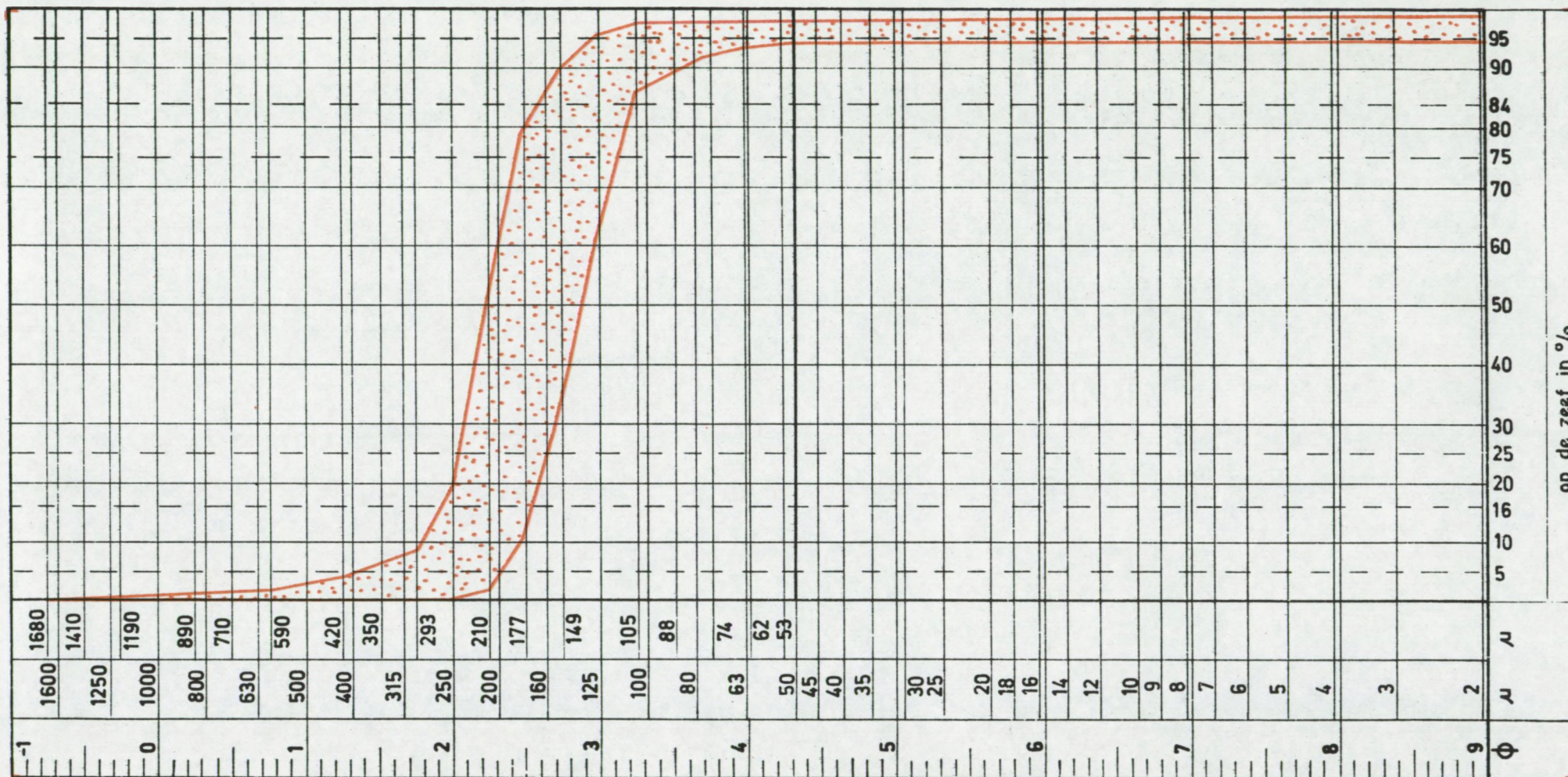


Fig. 3.15 - Bundel van kumulatieve kurven van de middelmatig tot fijn middelmatig zand afzetting (4)

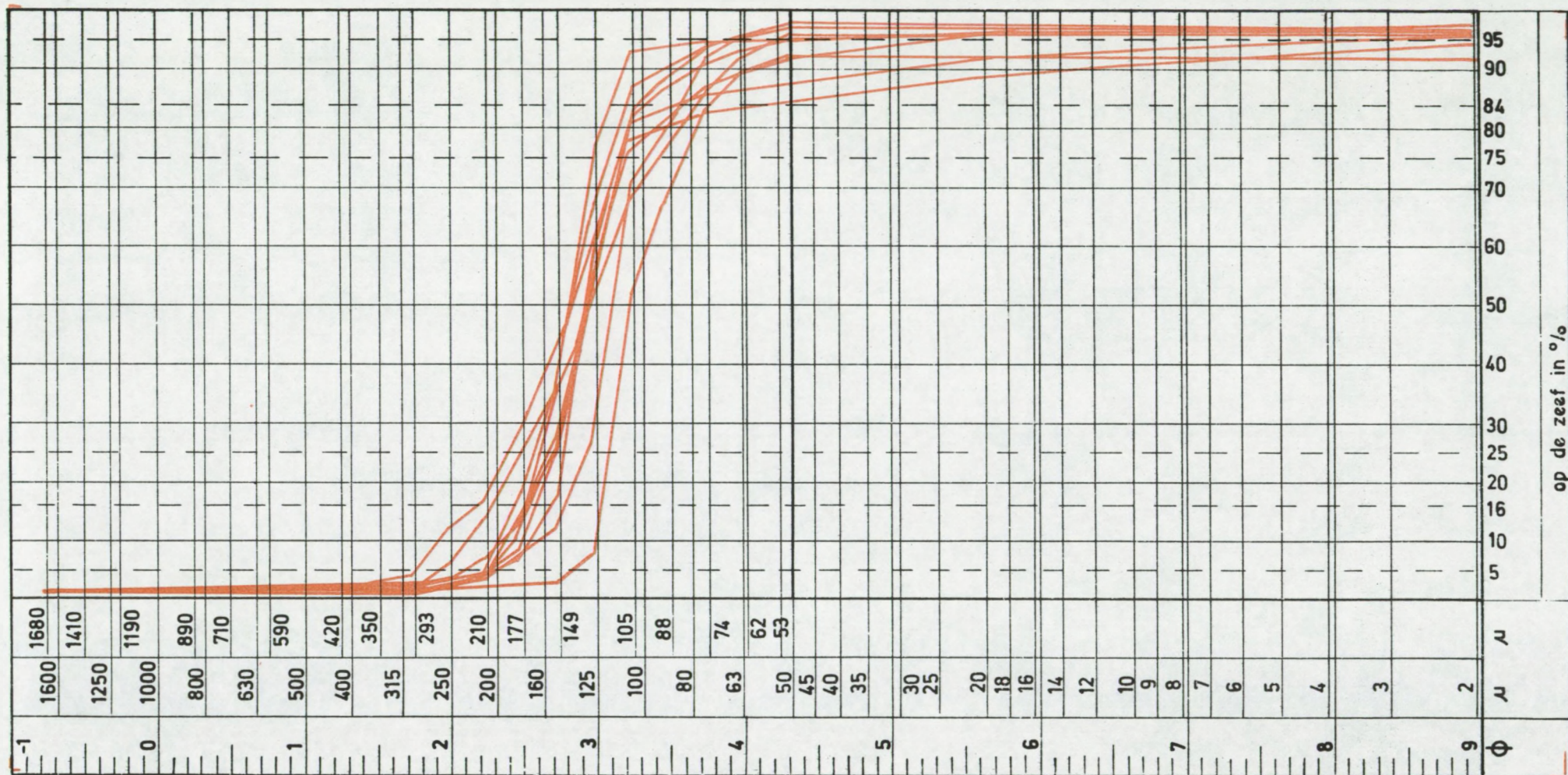


Fig. 3.16 - Bundel van kumulatieve kurven van de fijne zandige (4.1 + 4.2), lemig fijn zandig (4.3) en sterk leemhoudend fijn zandige (4.4) lenzen

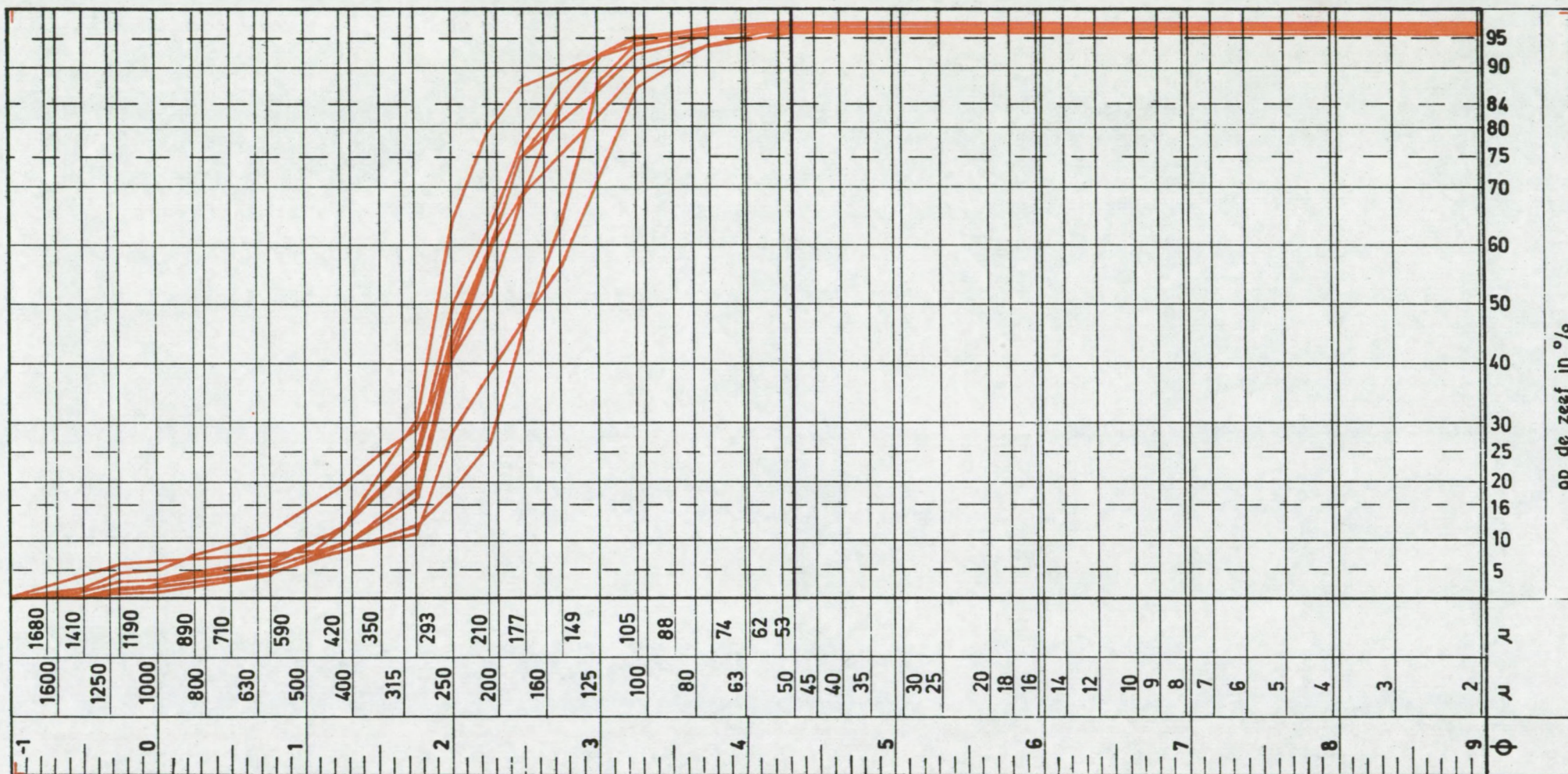


Fig. 3.17 - Bundel van kumulatieve kurven van de schelpbanken (4.5) en (4.6)

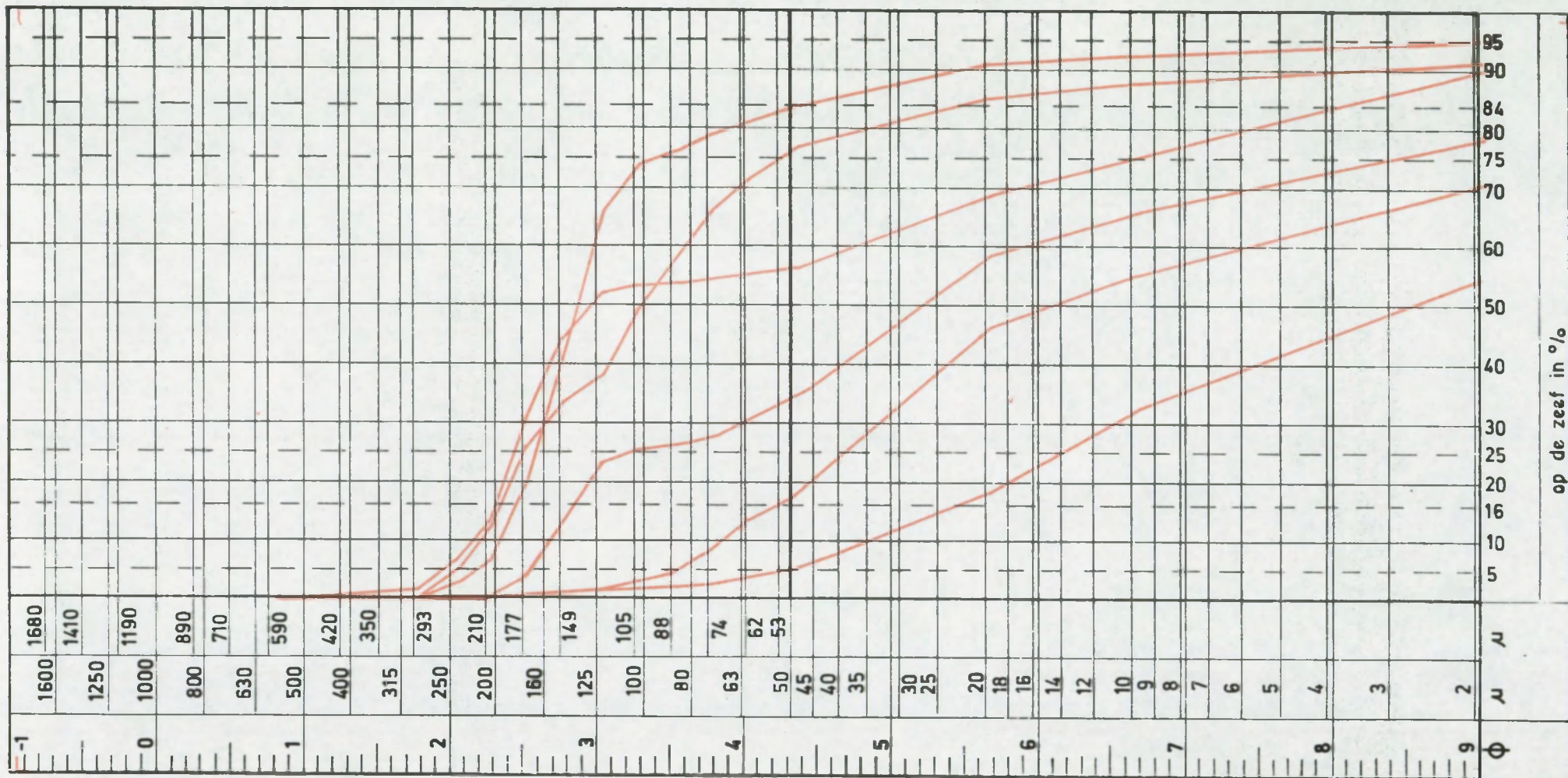


Fig. 3.18 - Bundel van kumulatieve kurven van de klei-lemige zandafzetting (5)

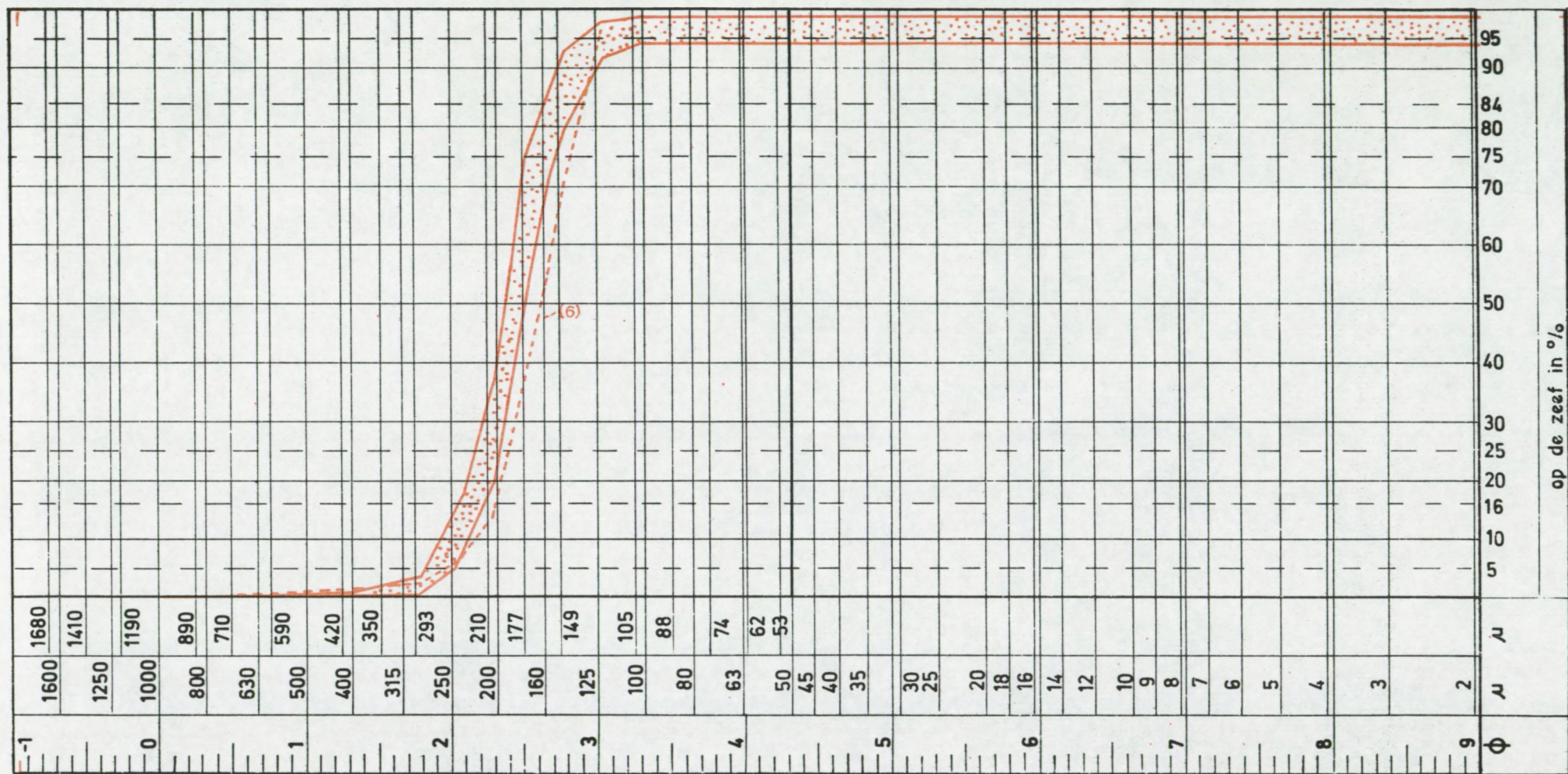
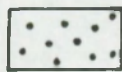
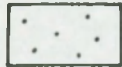


Fig. 3.19 - Bundel van kumulatieve kurven van de duinzanden in het strandzand (6)

Litologische verklaring bij de figuren 3.3 tot en met 3.12
en fig. 3.20



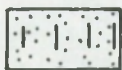
grof middelmatig zand



middelmatig zand



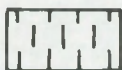
fijn middelmatig zand



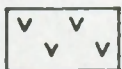
weinig leemhoudend fijn middelmatig zand



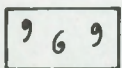
leemhoudend fijn zand



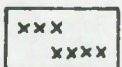
leem of leemhoudend



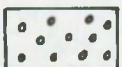
veen of veenhoudend



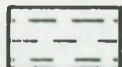
schelpbank of schelphoudend



humushoudend



grint



klei of kleihoudend

HOOFDSTUK 4

HET HYDROCHEMISCH ONDERZOEK

Figuren 4.1 tot 4.16

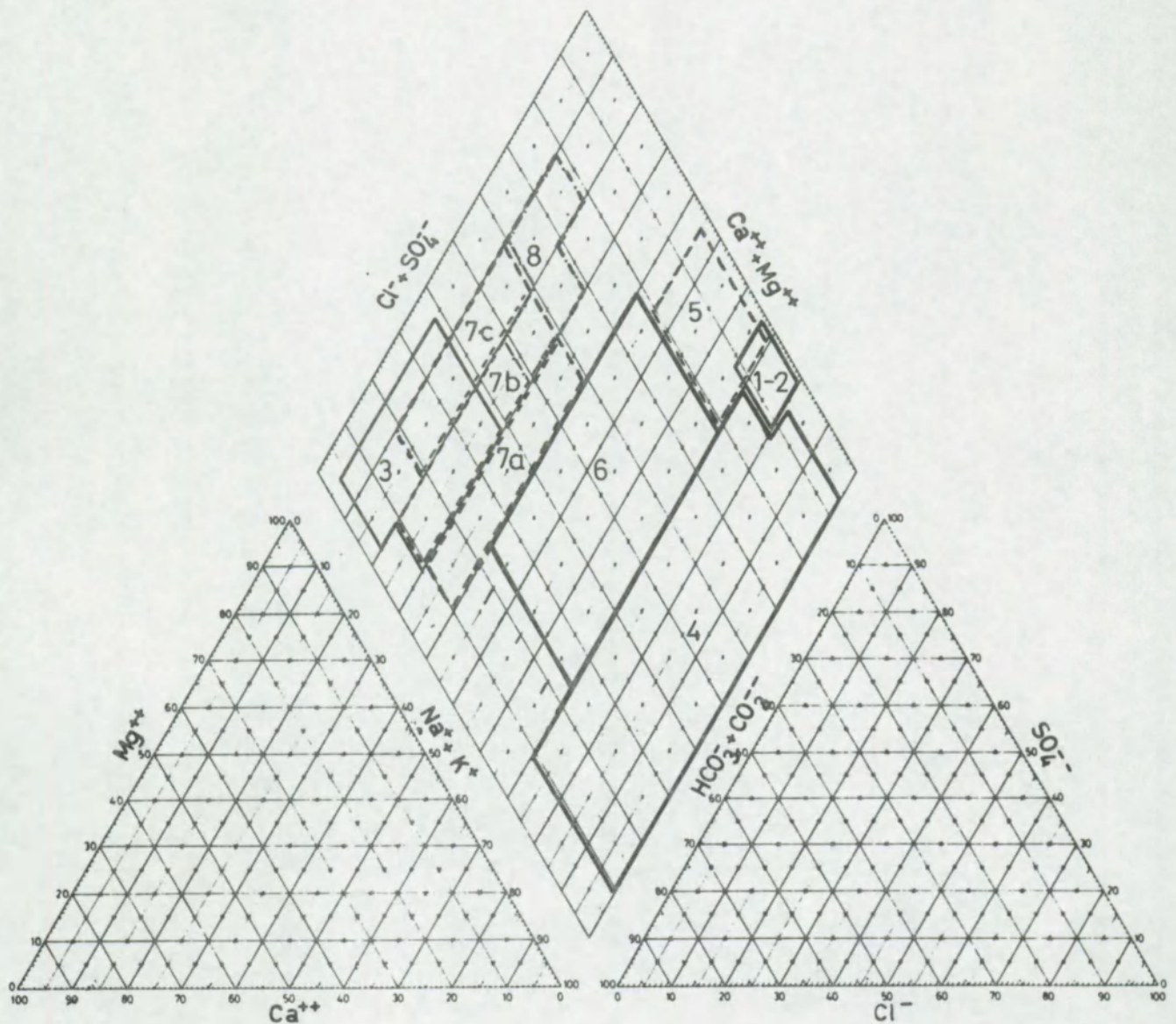


Fig. 4.1 - Voorstelling van de relatieve ionenverdeling van de verschillende watergroepen in een PIPER-diagram (DE MOOR, G. & DE BREUCK, W. 1969)

N O O R D Z E E

FRANKRIJK

LEGENDE

- handboringen
- diepe boringen
- ⊙ informatiepunten

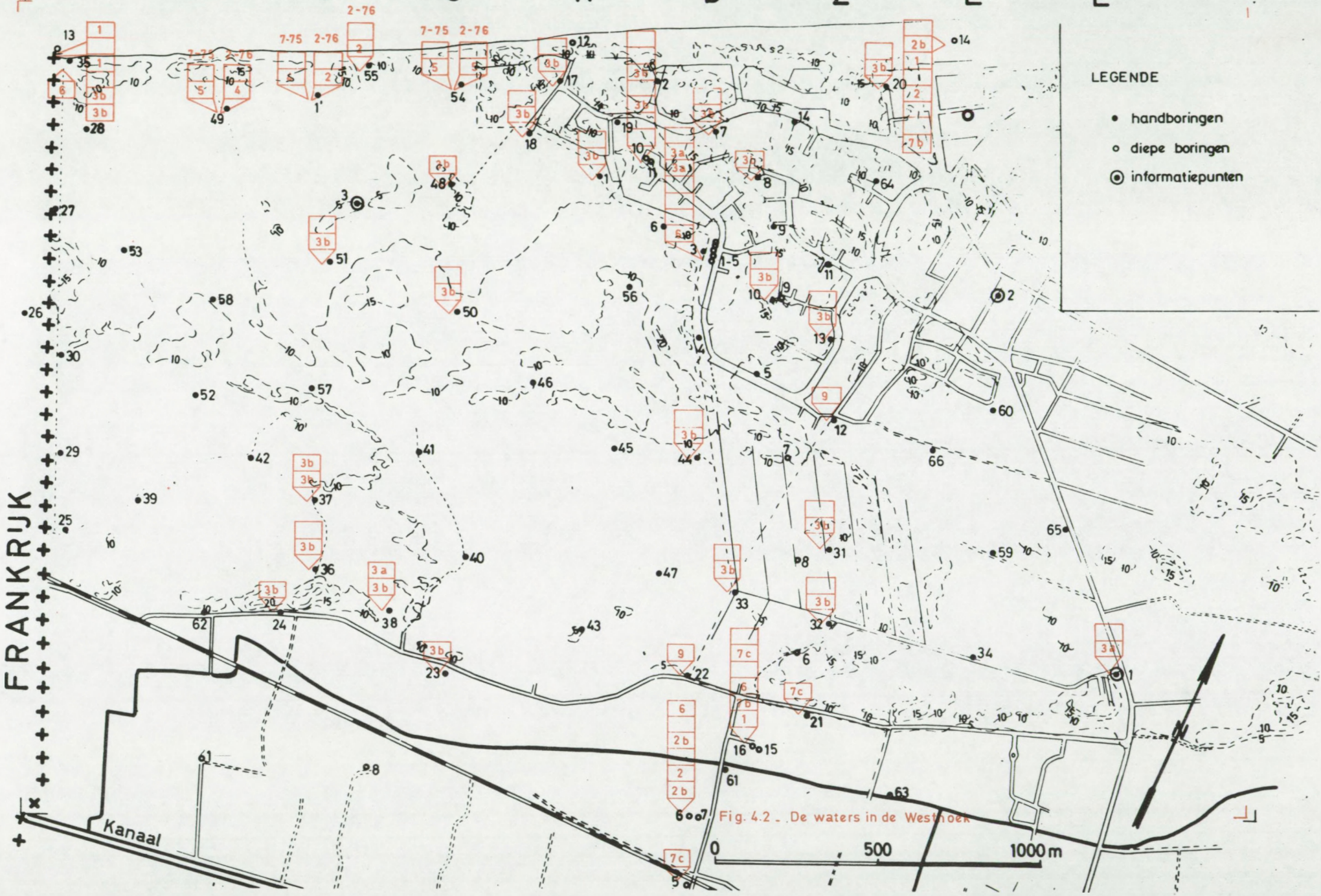
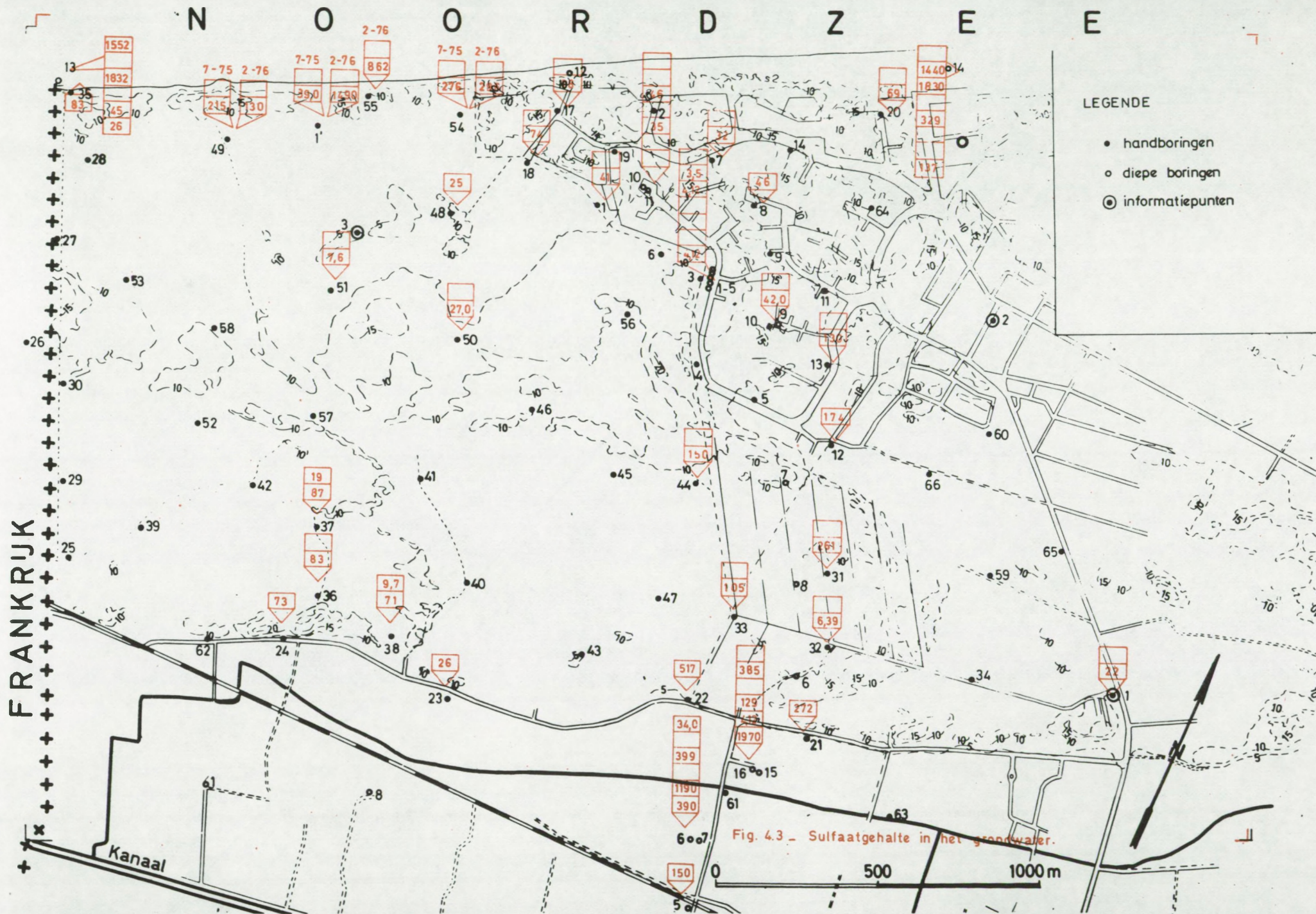


Fig. 4.2 - De waters in de Westhoek

0 500 1000m

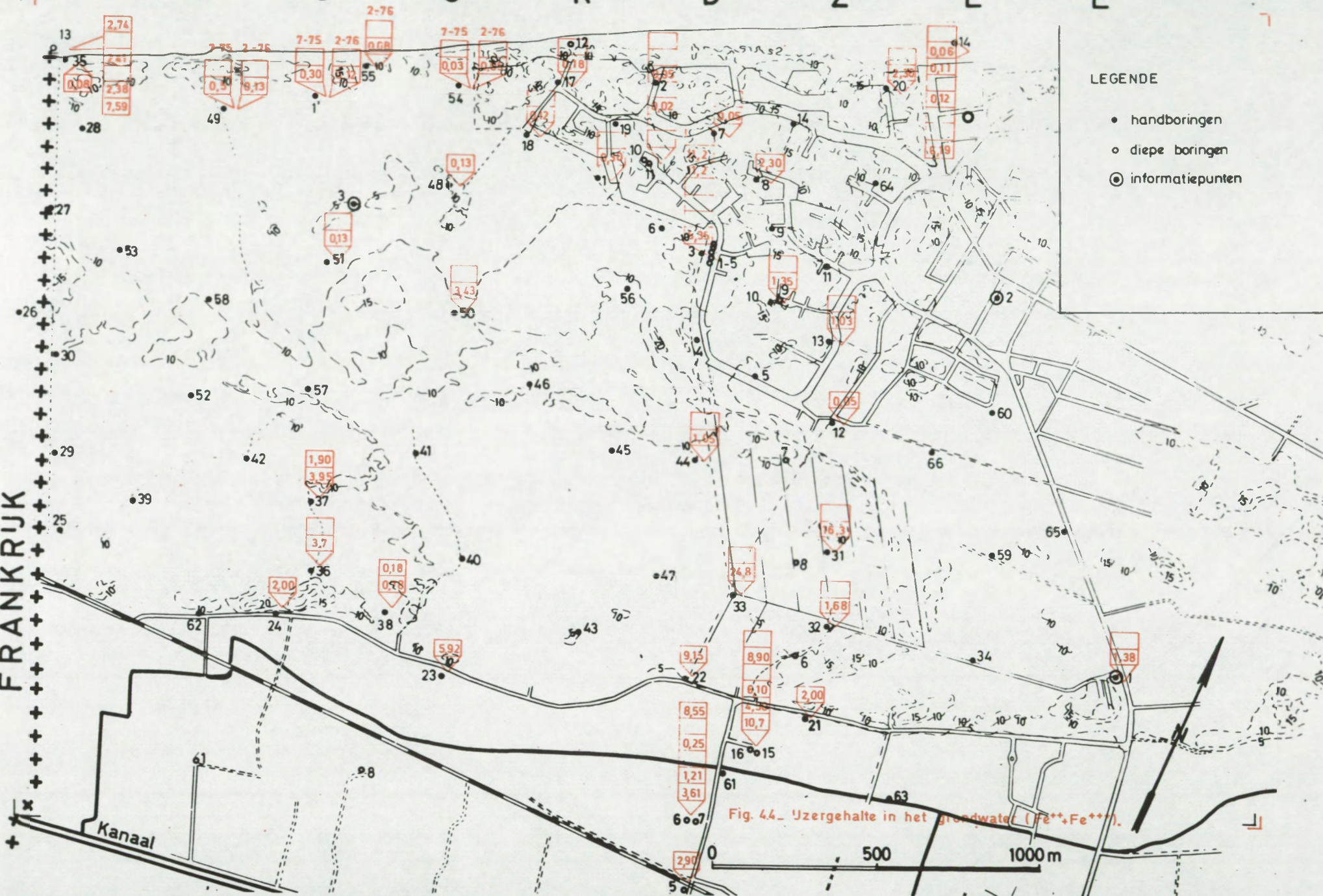


N O O R D Z E E

FRANKRIJK

LEGENDE

- handboringen
- diepe boringen
- ⊙ informatiepunten



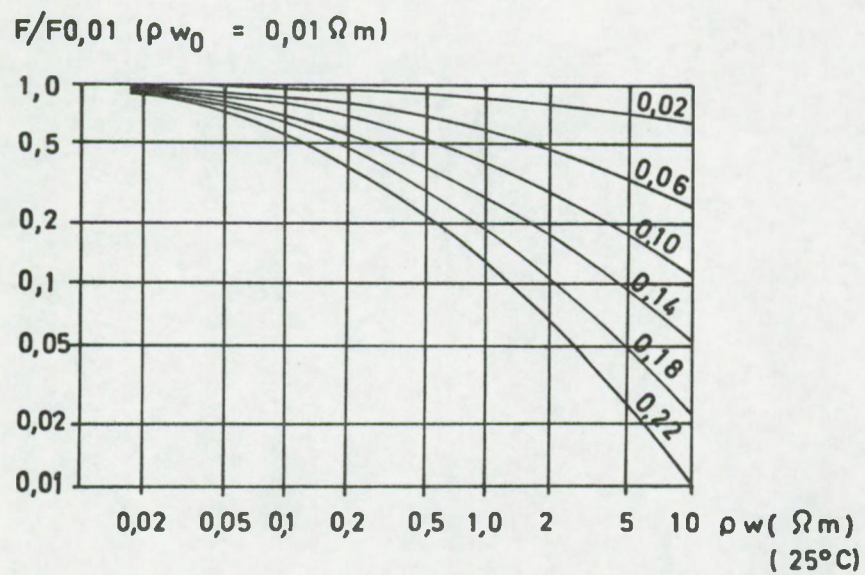


Fig. 4.5 - Verband tussen de verhouding $F/F_{0,01}$ en de resistiviteit van het poriënwater voor verschillende kationenuitwisselingscapaciteiten uitgedrukt door de parameter b (V.N. DAKHNOV, 1962)

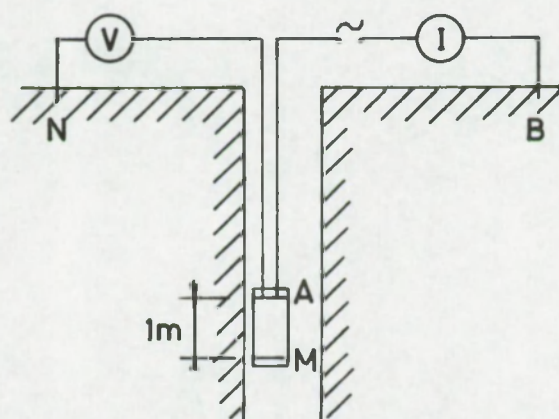
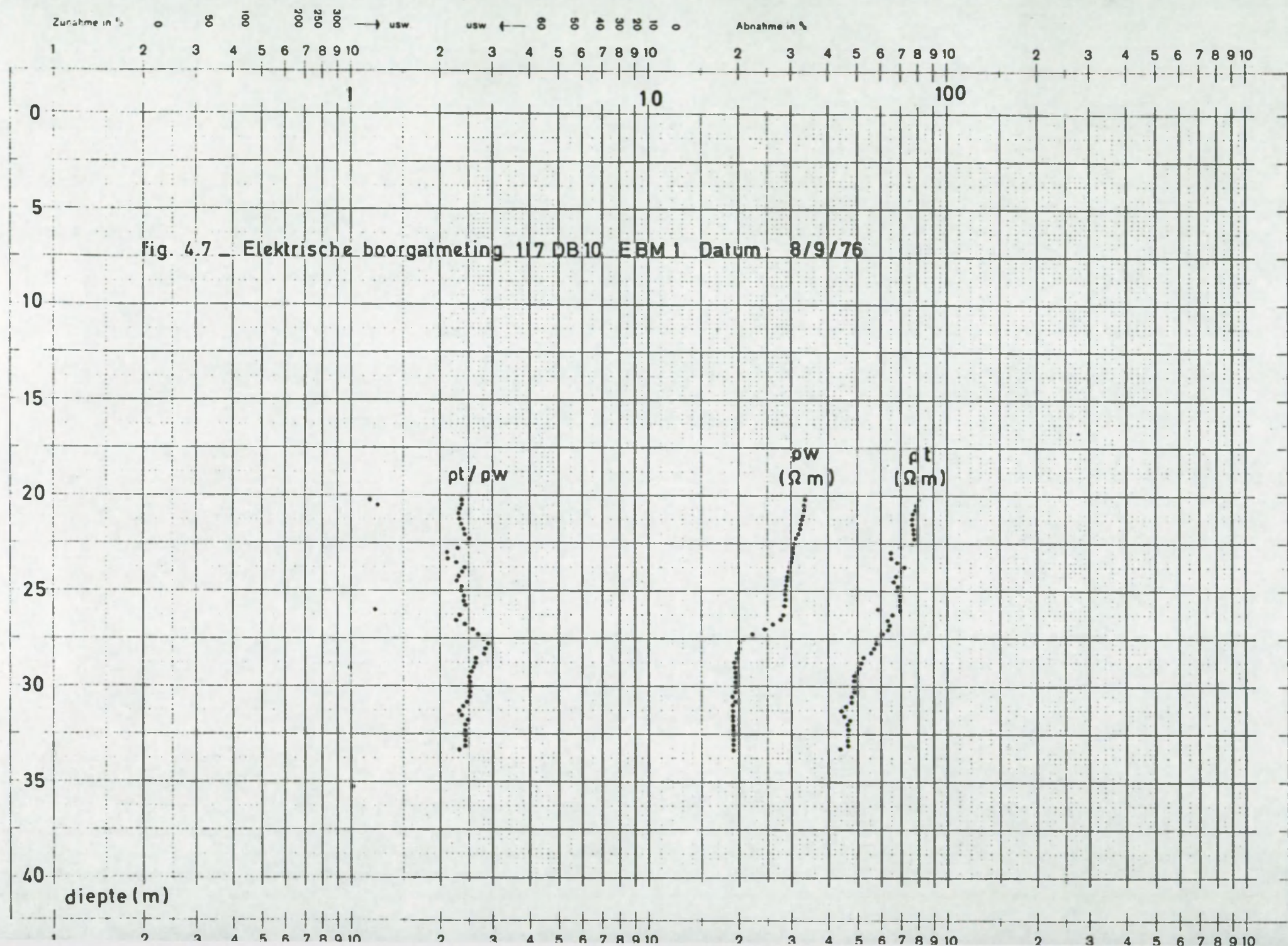
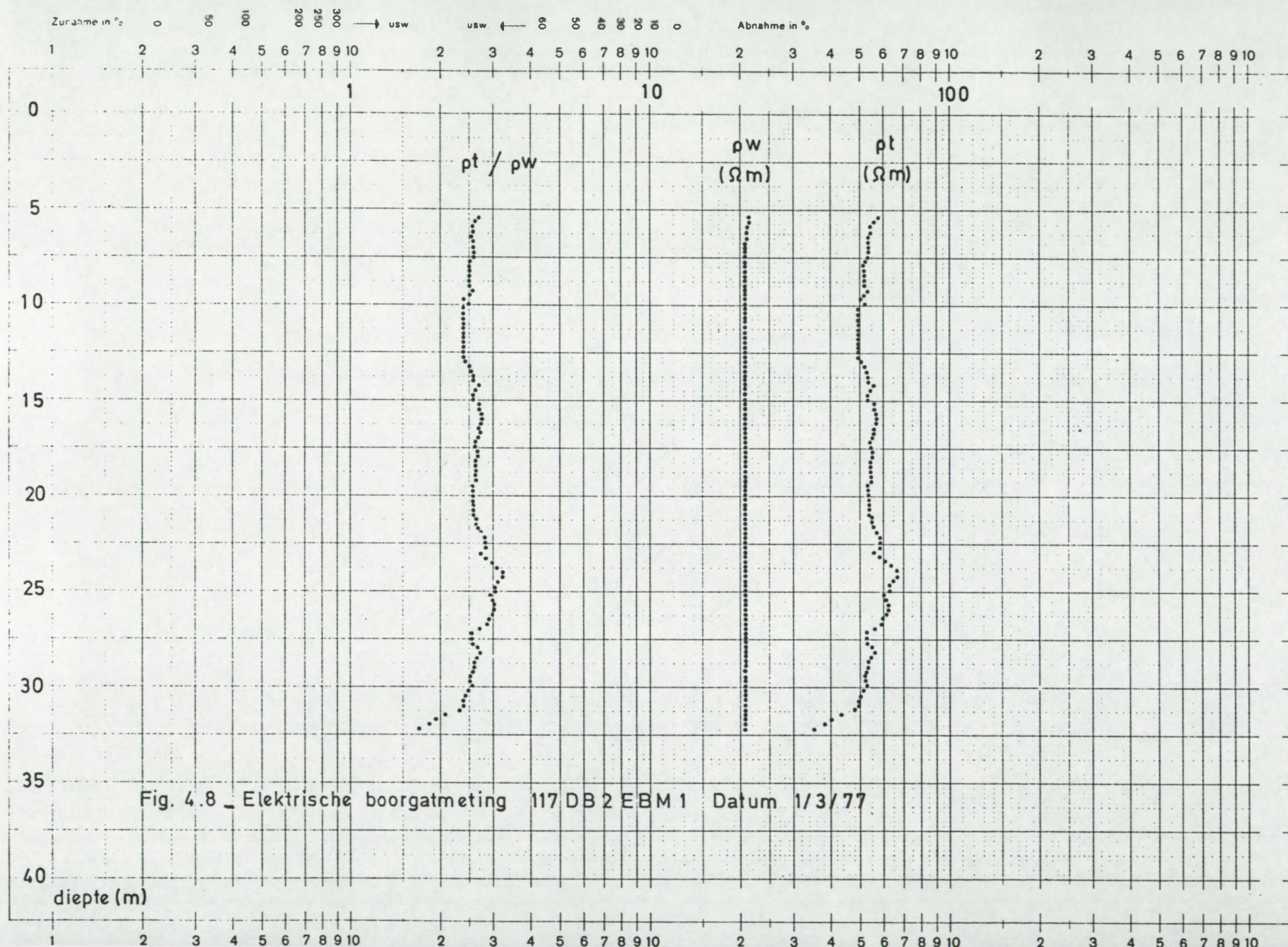
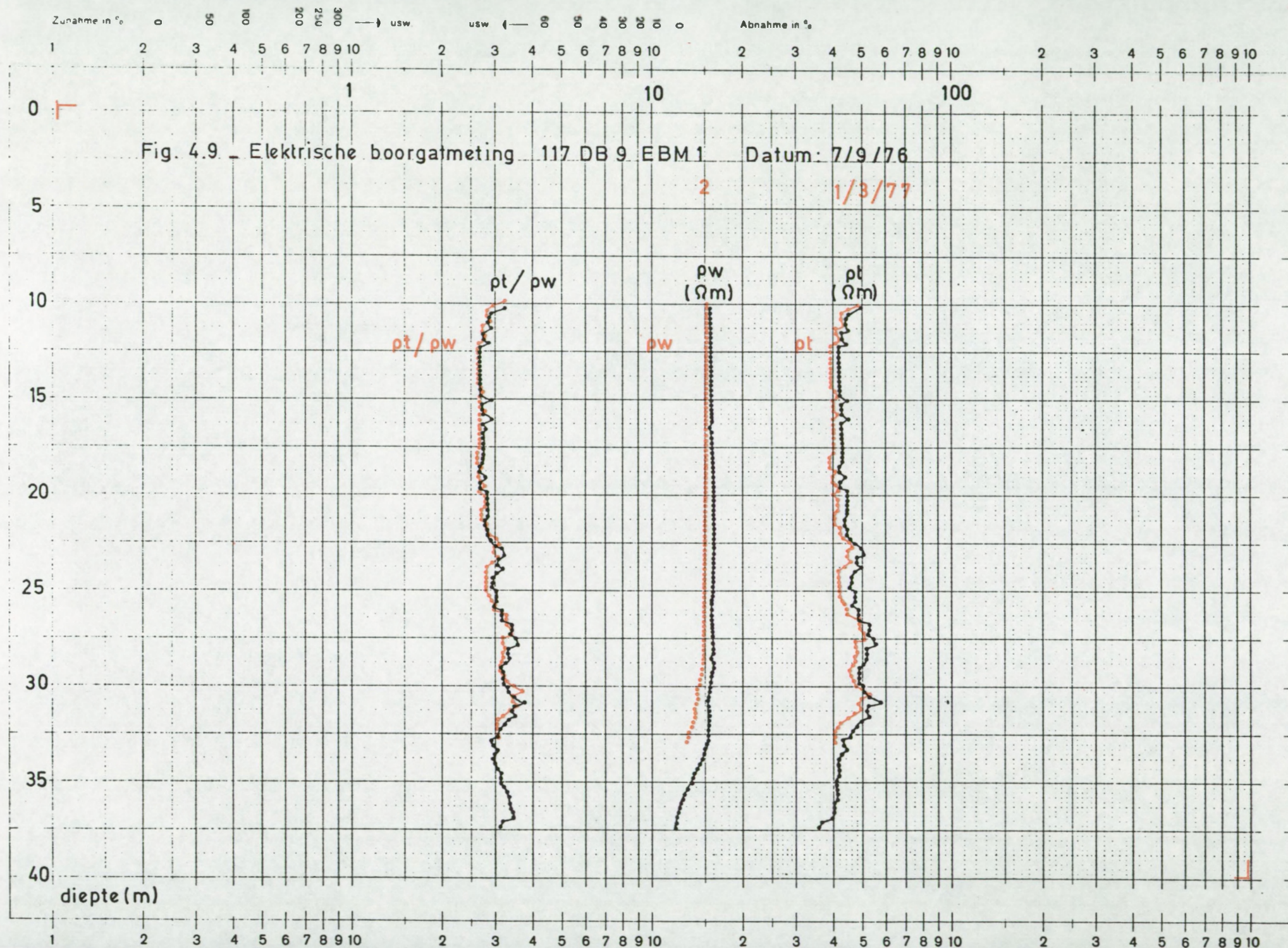
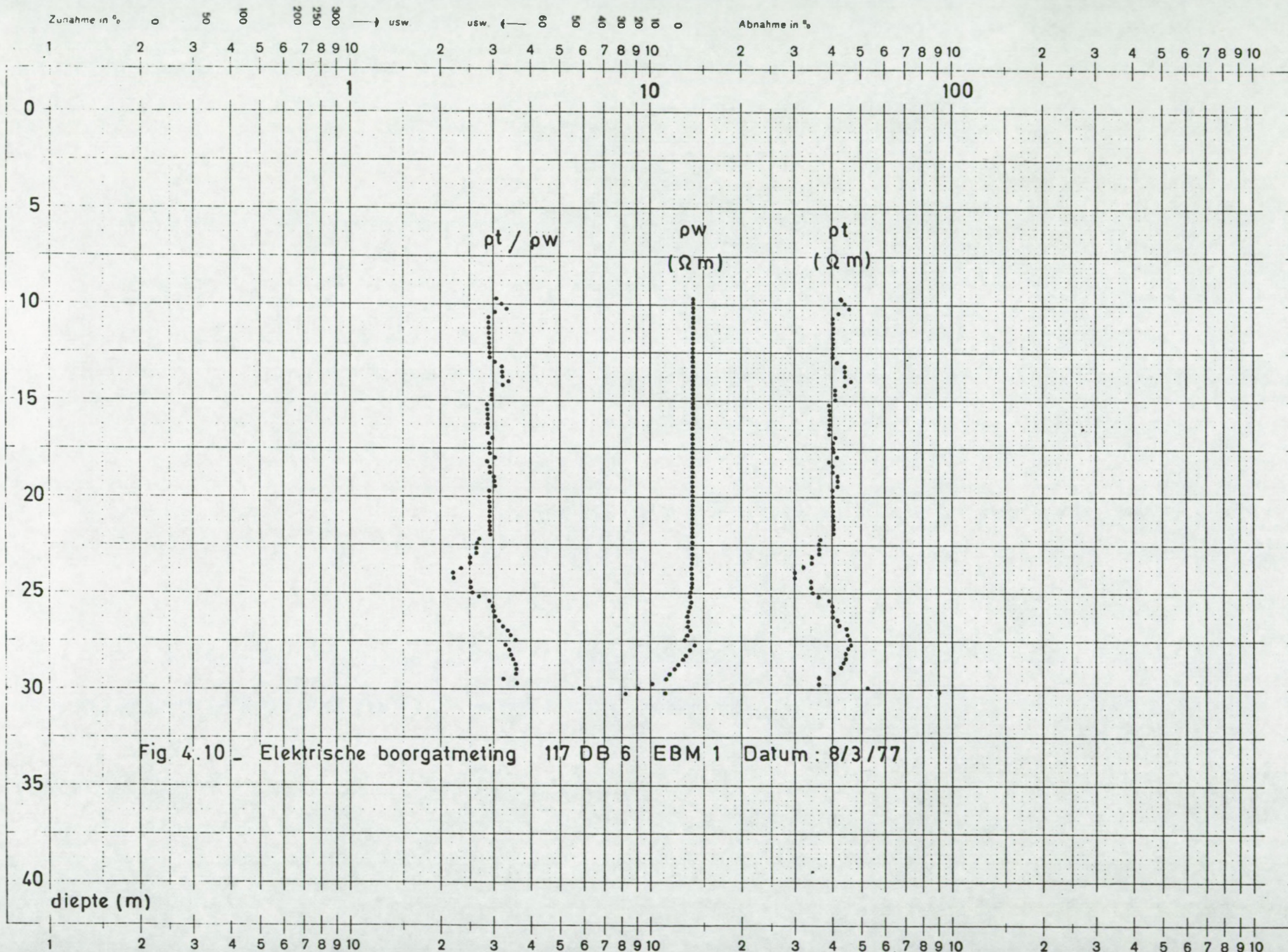


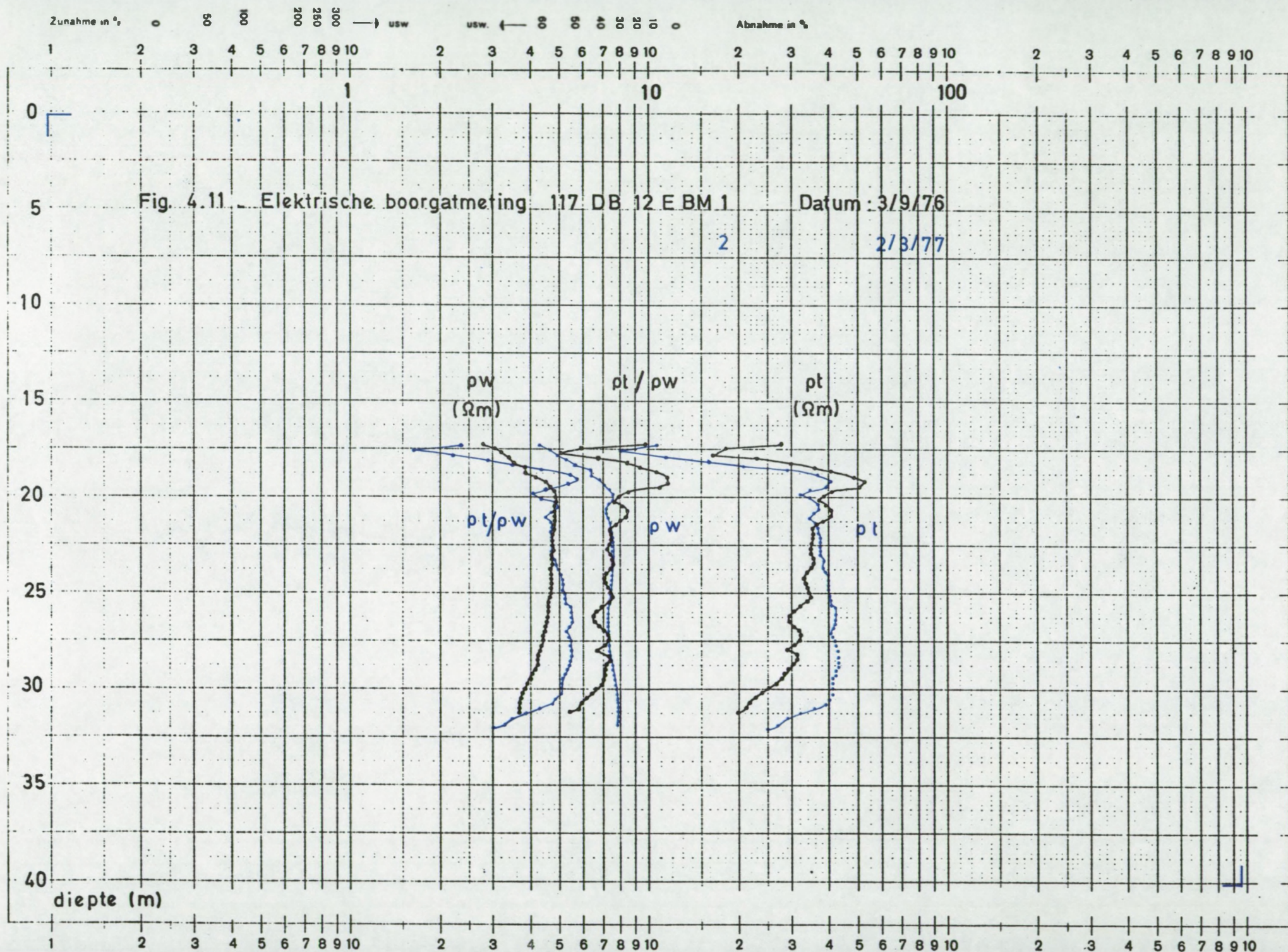
Fig. 4.6_ De normale opstelling bij een elektrische boorgatmeting

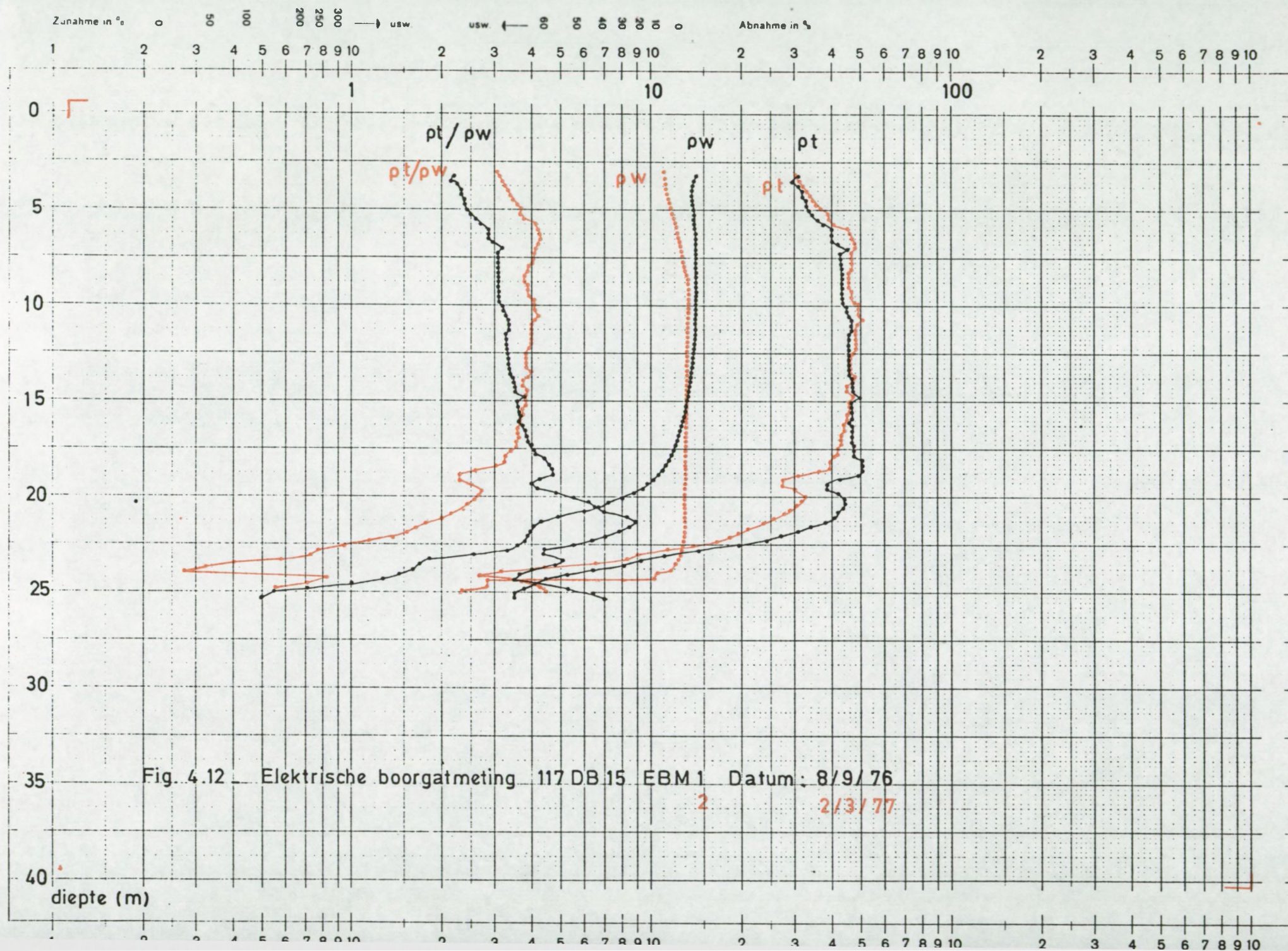


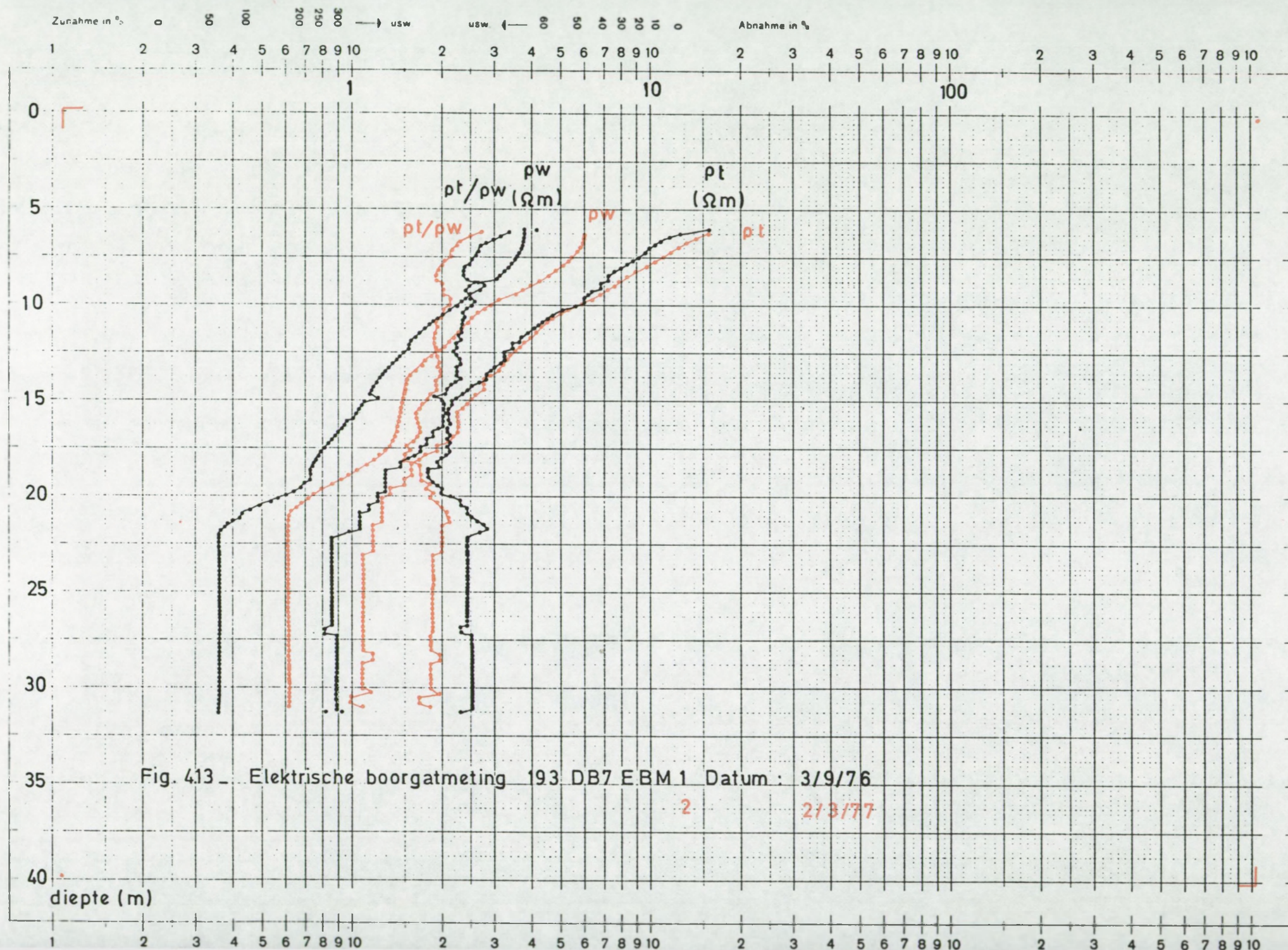


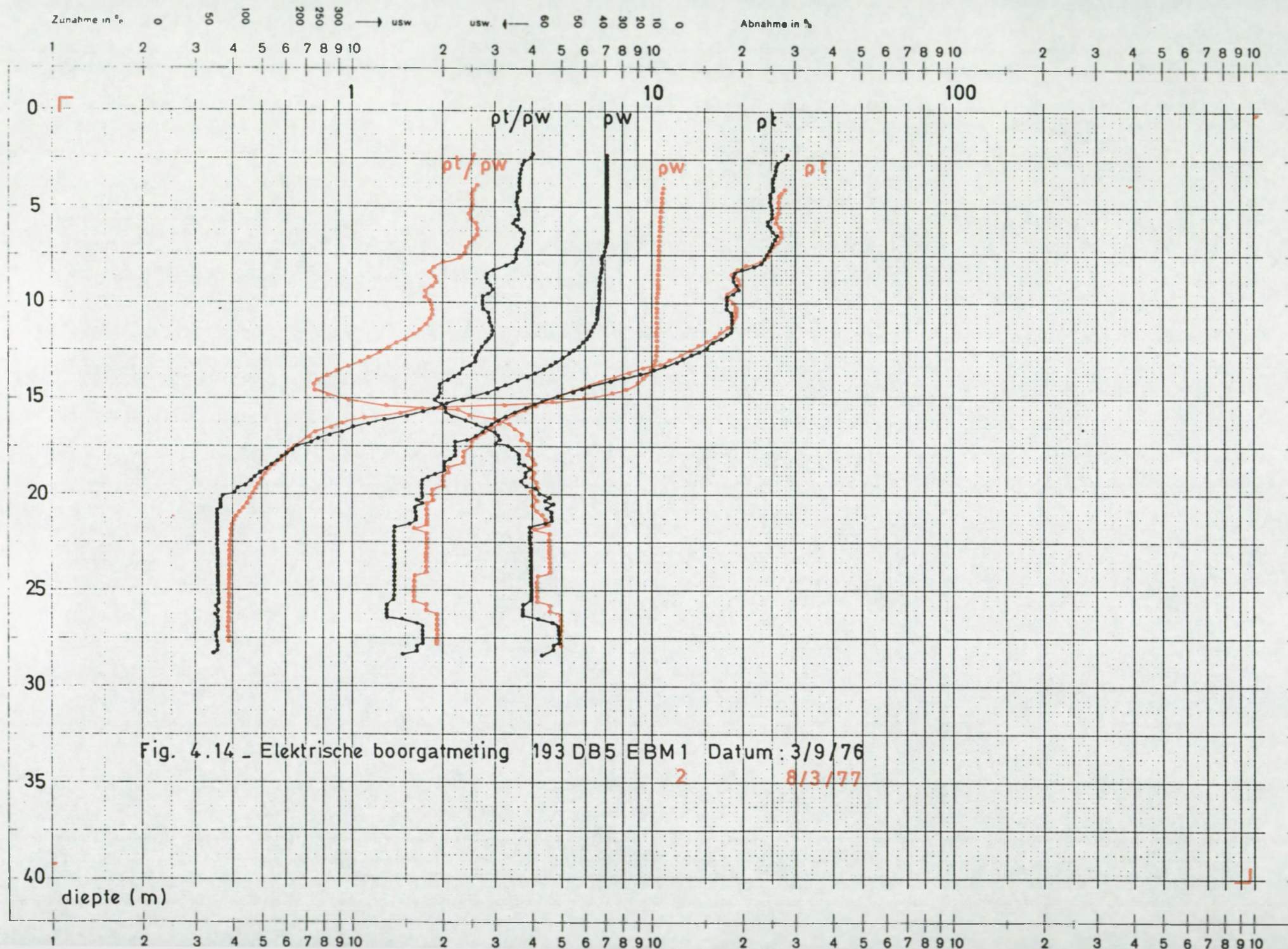












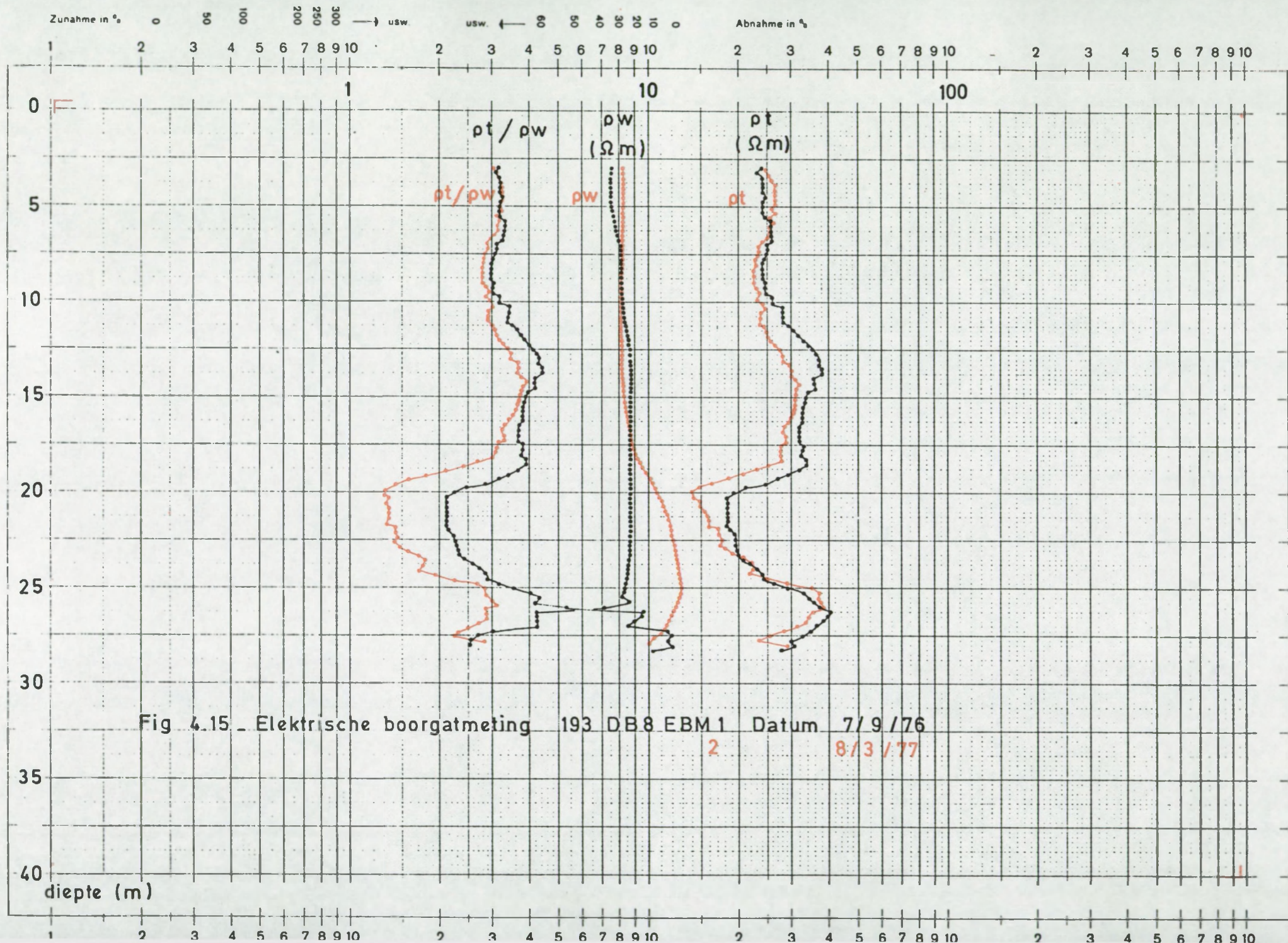
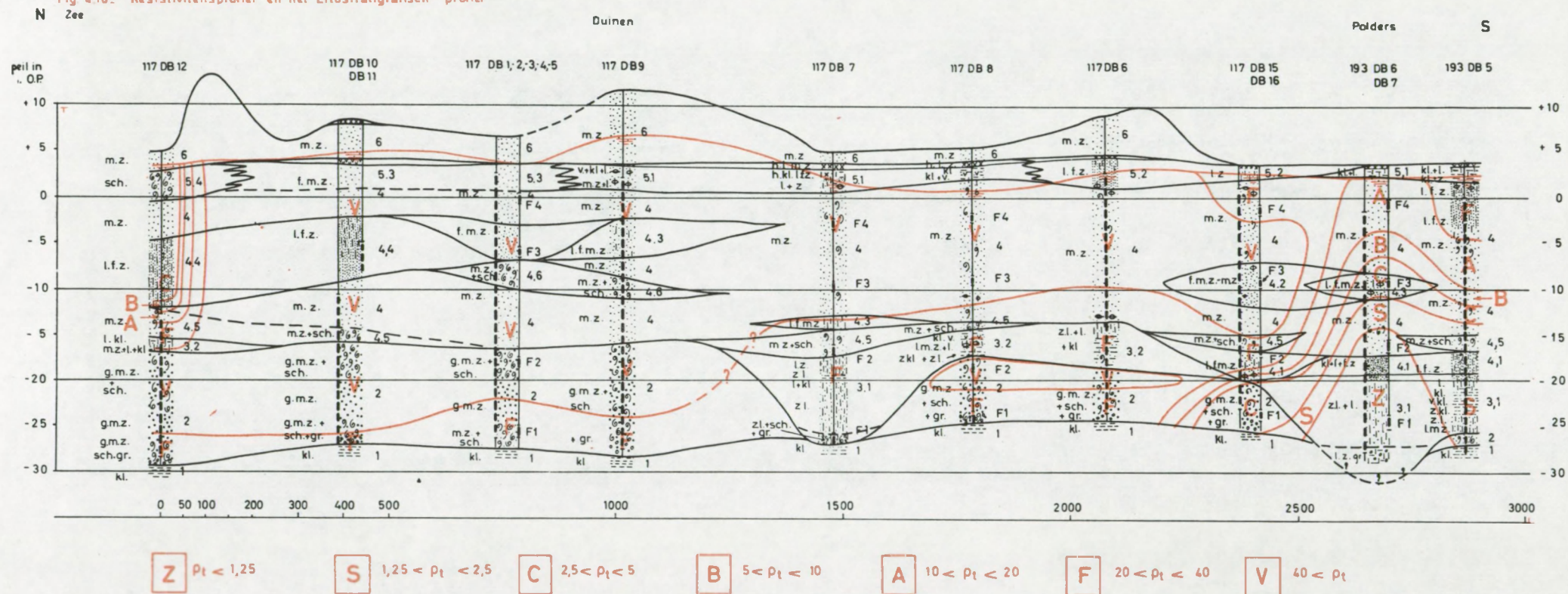


Fig 4.16. Resistiviteitsprofiel en het Litostratigrafisch profiel



HOOFDSTUK 5

HYDRAULISCHE KENMERKEN VAN DE FREATISCHE LAAG

Figuren 5.1 tot 5.28

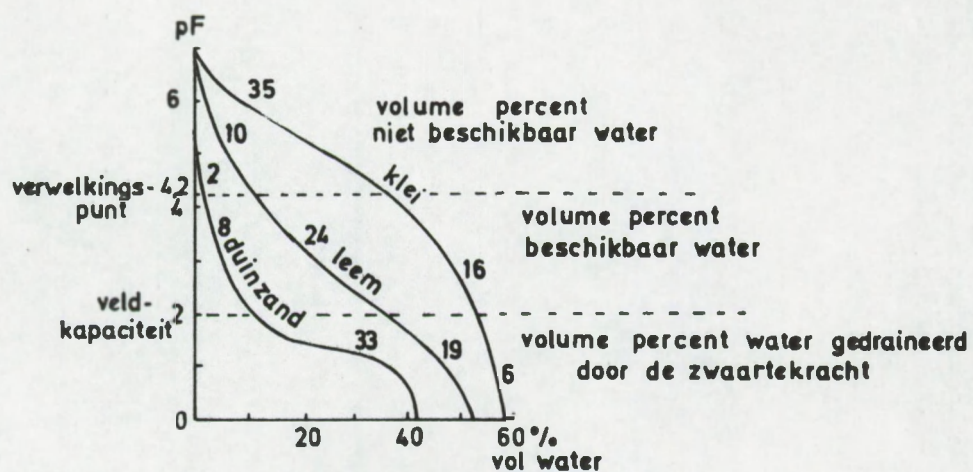


Fig.5.1- De pF- kurve van duinzand leem en klei

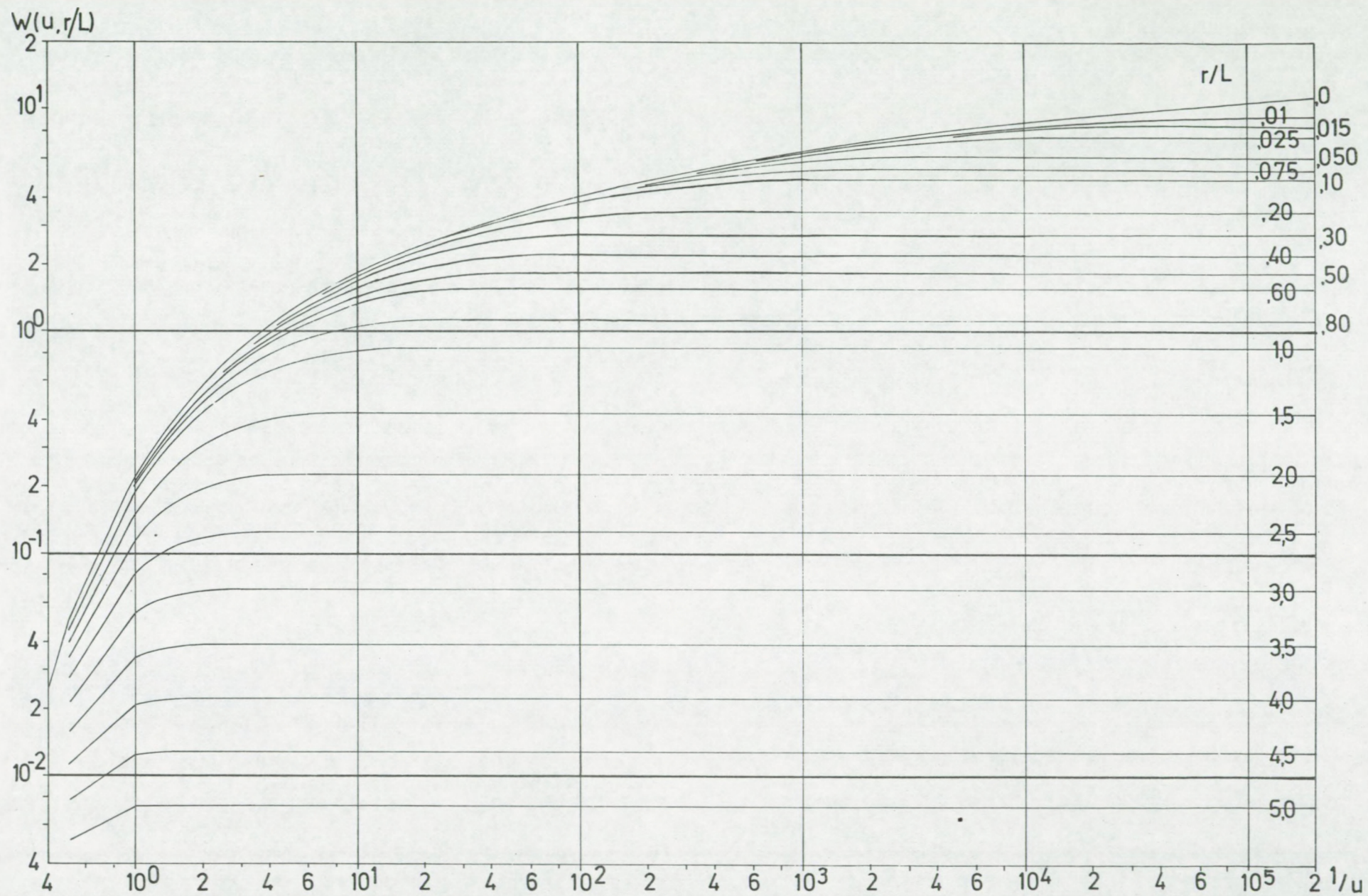


Fig.5.2_ Standaardkurven volgens Walton

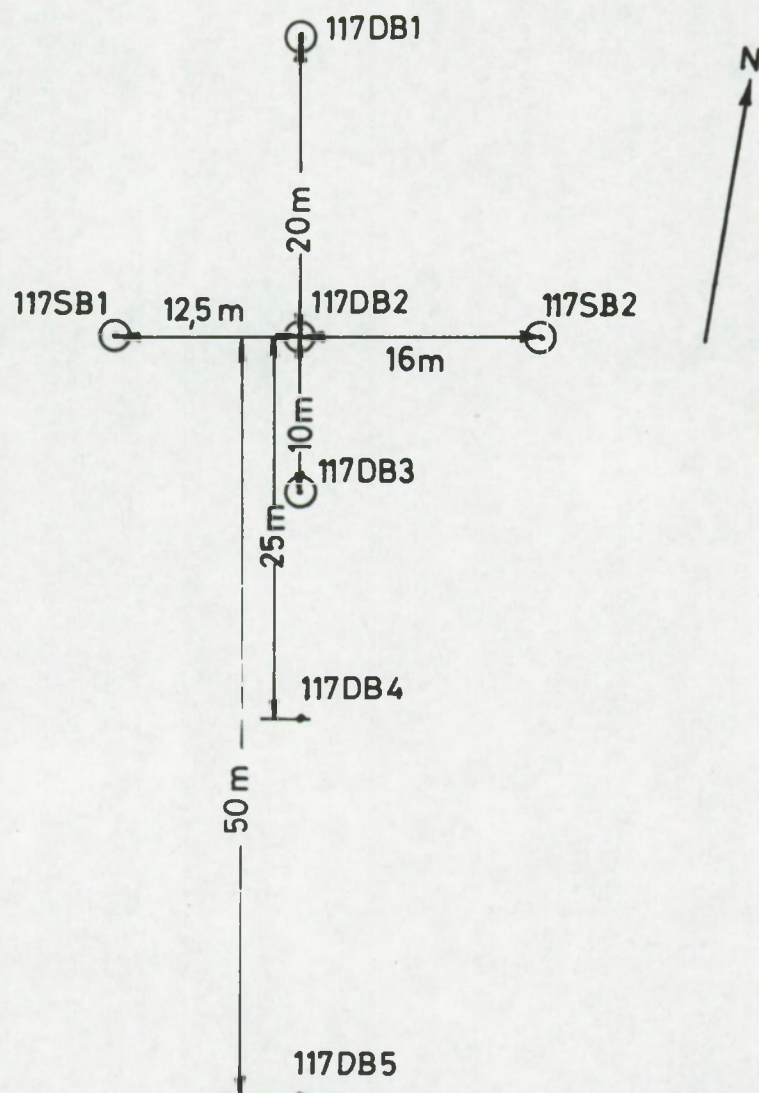
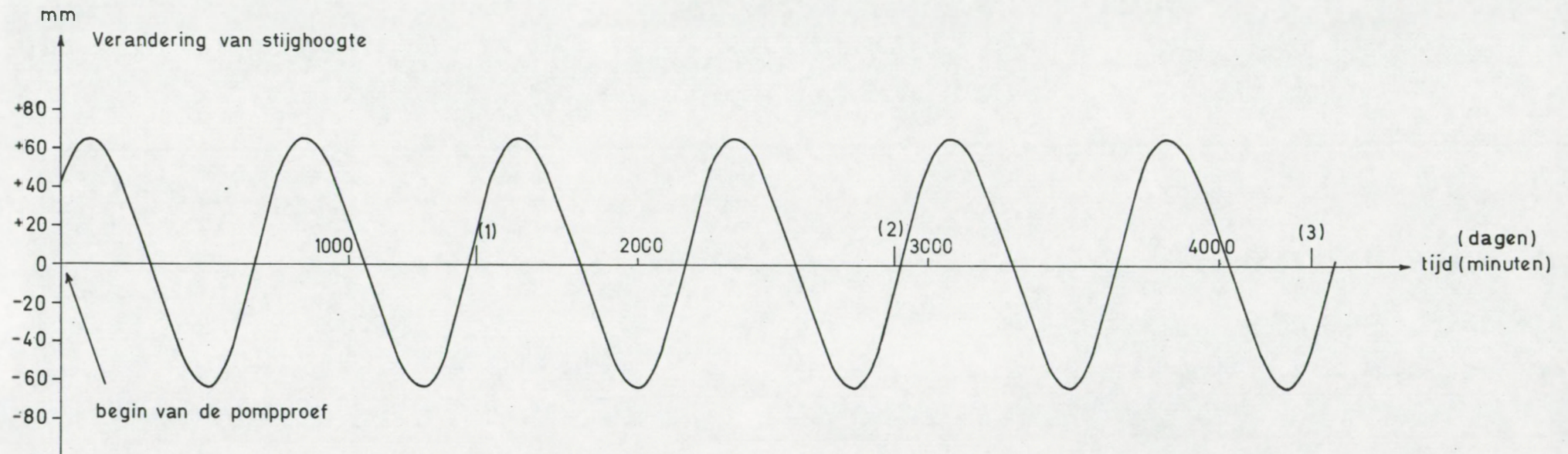
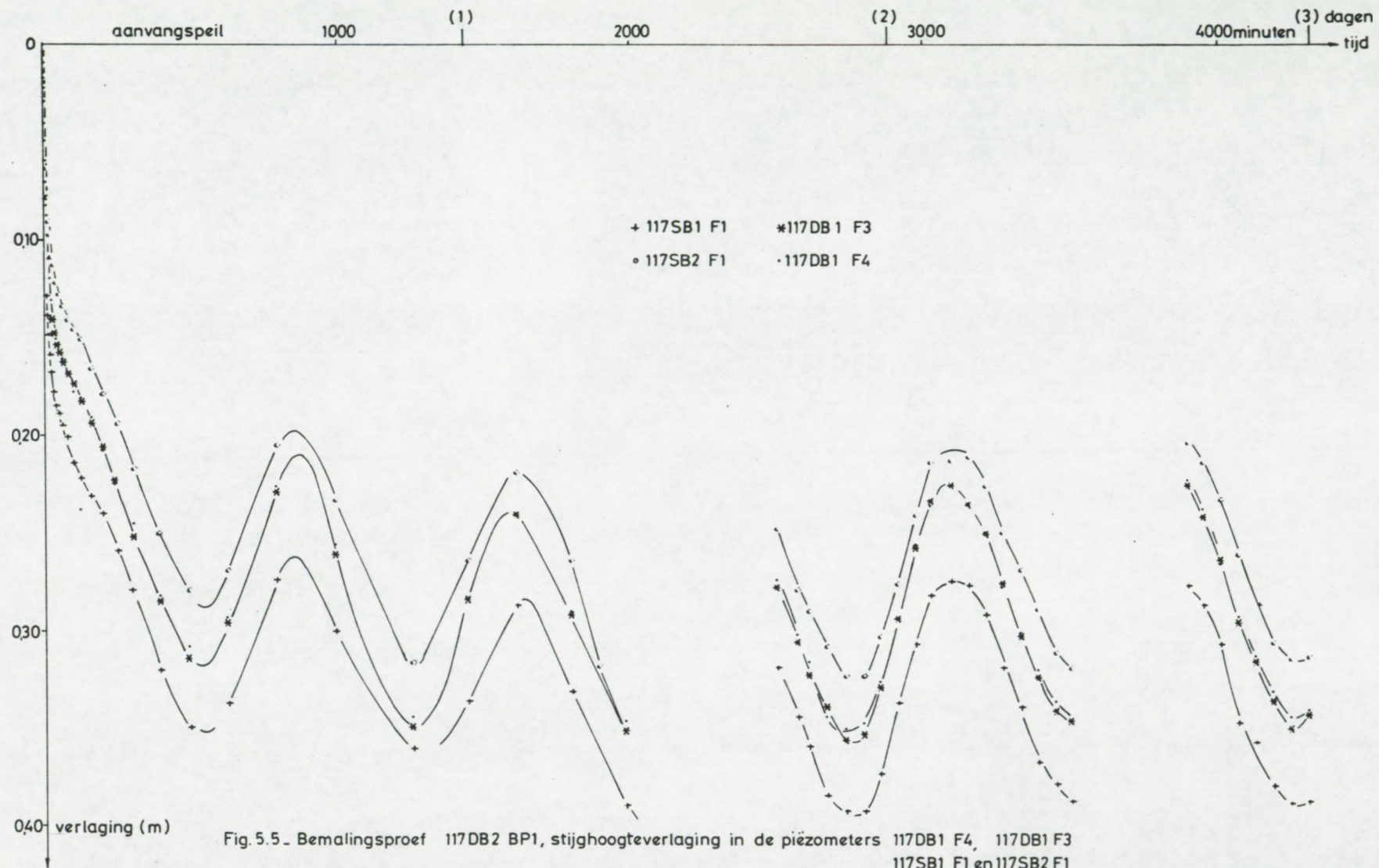


Fig.5.3_ Onderlingeliggig van de pompput en de peilputten

Fig. 5.4 - Getijdebeweging ter hoogte van 117 DB 2 in mei 1975





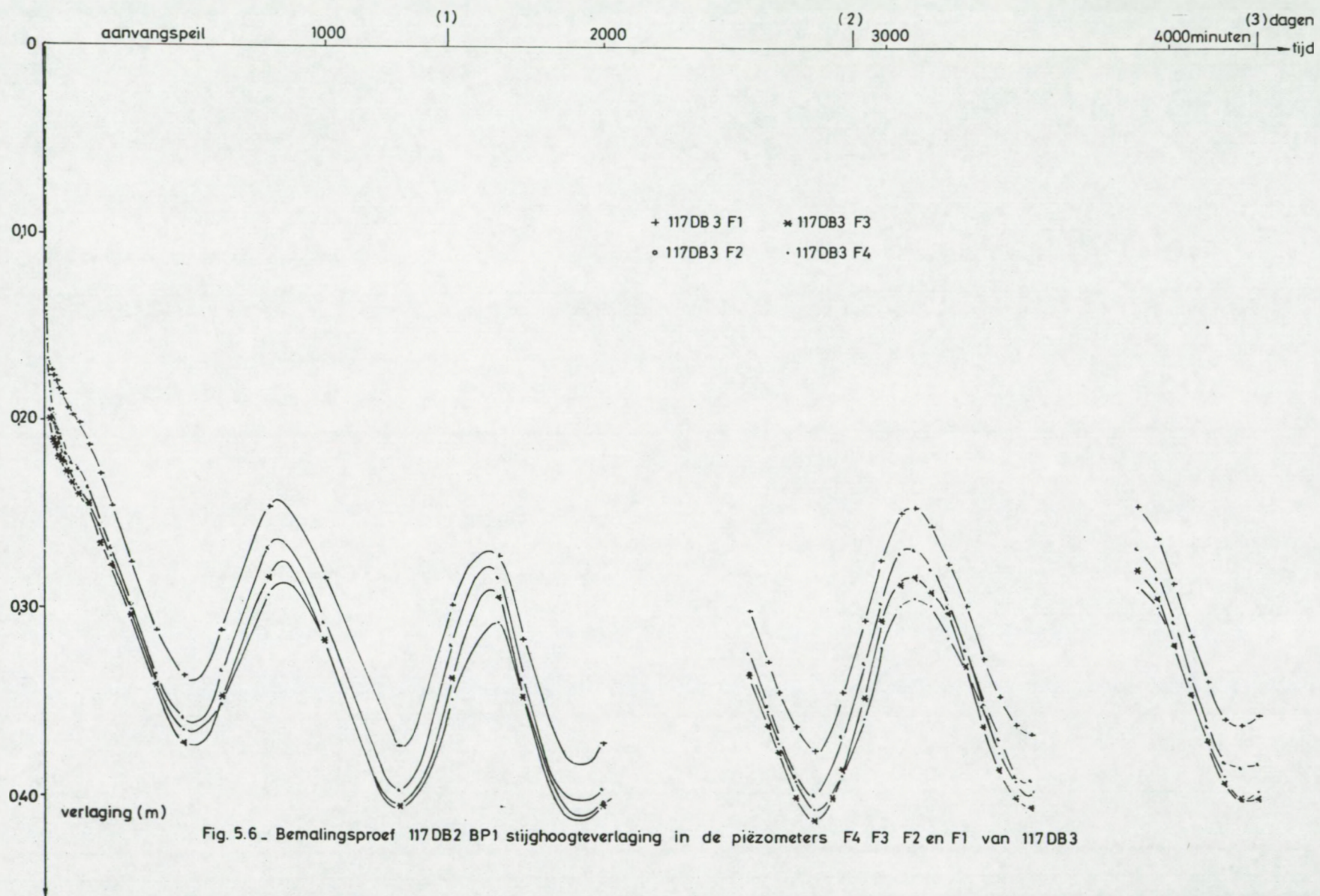
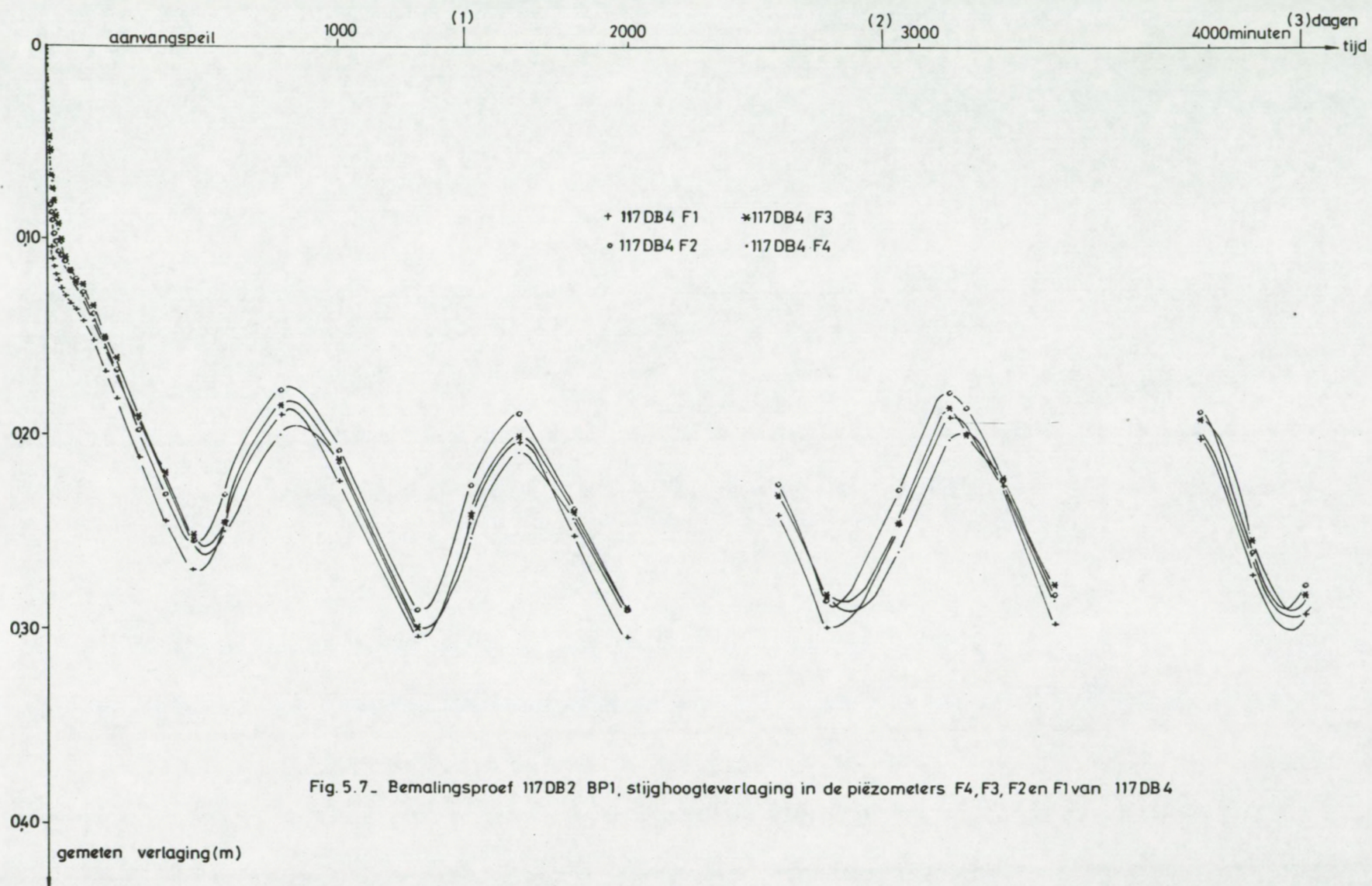


Fig. 5.6 - Bemalingsproef 117DB2 BP1 stijghoogteverlaging in de piëzometers F4 F3 F2 en F1 van 117DB3



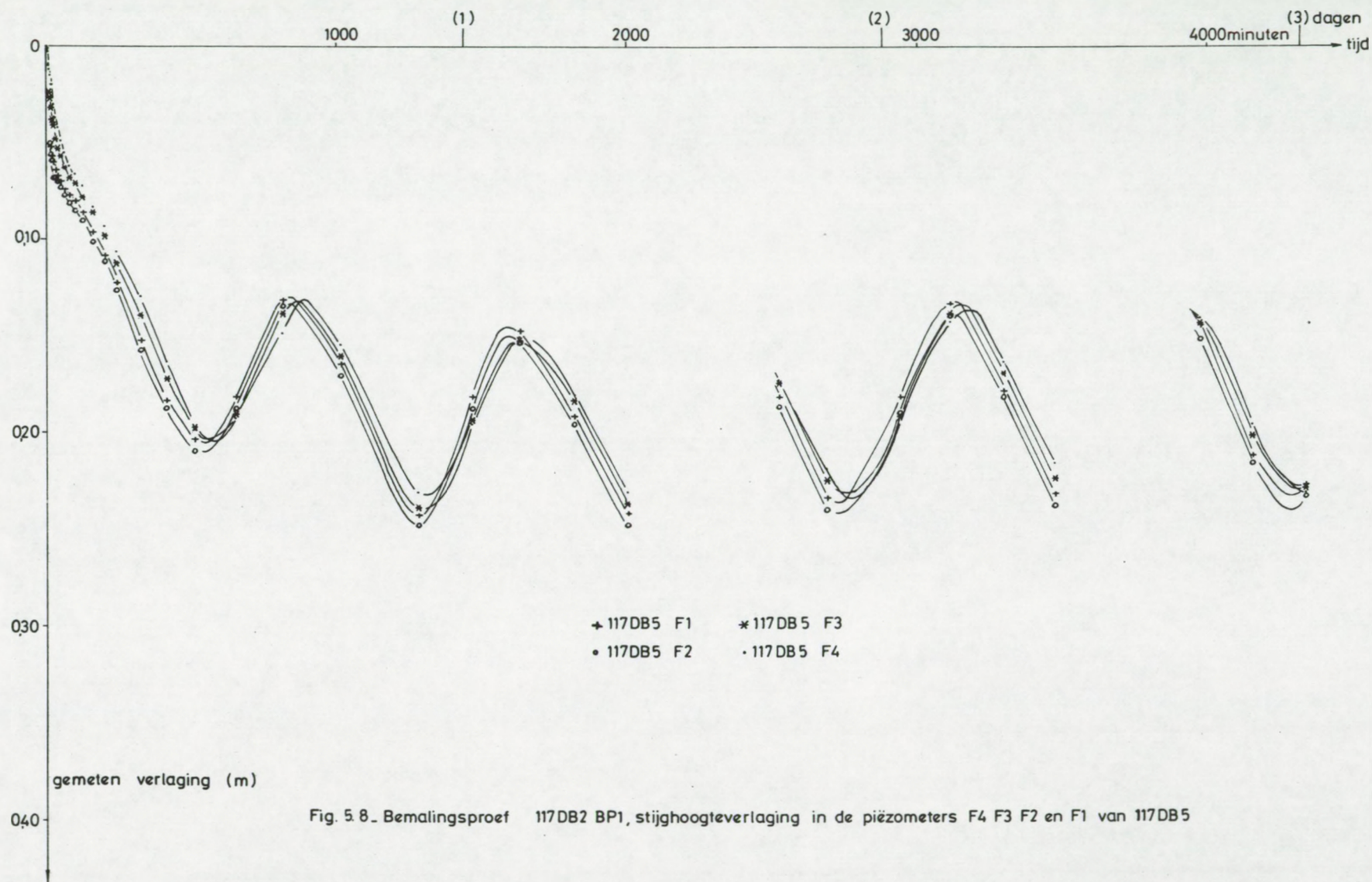
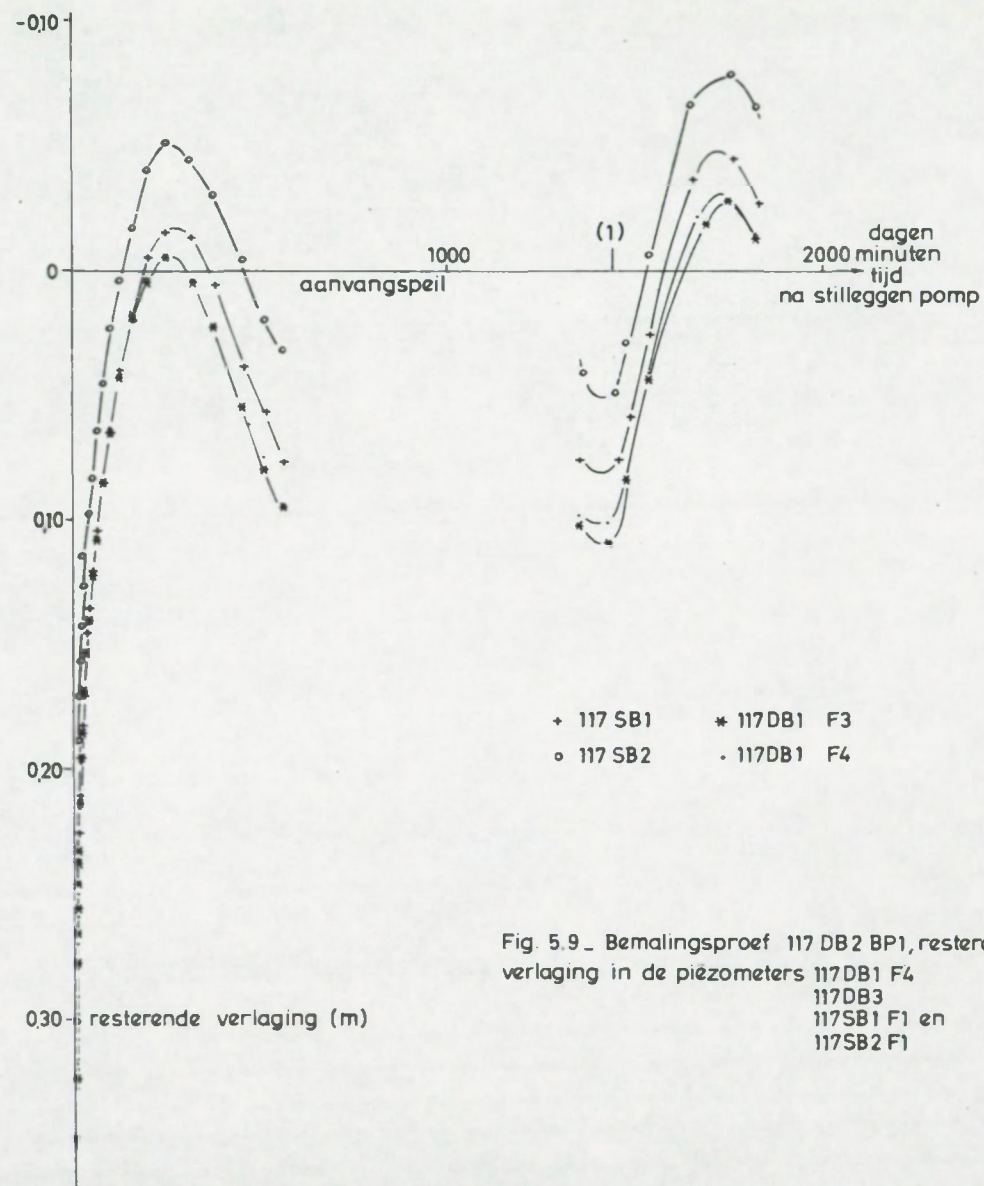


Fig. 5.8. Bemalingsproef 117DB2 BP1, stijghoogteverlaging in de piëzometers F4 F3 F2 en F1 van 117DB5



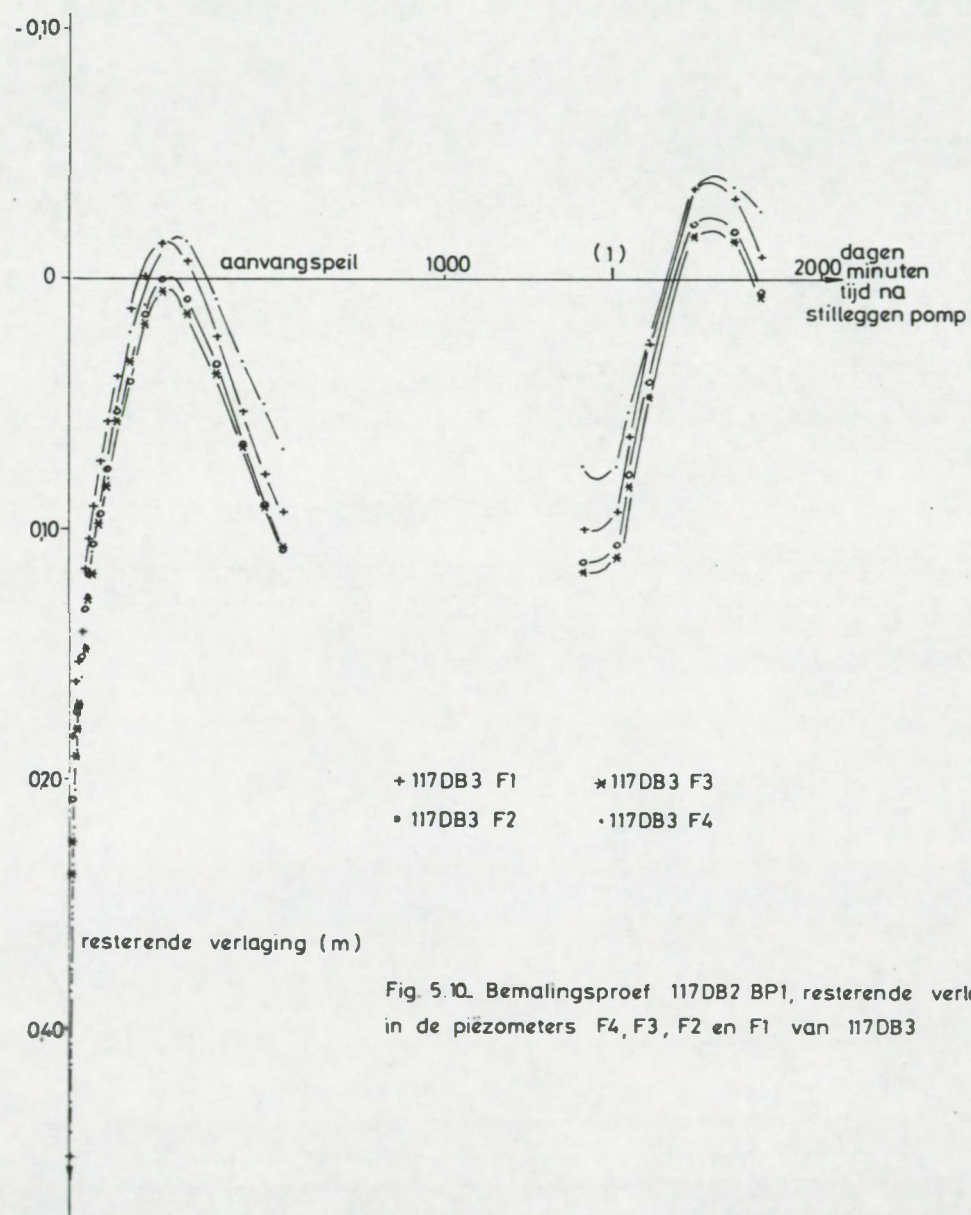


Fig. 5.10. Bemalingsproef 117DB2 BP1, resterende verlaging in de piezometers F4, F3, F2 en F1 van 117DB3

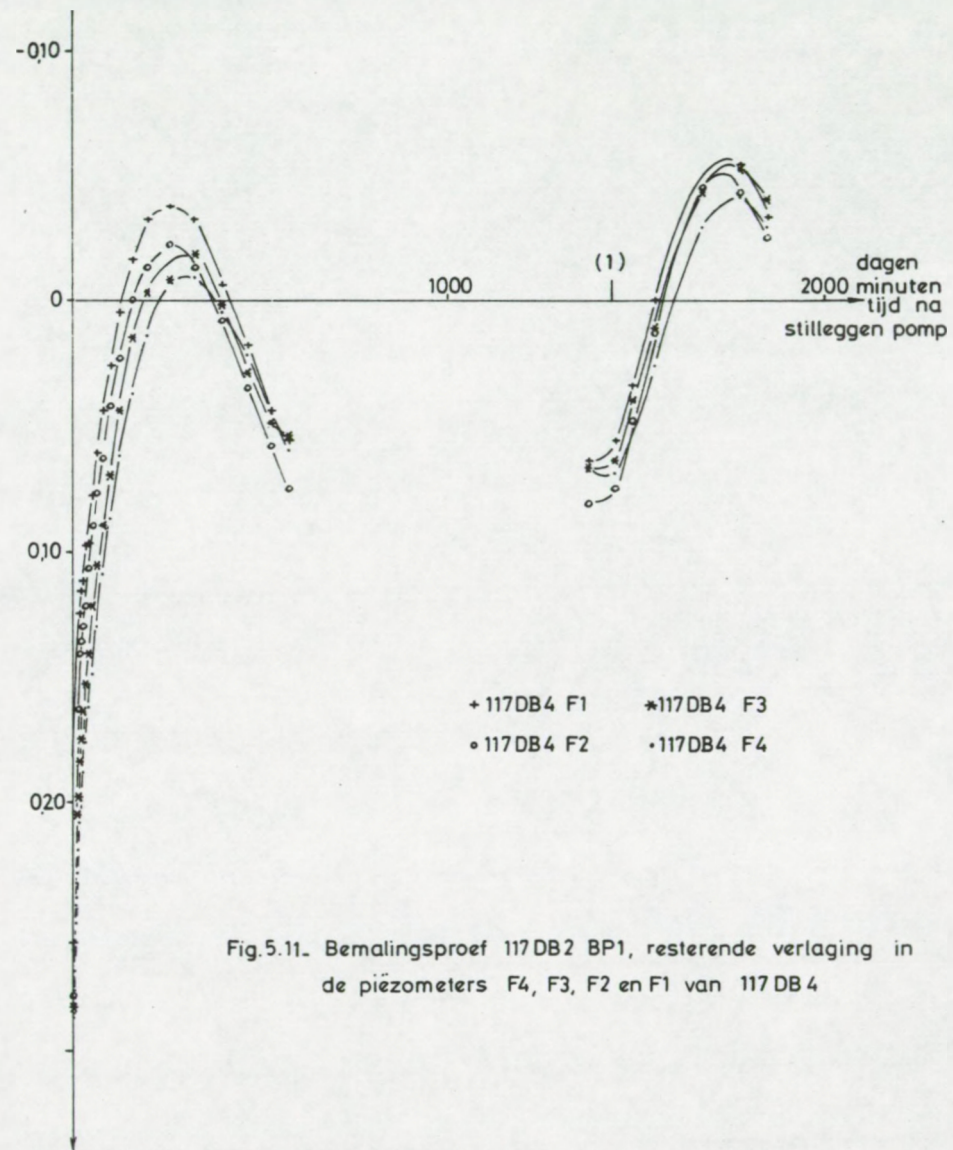


Fig.5.11. Bemalingsproef 117DB2 BP1, resterende verlaging in de piëzometers F4, F3, F2 en F1 van 117 DB 4

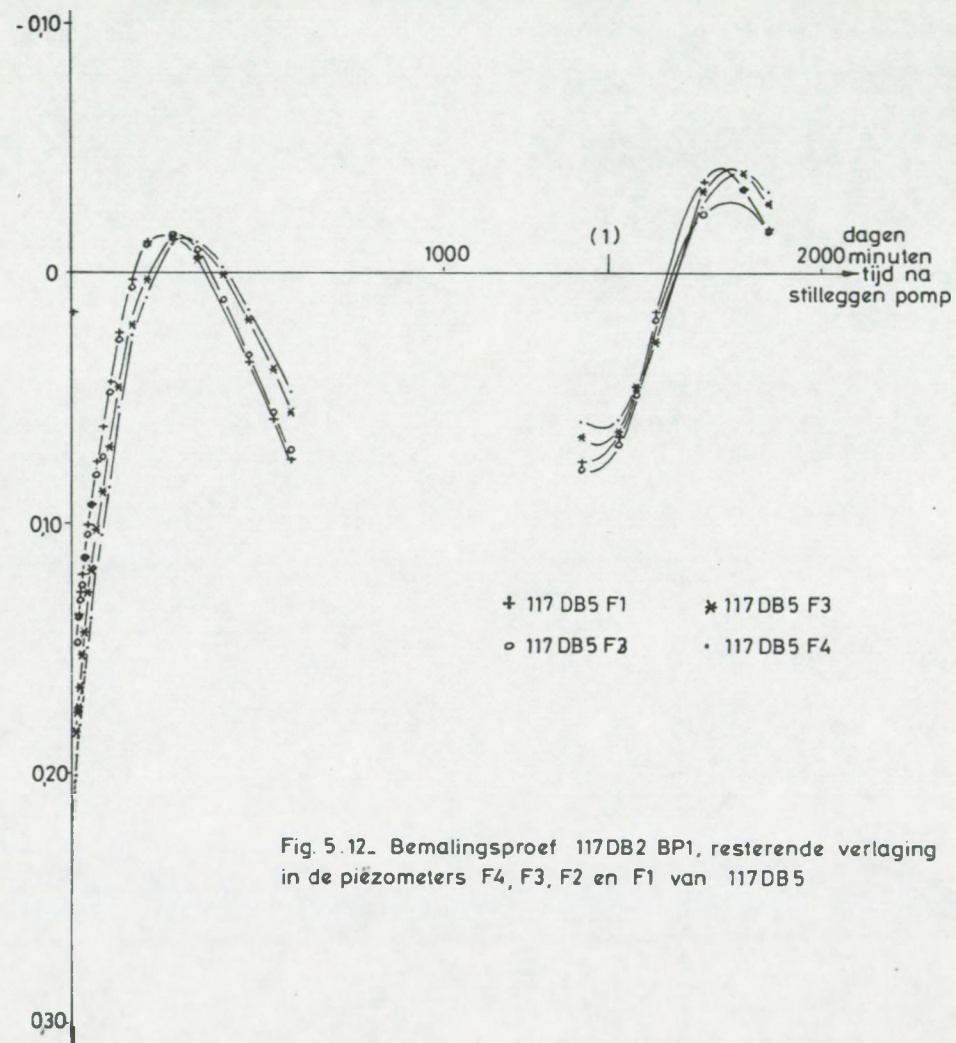
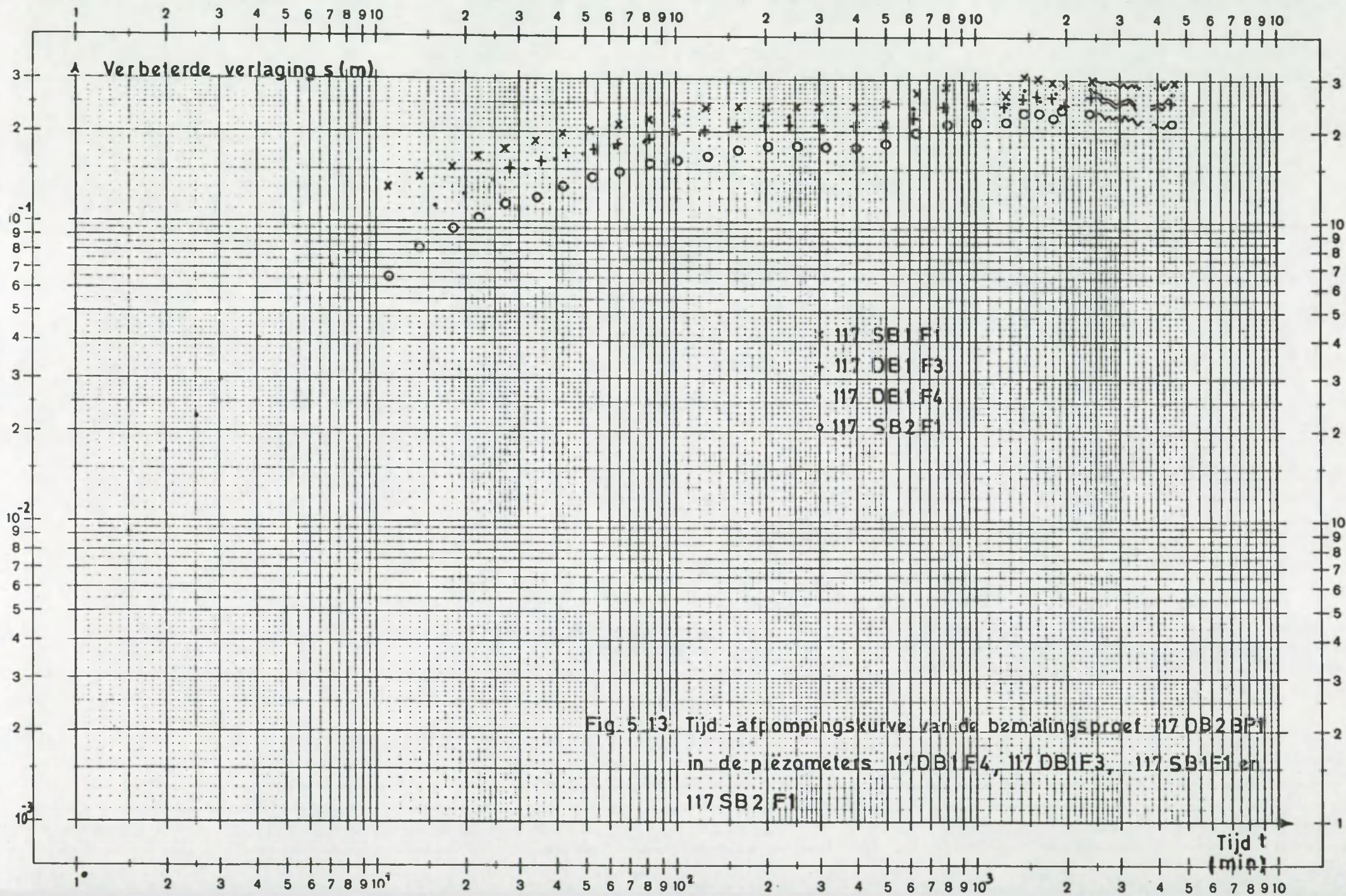


Fig. 5.12. Bemalingsproef 117DB2 BP1, resterende verlaging in de piezometers F4, F3, F2 en F1 van 117DB5



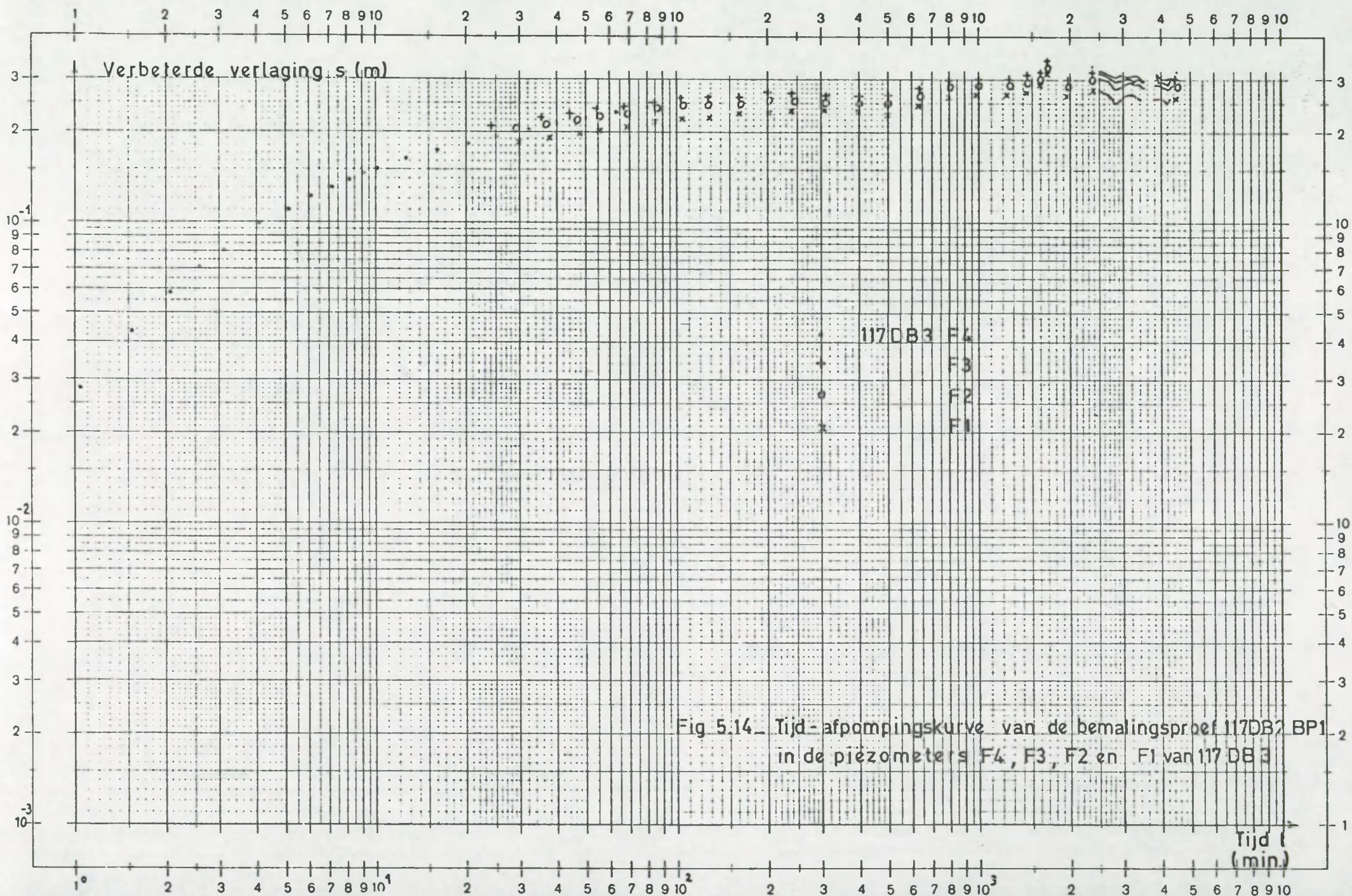
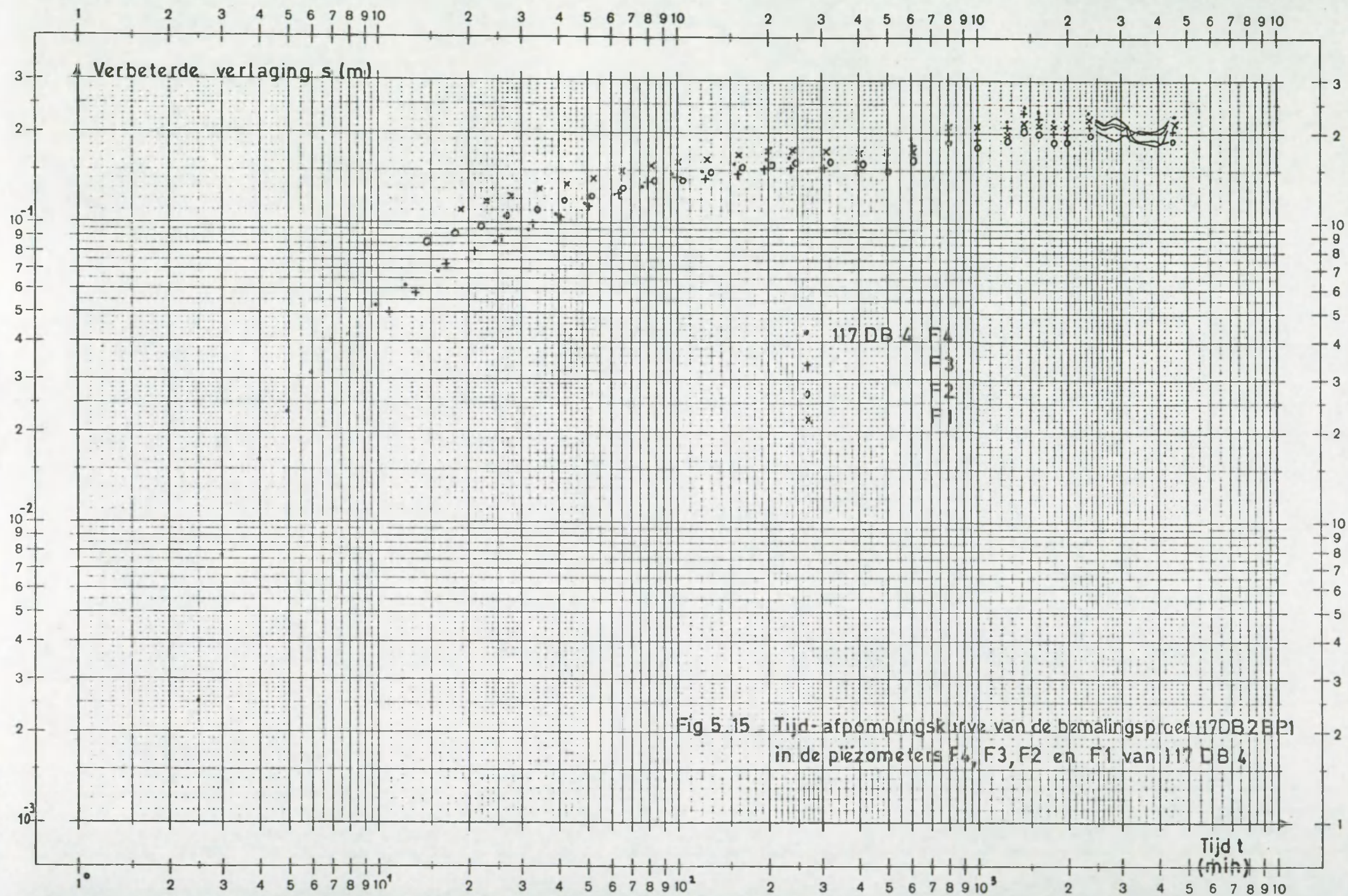
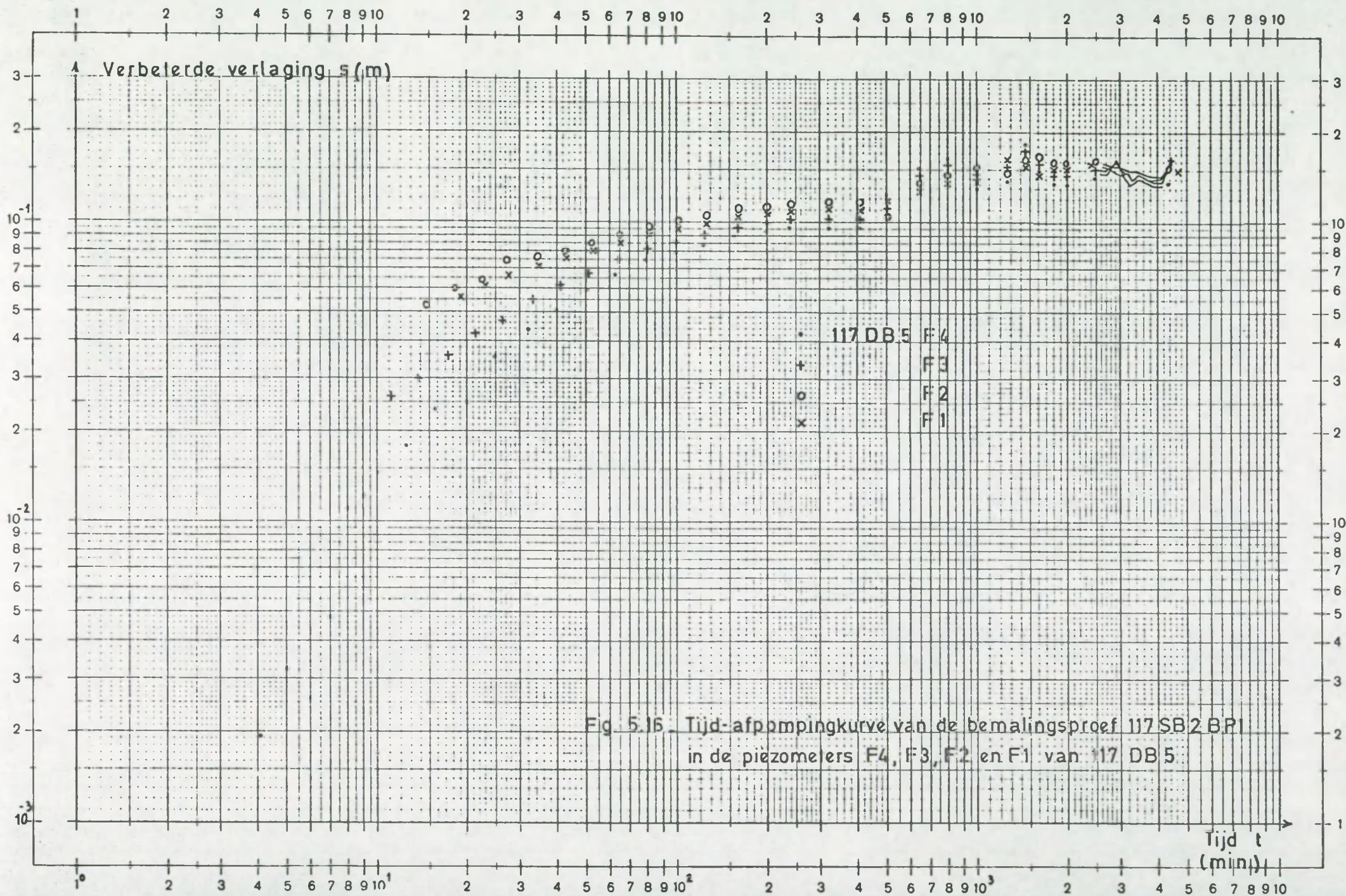
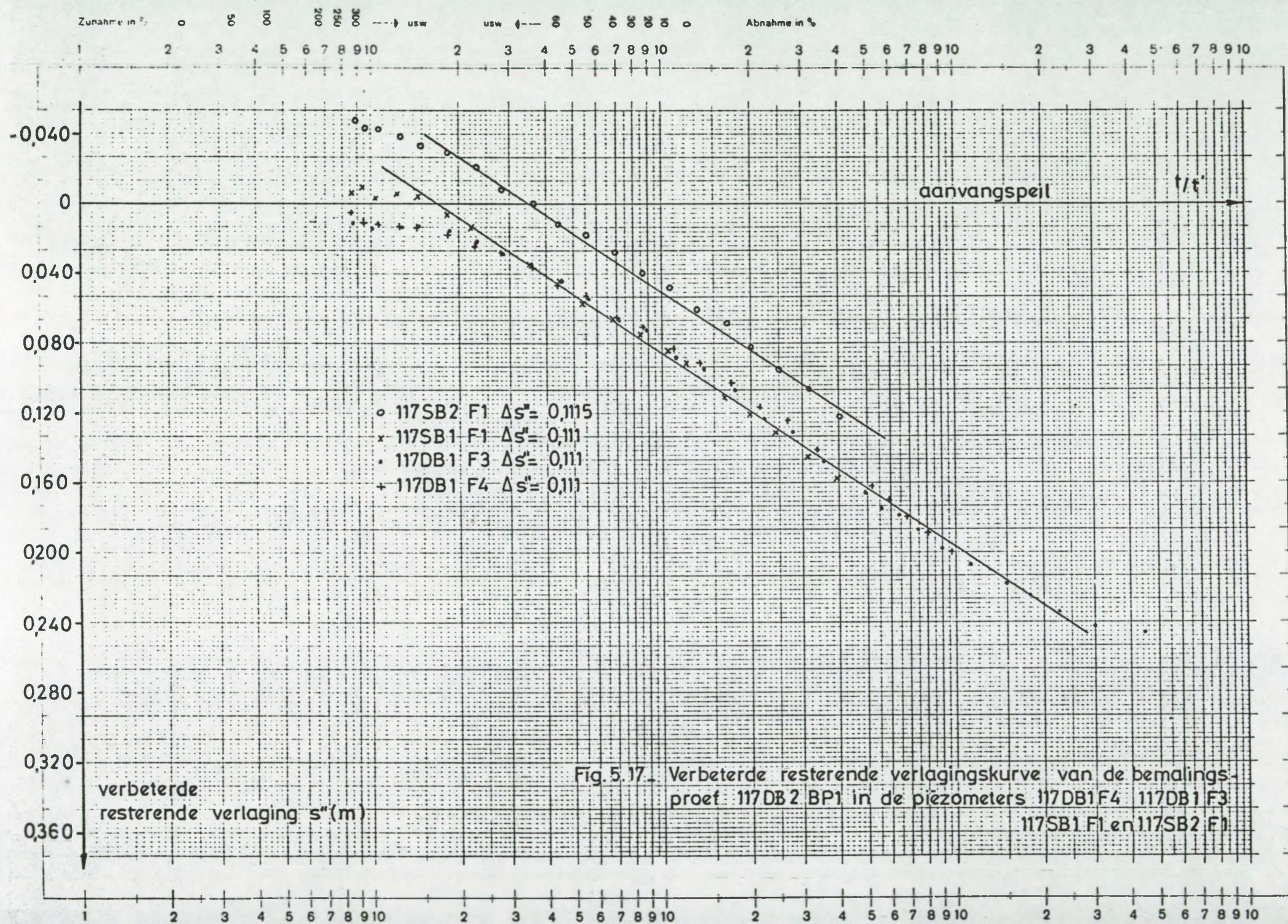
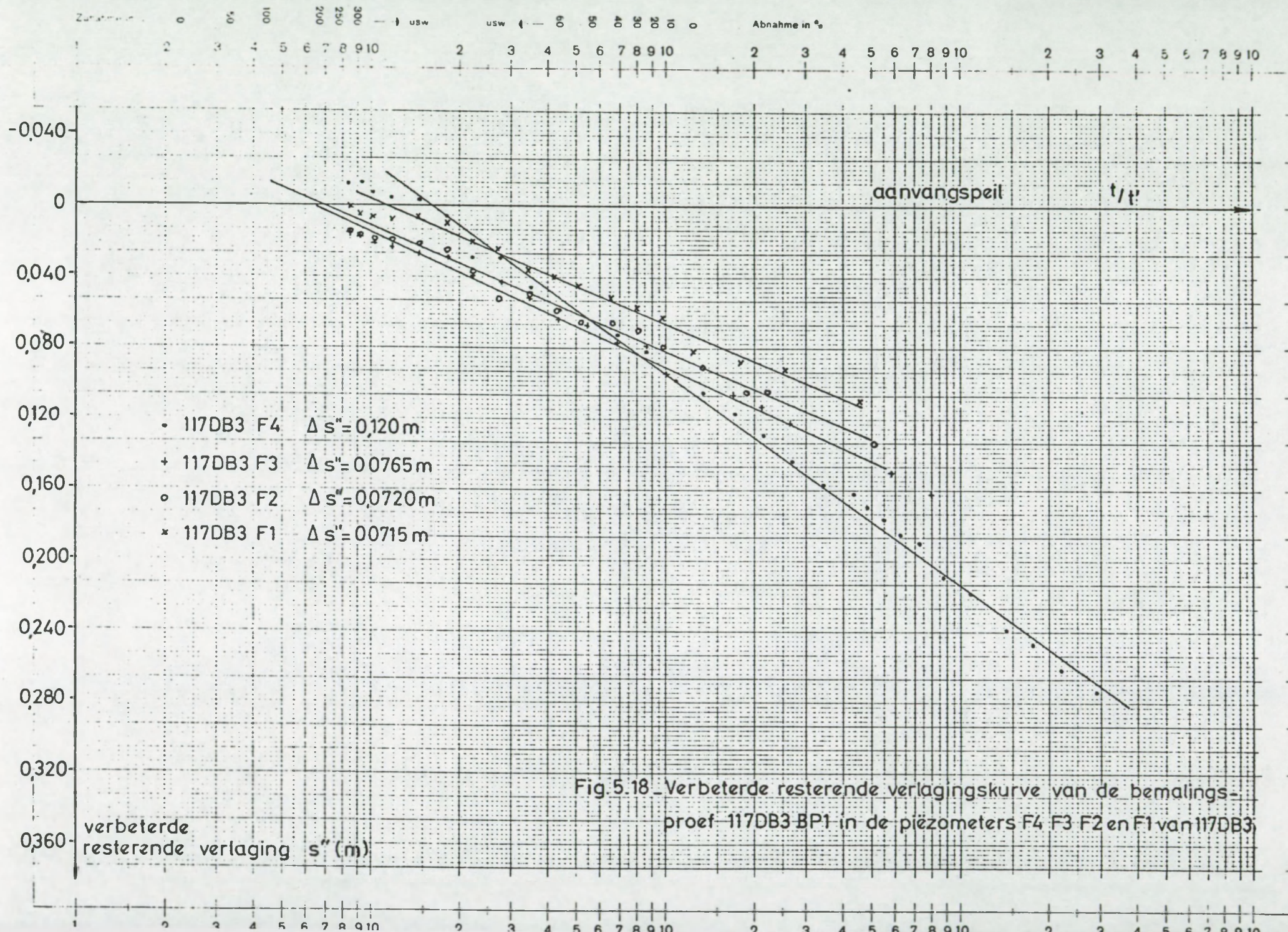


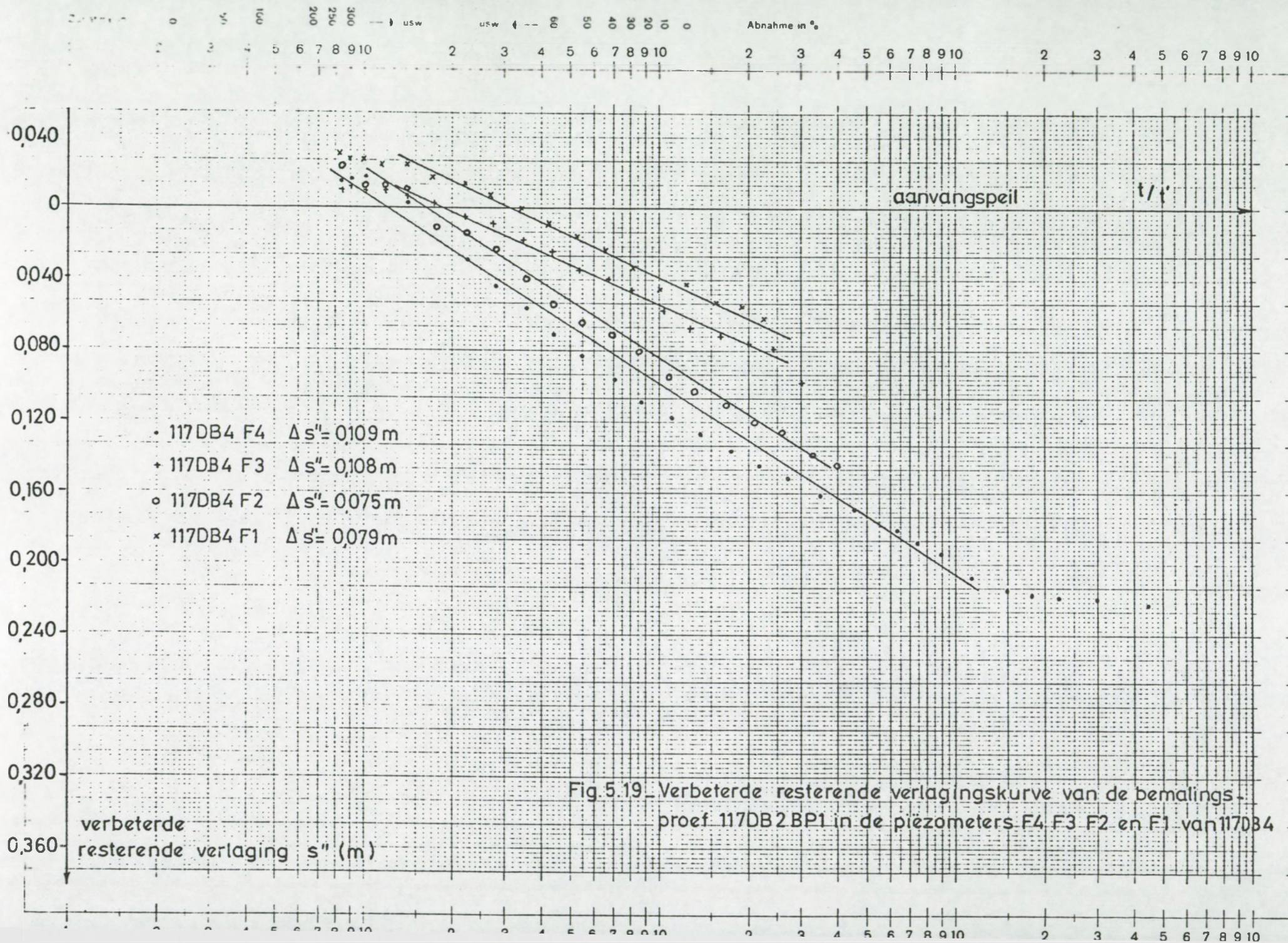
Fig 5.14_ Tijd-afpompingskurve van de bemalingsproef 117DB2 BP1 in de piëzometers F4, F3, F2 en F1 van 117 DB 3

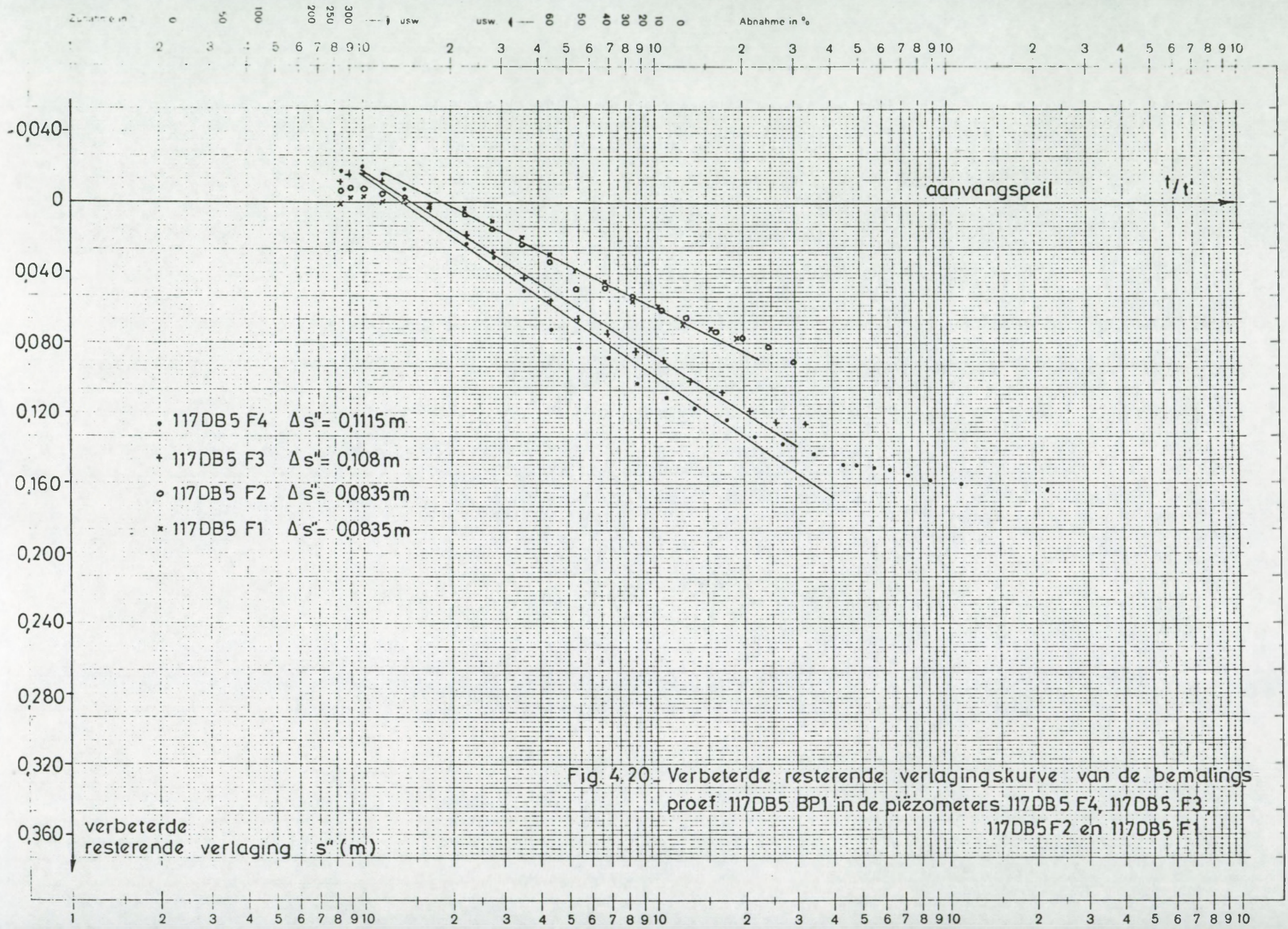


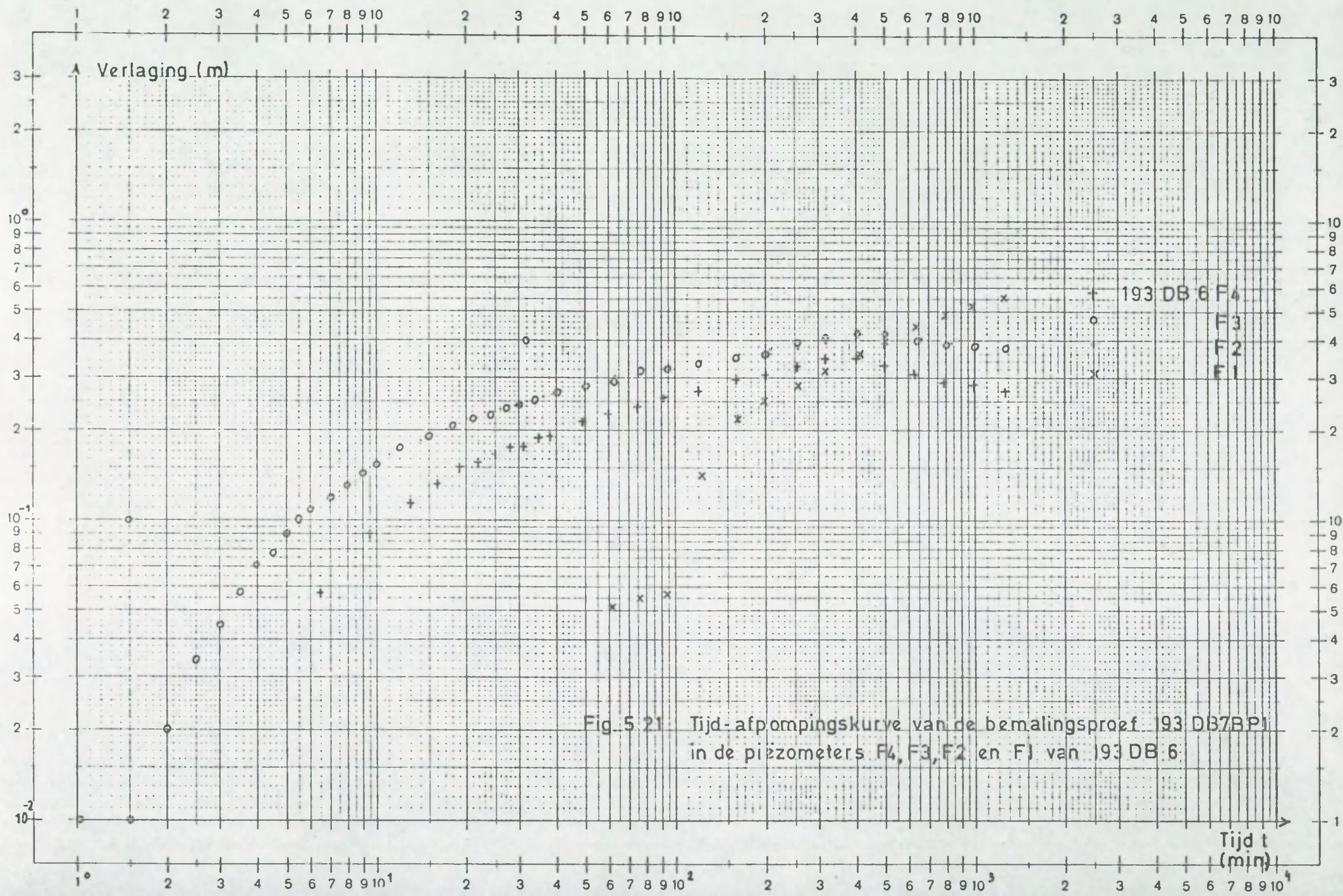


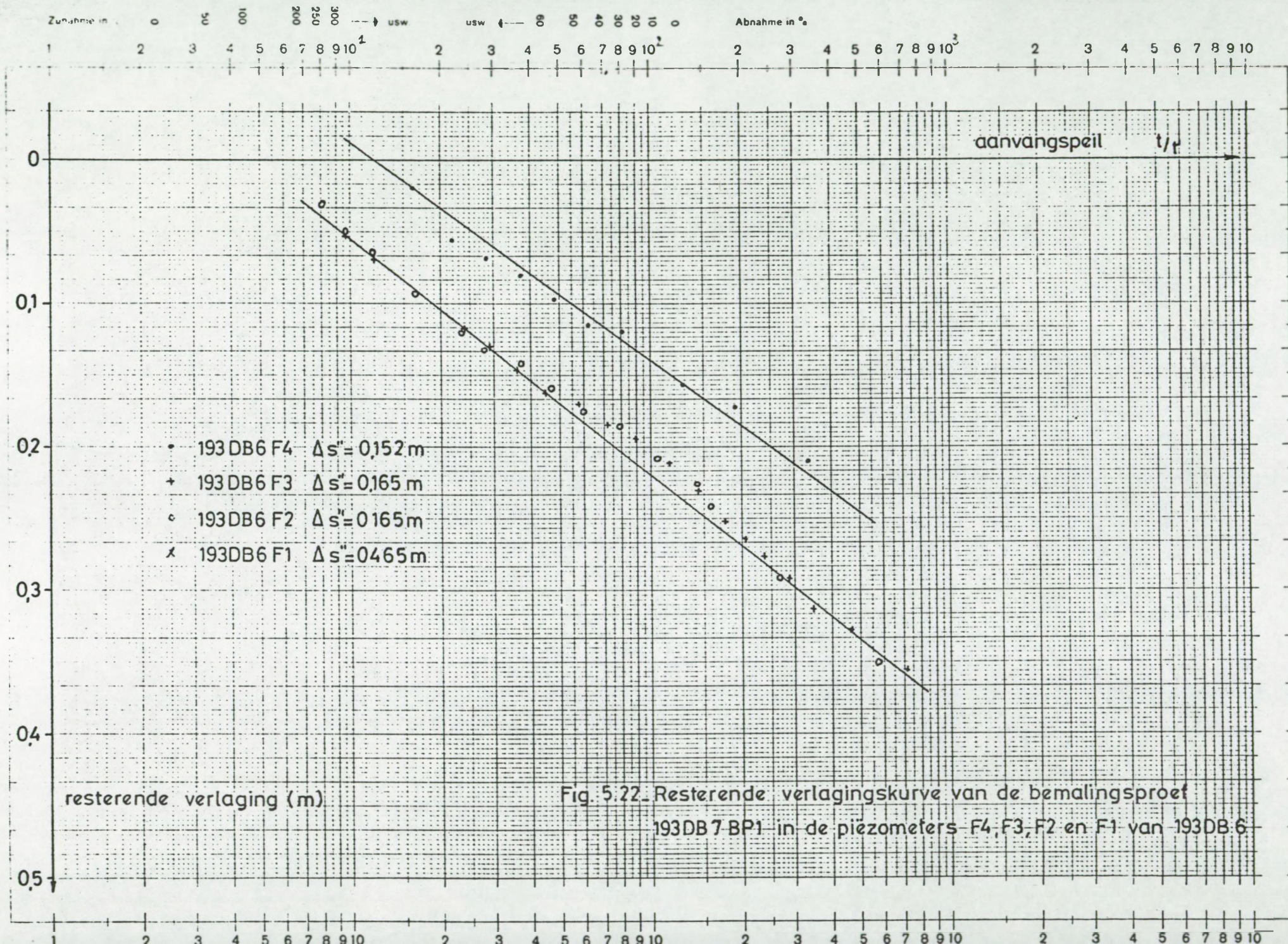


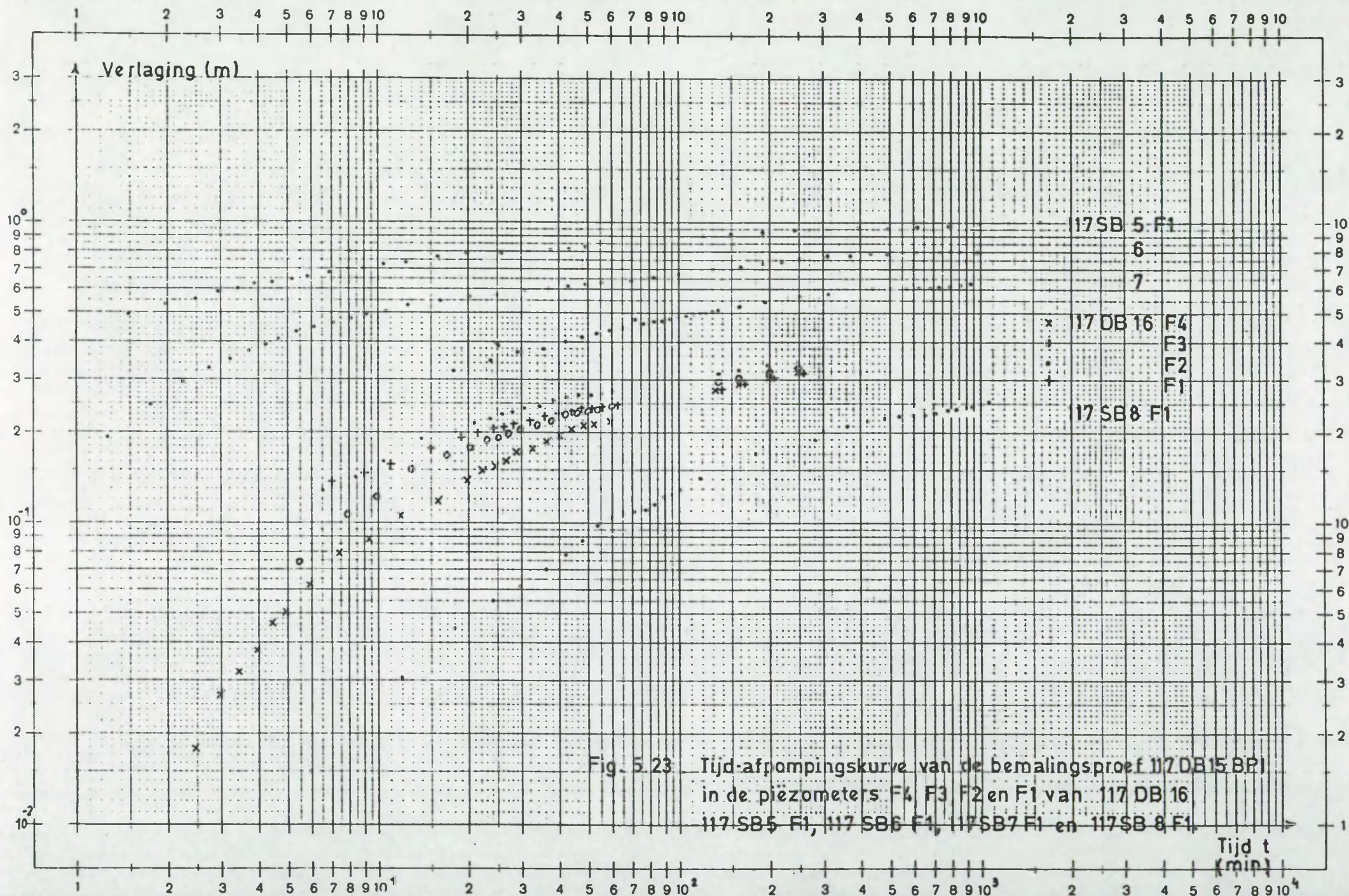


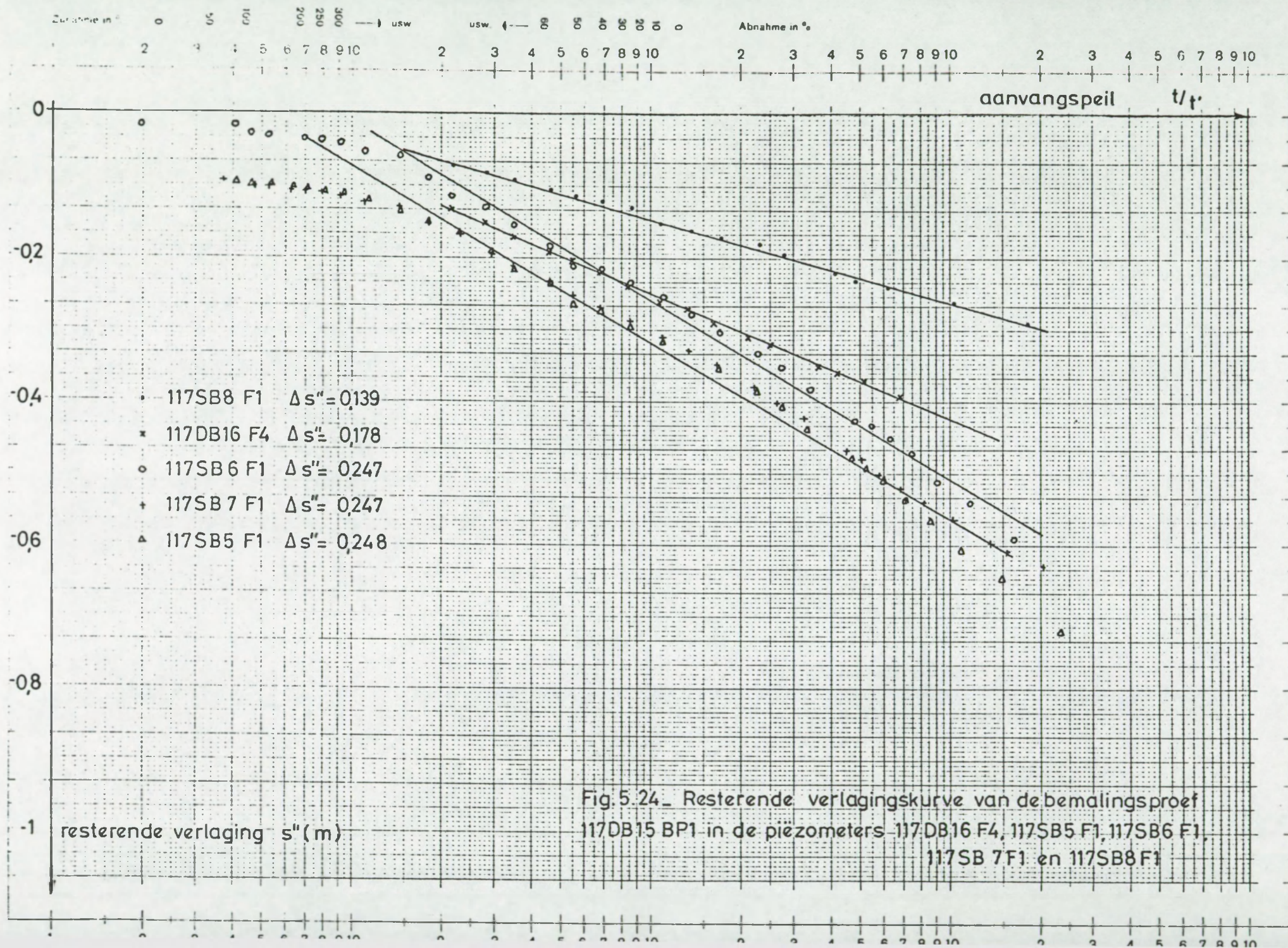


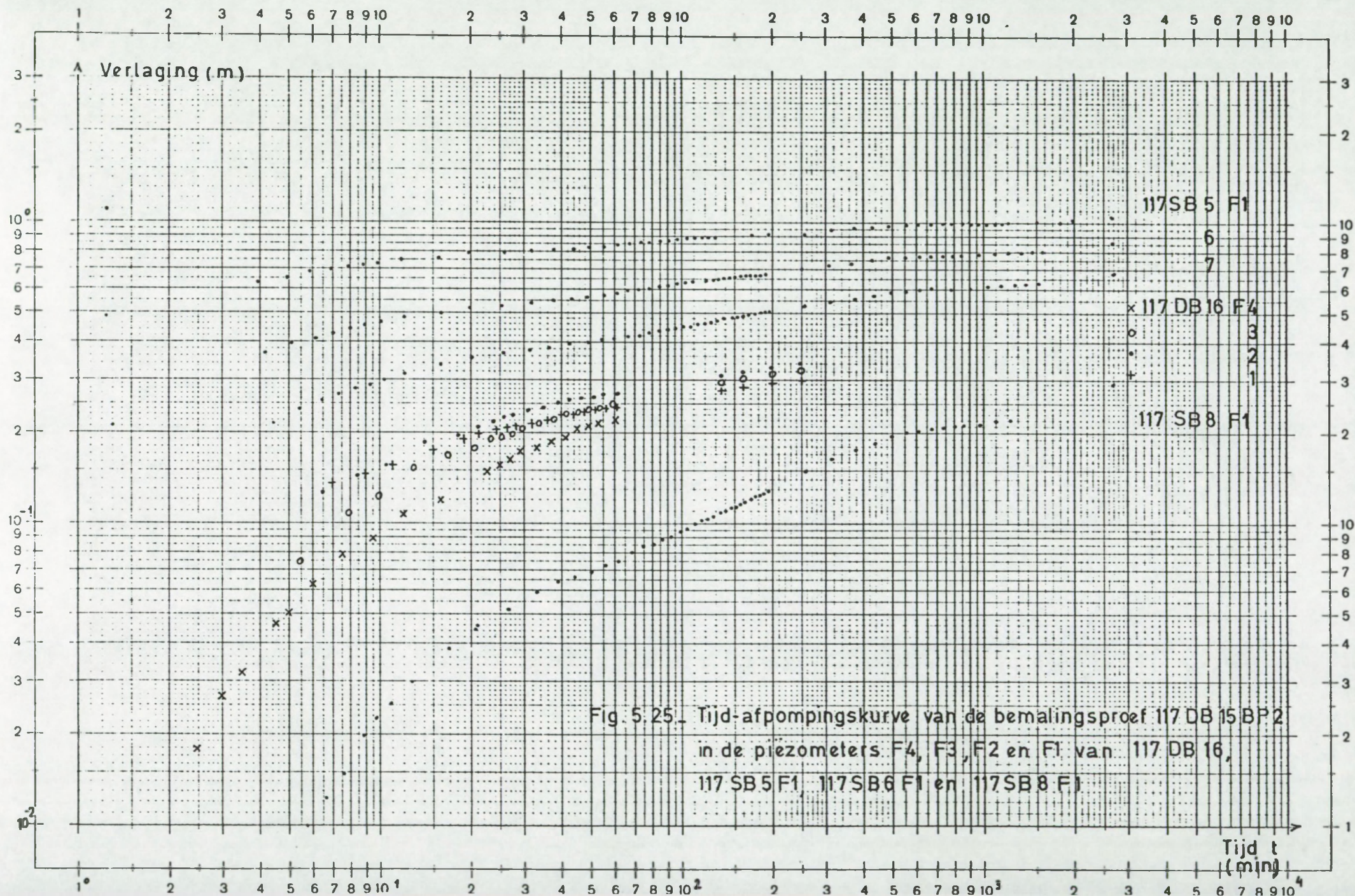












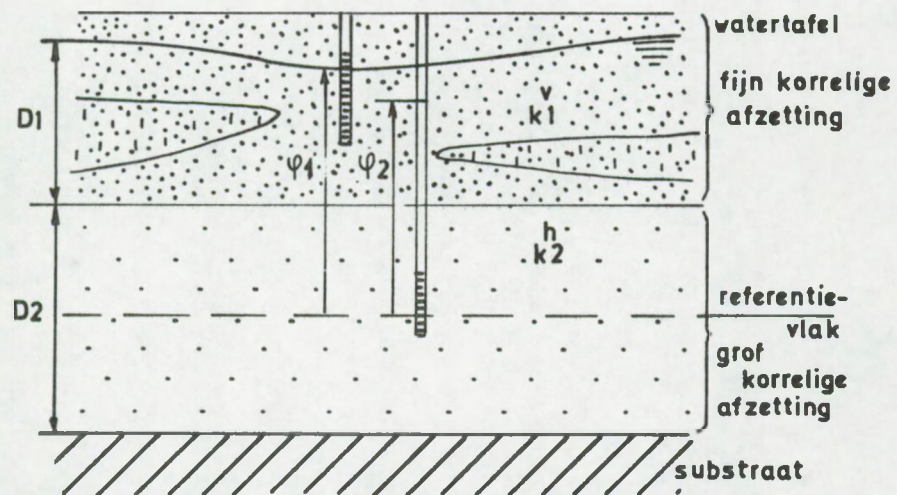


Fig. 5.26_ Half-freatische watervoerende laag met zijn hydraulische parameters

- ψ_1 : stijghoogte in de fijnkorrelige afzetting
- k_1^v : verticale permeabiliteit van de fijnkorrelige afzetting
- $D1$: dikte van de verzadigde zone van de fijnkorrelige afzetting
- ψ_2 : stijghoogte in de grofkorrelige afzetting
- k_2^h : horizontale permeabiliteit van de grofkorrelige afzetting
- $D2$: dikte van de grofkorrelige afzetting

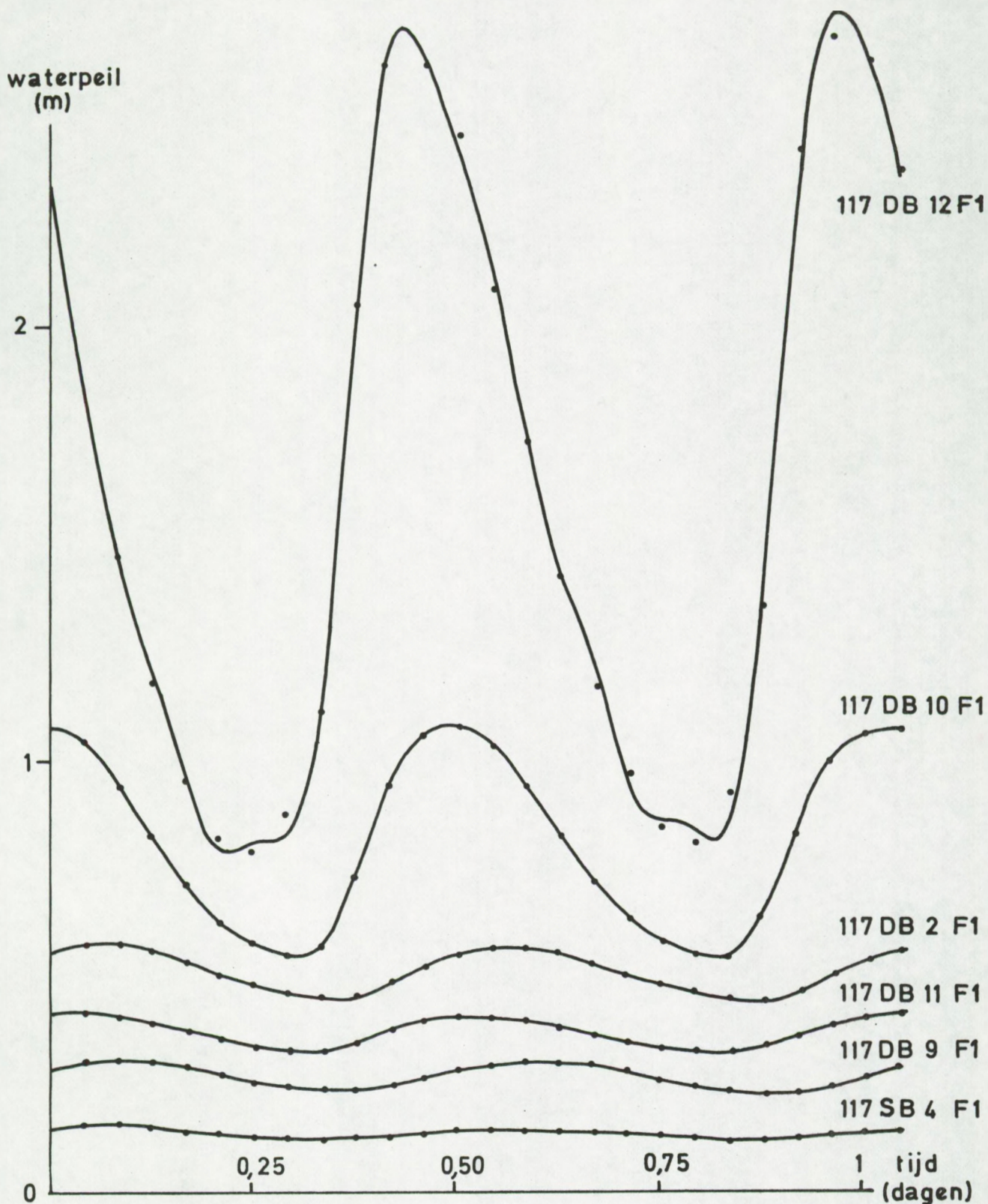
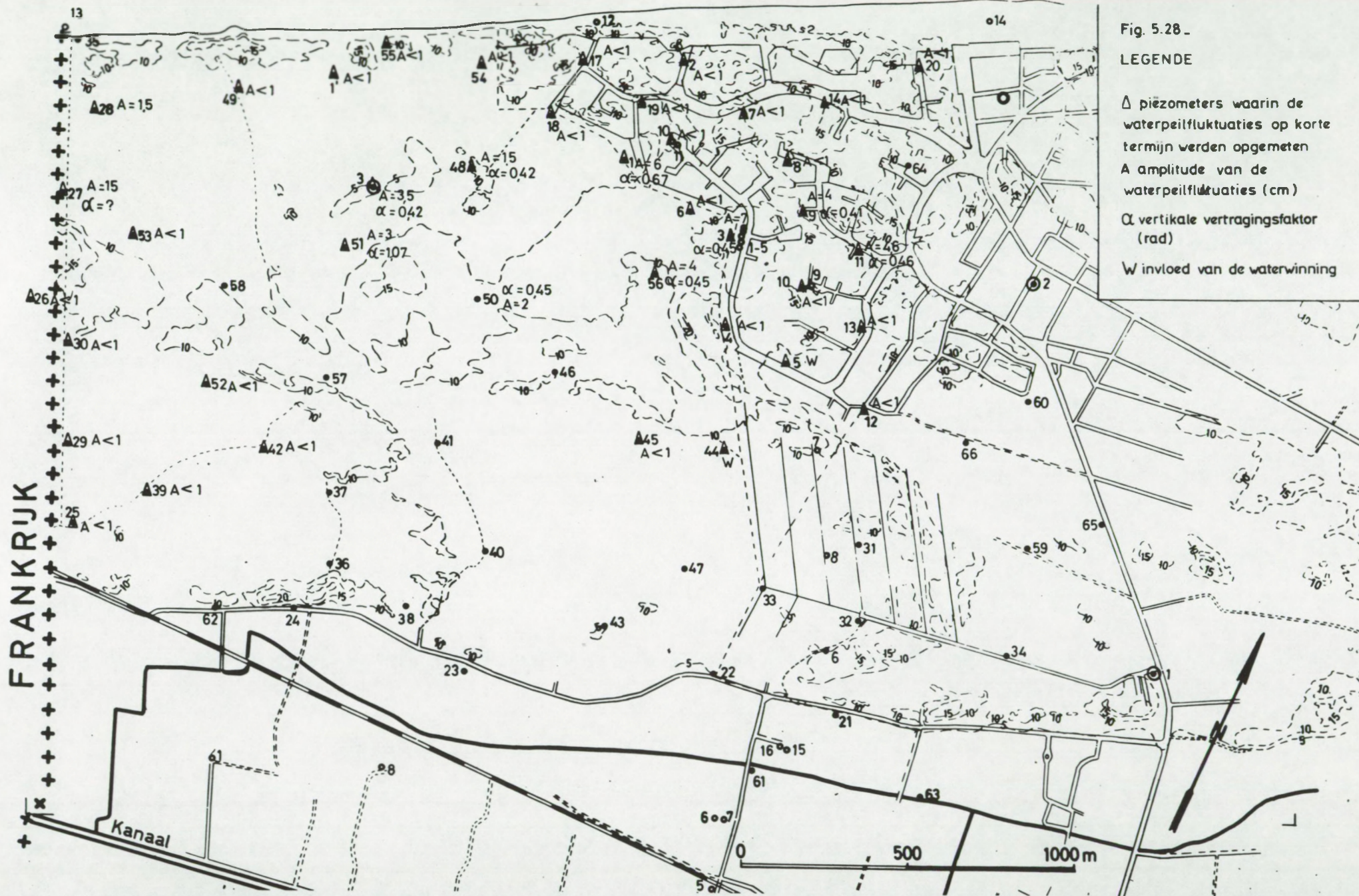


Fig. 5.27 - FOURIER-analyse van de waterpeilfluctuaties onder invloed van de getijden in de piëzometers 117DB12F1 (0 m), 117DB10F1 (360 m), 117DB11F1 (360 m), 117SB4F1 (360 m), 117DB2F1 (635 m) en 117DB9F1 (800 m)

N O O R D Z E E



HOOFDSTUK 6

HYDROGEOLOGIE

Figuren 6.1 tot 6.80

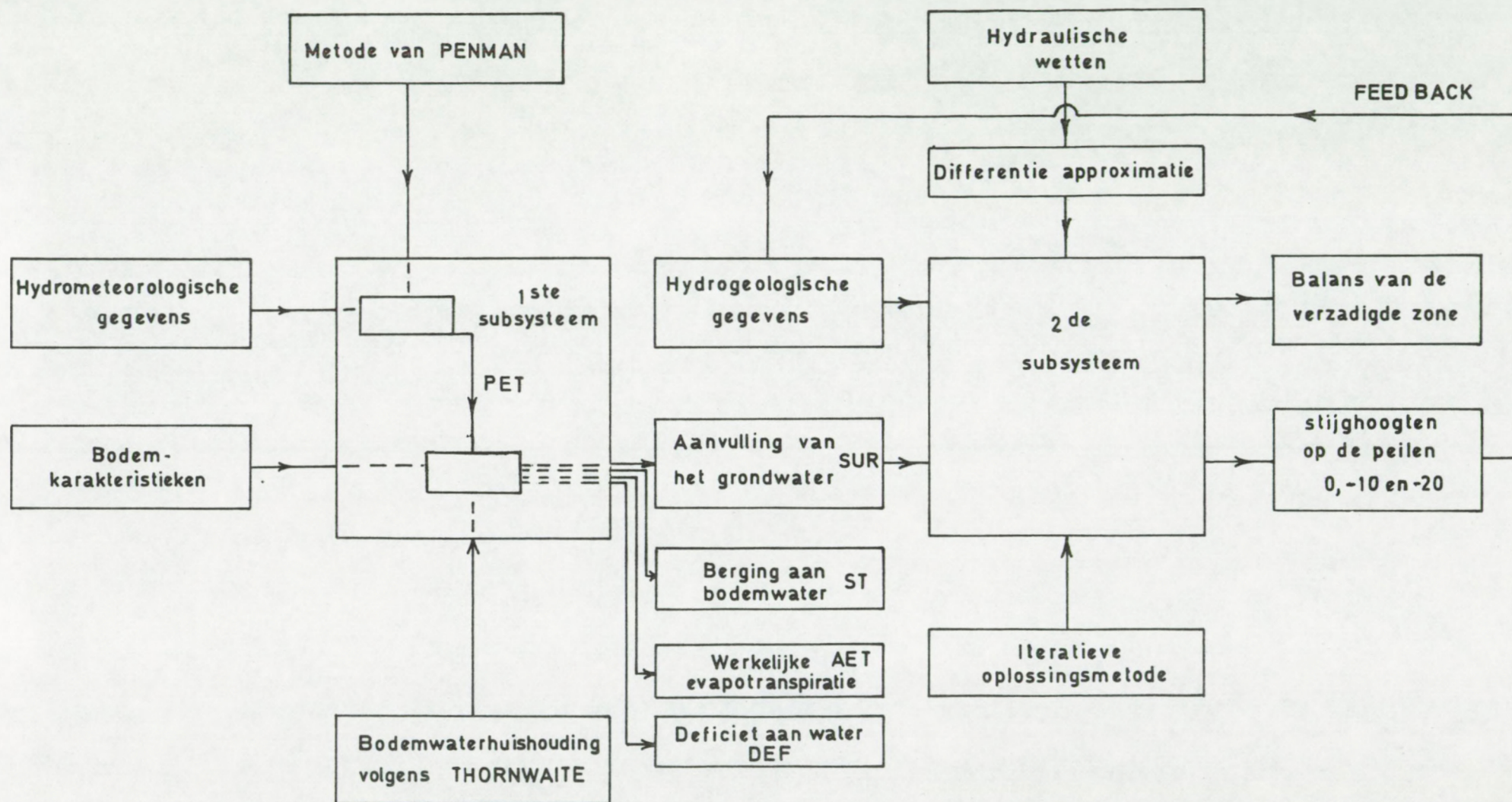


Fig. 6.1 - Schematische voorstelling van het aangewende waterhuishoudingssysteem

atmosfeer

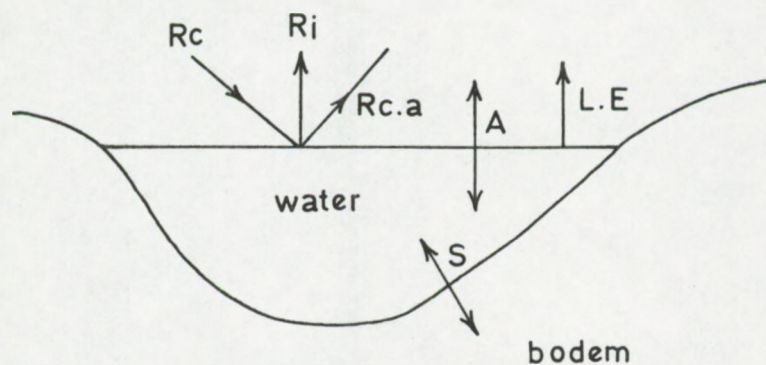


Fig. 6.2 - Energiebalans van een watervolume

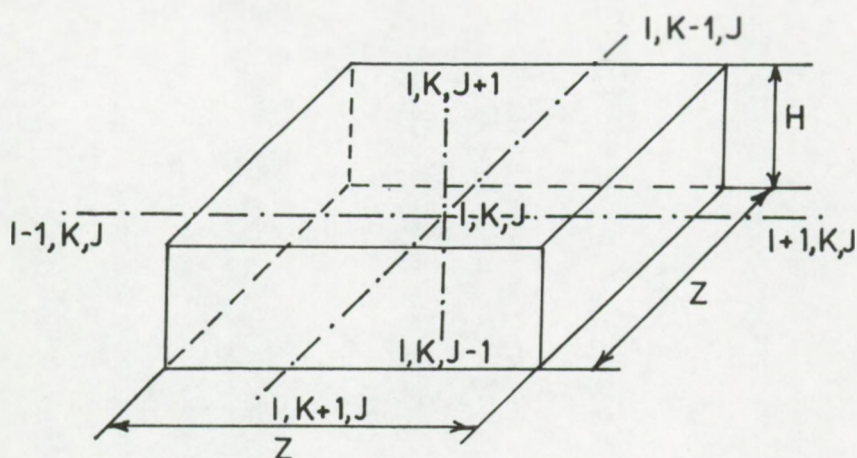
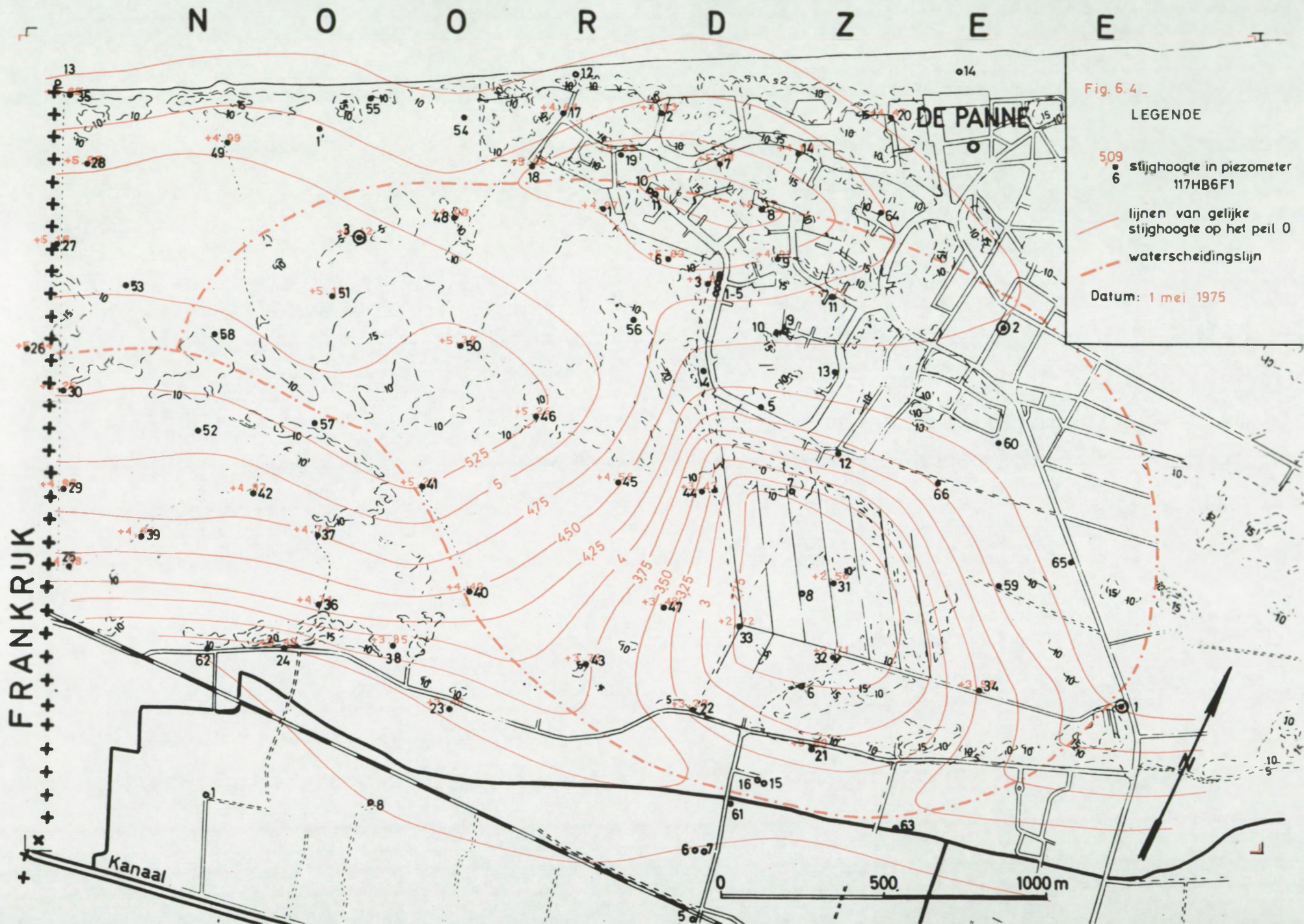


Fig. 6.3 - Volume-element aangeduid door dimensieloze coördinaten (I, K, J) van zijn middelpunt samen met de middelpunten van zijn omringende volume-elementen



N O O R D Z E E

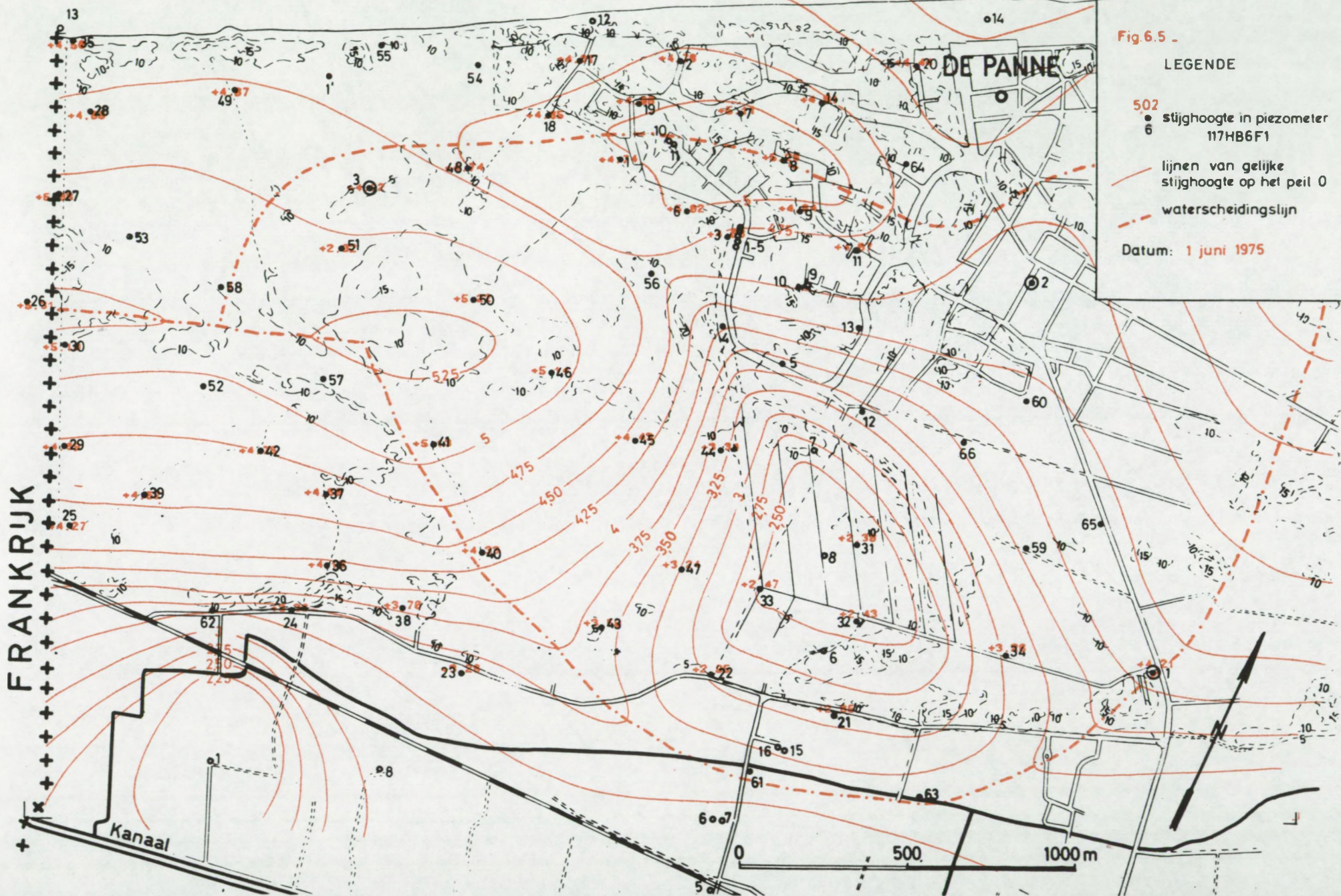


Fig.6.5 -

LEGENDE

- 502
6 • stijghoogte in piezometer 117HB6F1
- lijnen van gelijke stijghoogte op het peil 0
- - - waterscheidingslijn

Datum: 1 juni 1975

FRANKRIJK

Kanaal

0 500 1000 m

N O O R D Z E E

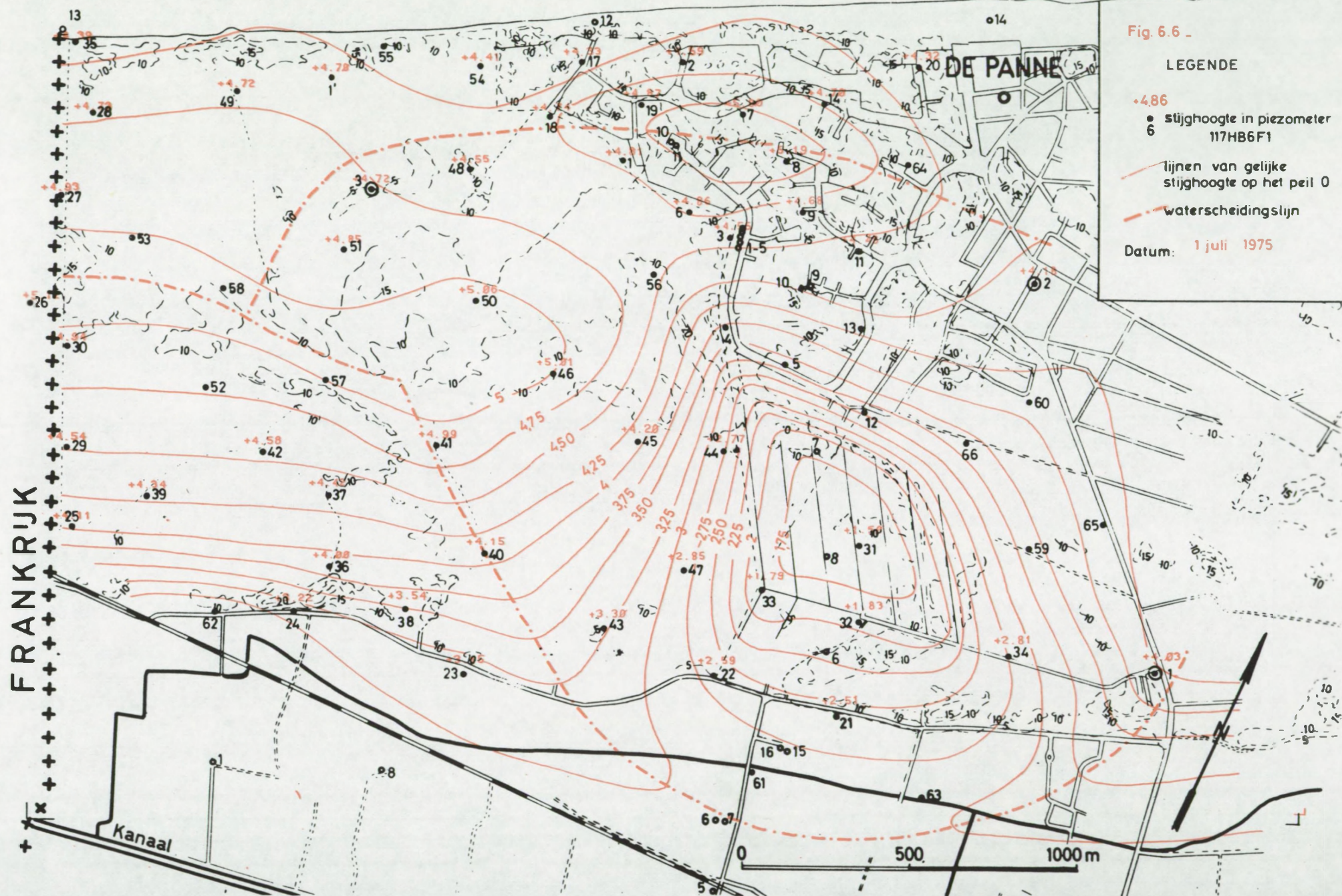


Fig. 6.6 -

LEGENDE

- 4.86
• stijghoogte in piezometer
6 117HB6F1
- lijnen van gelijke
stijghoogte op het peil 0
- - - waterscheidingslijn

Datum: 1 juli 1975

N O O R D Z E E

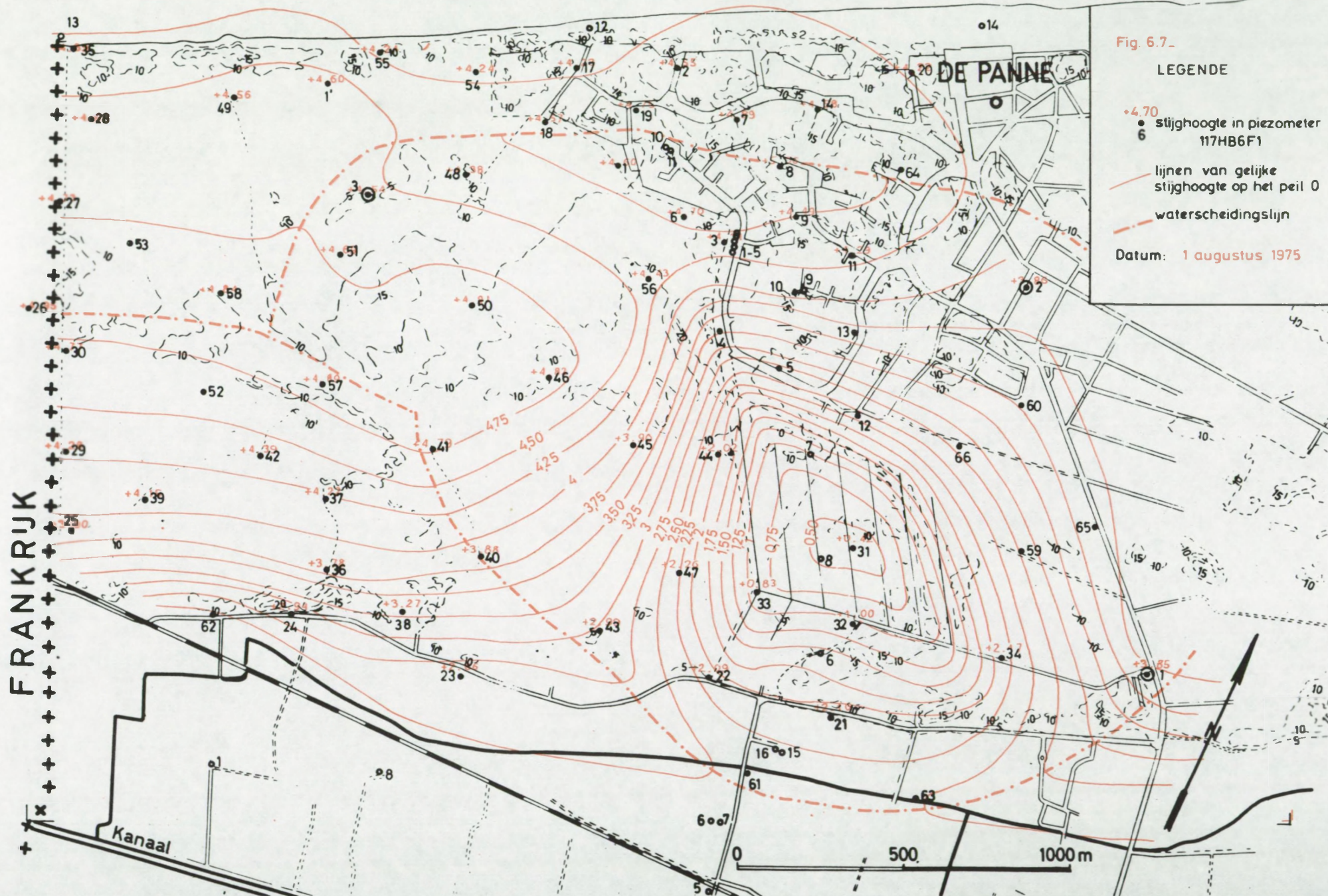


Fig. 6.7-

LEGENDE

• 4.70
6 stijghoogte in piezometer
117HB6F1

lijnen van gelijke
stijghoogte op het peil 0
waterscheidingslijn

Datum: 1 augustus 1975

FRANKRIJK

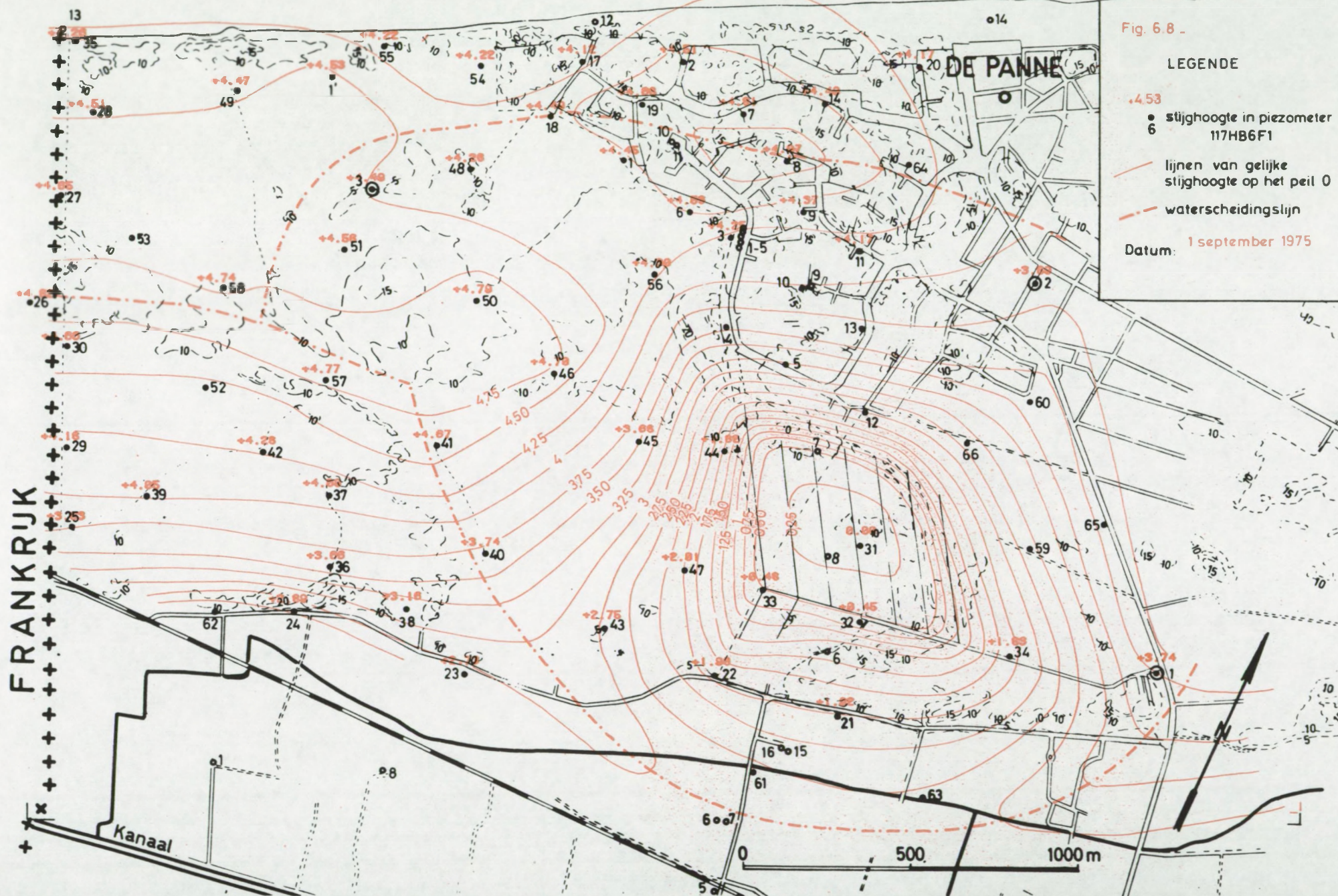


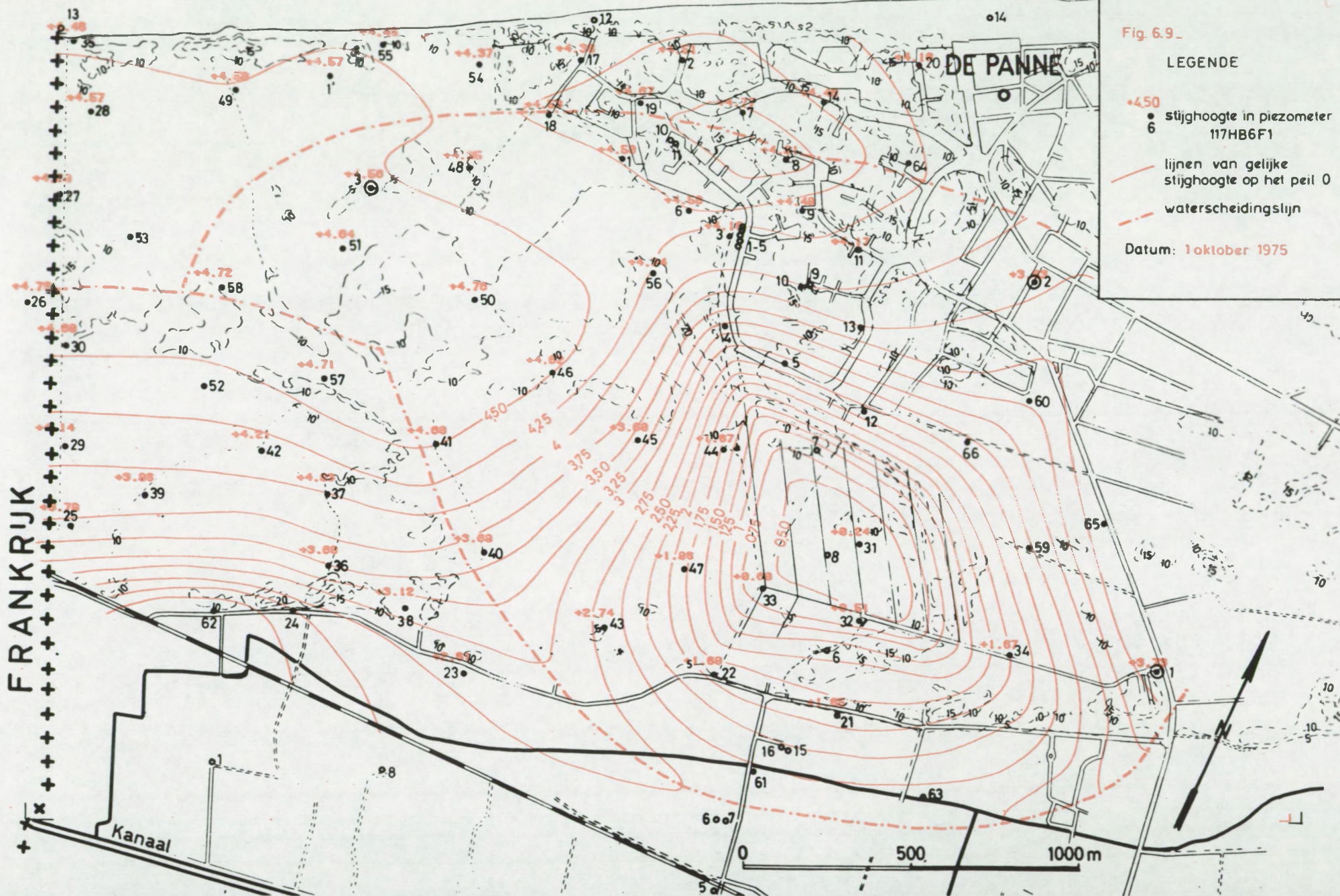
Fig. 6.8 -

LEGENDE

- stijghoogte in piezometer
 6 117HB6F1
 lijnen van gelijke
 stijghoogte op het peil 0
 waterscheidingslijn

Datum: 1 september 1975

N O O R D Z E E



N O O R D Z E E

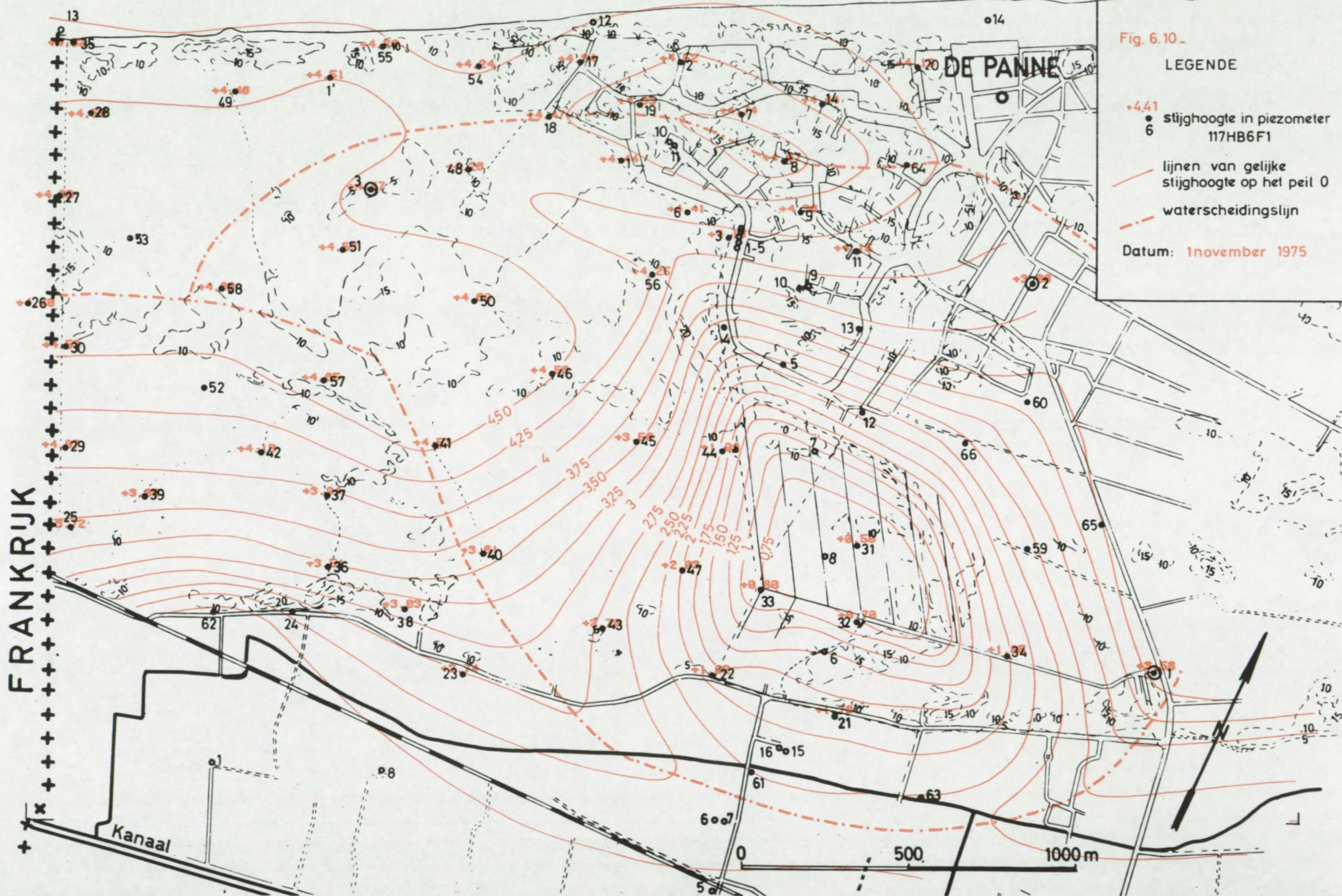


Fig. 6.10.

LEGENDE

• 4.41
6 stijghoogte in piezometer
117HB6F1

lijnen van gelijke
stijghoogte op het peil 0

waterscheidingslijn

Datum: 1 november 1975

N O O R D Z E E

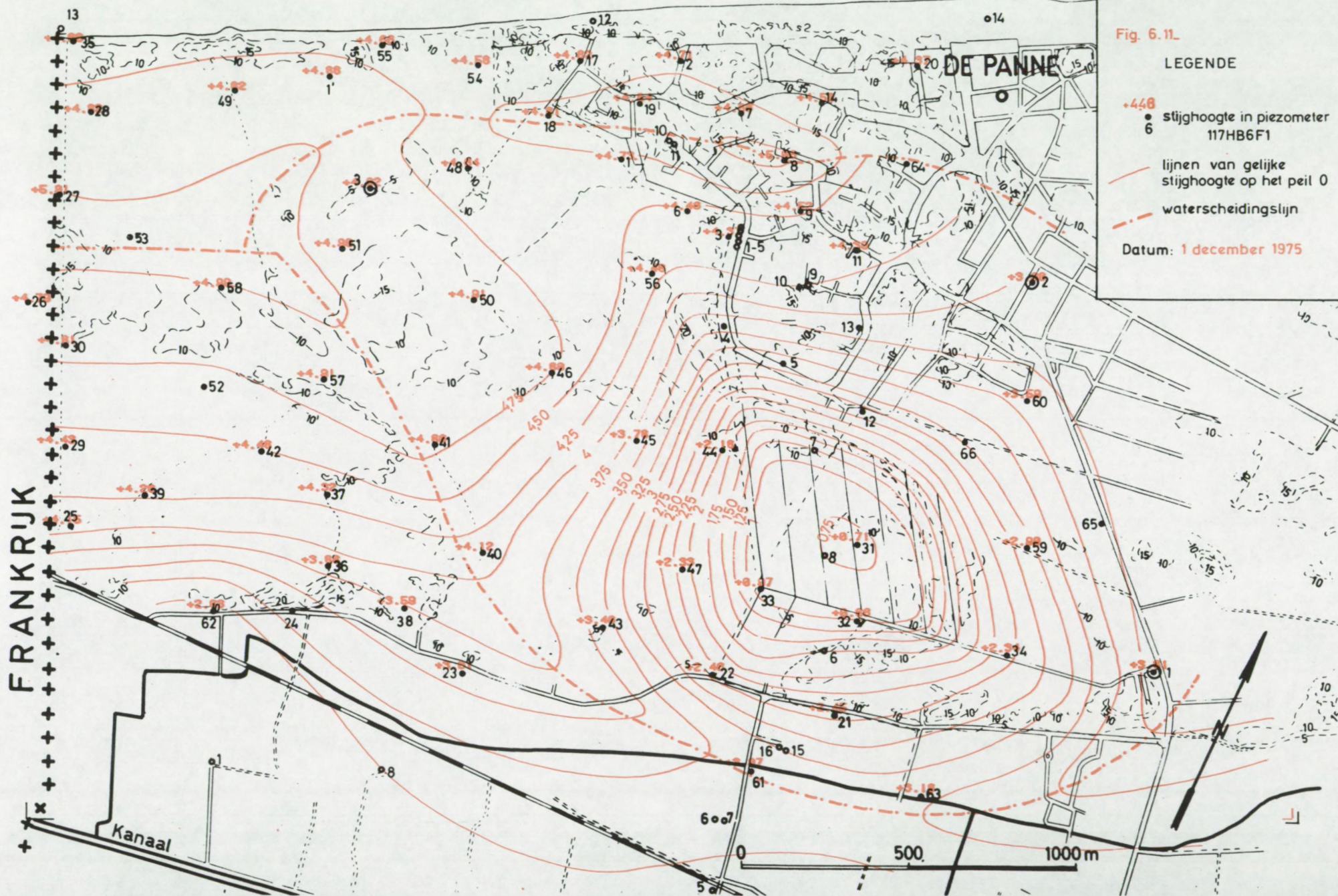


Fig. 6.11.

LEGENDE

- 448
6 stijghoogte in piezometer 117HB6F1
- lijnen van gelijke stijghoogte op het peil 0
- - - waterscheidingslijn

Datum: 1 december 1975

N O O R D Z E E

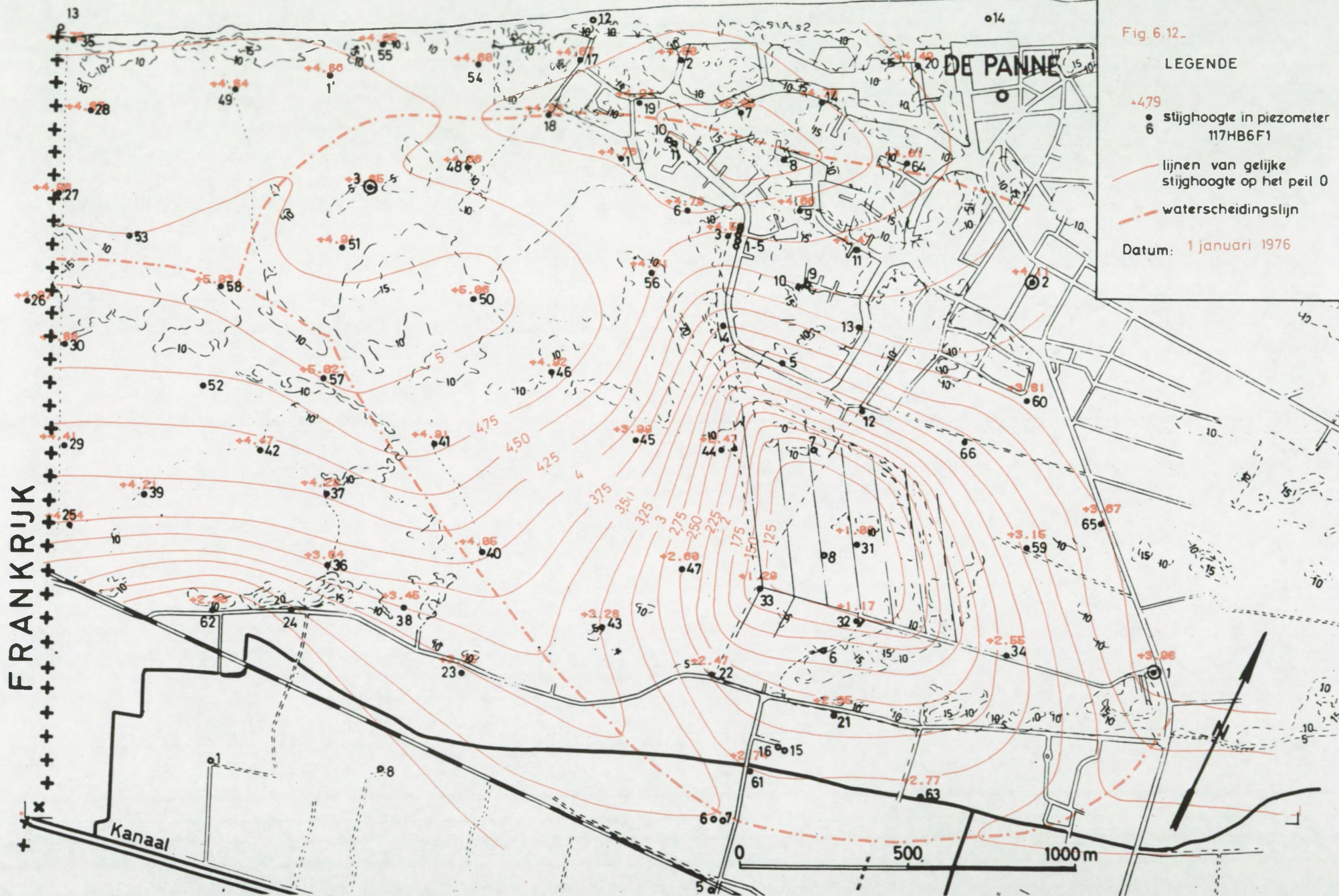


Fig. 6.12.

LEGENDE

- +4.79
6 stijghoogte in piezometer 117HB6F1
- lijnen van gelijke stijghoogte op het peil 0
- - - waterscheidingslijn

Datum: 1 januari 1976

N O O R D Z E E

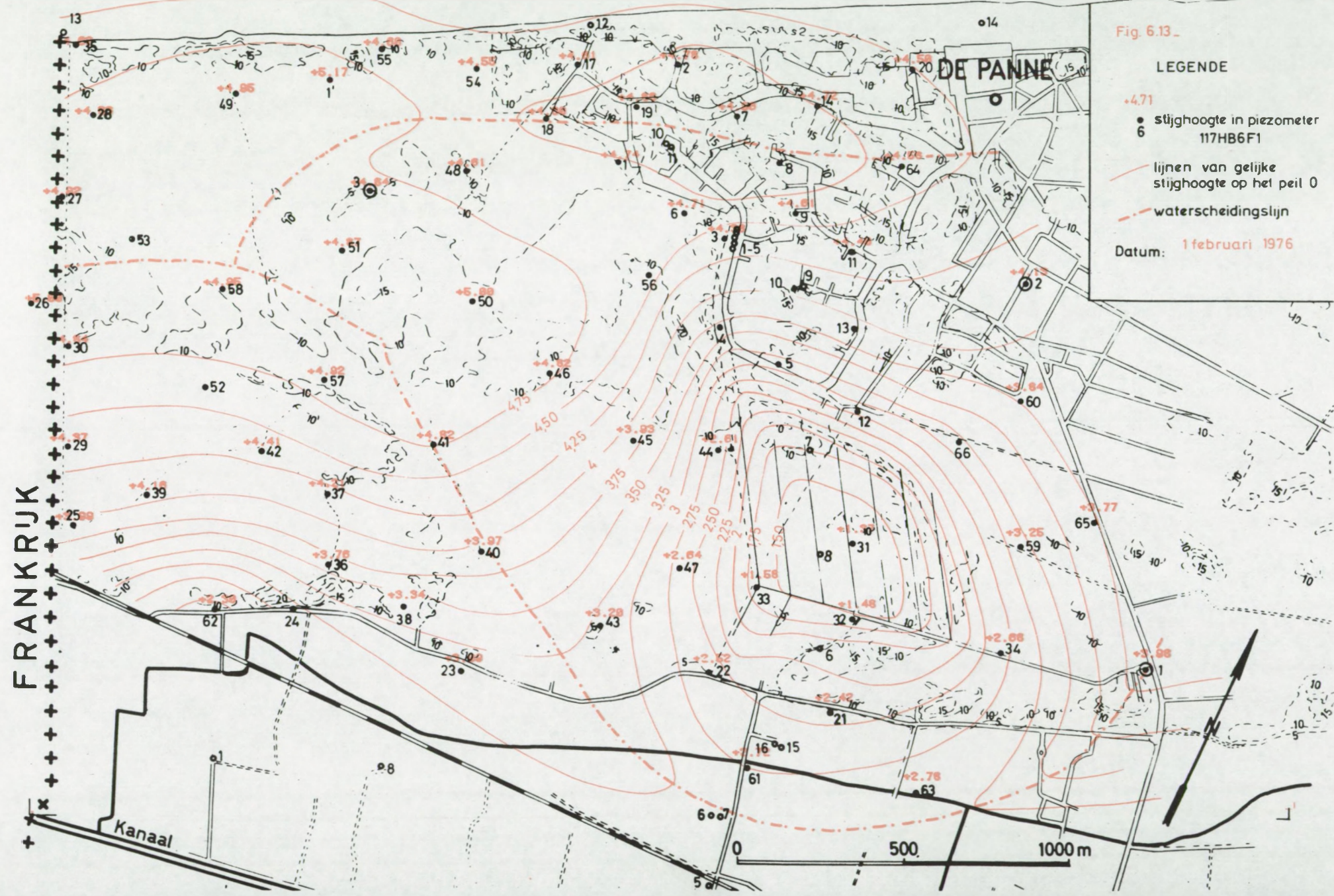


Fig. 6.13.

LEGENDE

- 4.71
• stijghoogte in piezometer 6
- lijnen van gelijke stijghoogte op het peil 0
- - - waterscheidingslijn

Datum: 1 februari 1976

N O O R D Z E E

FRANKRIJK

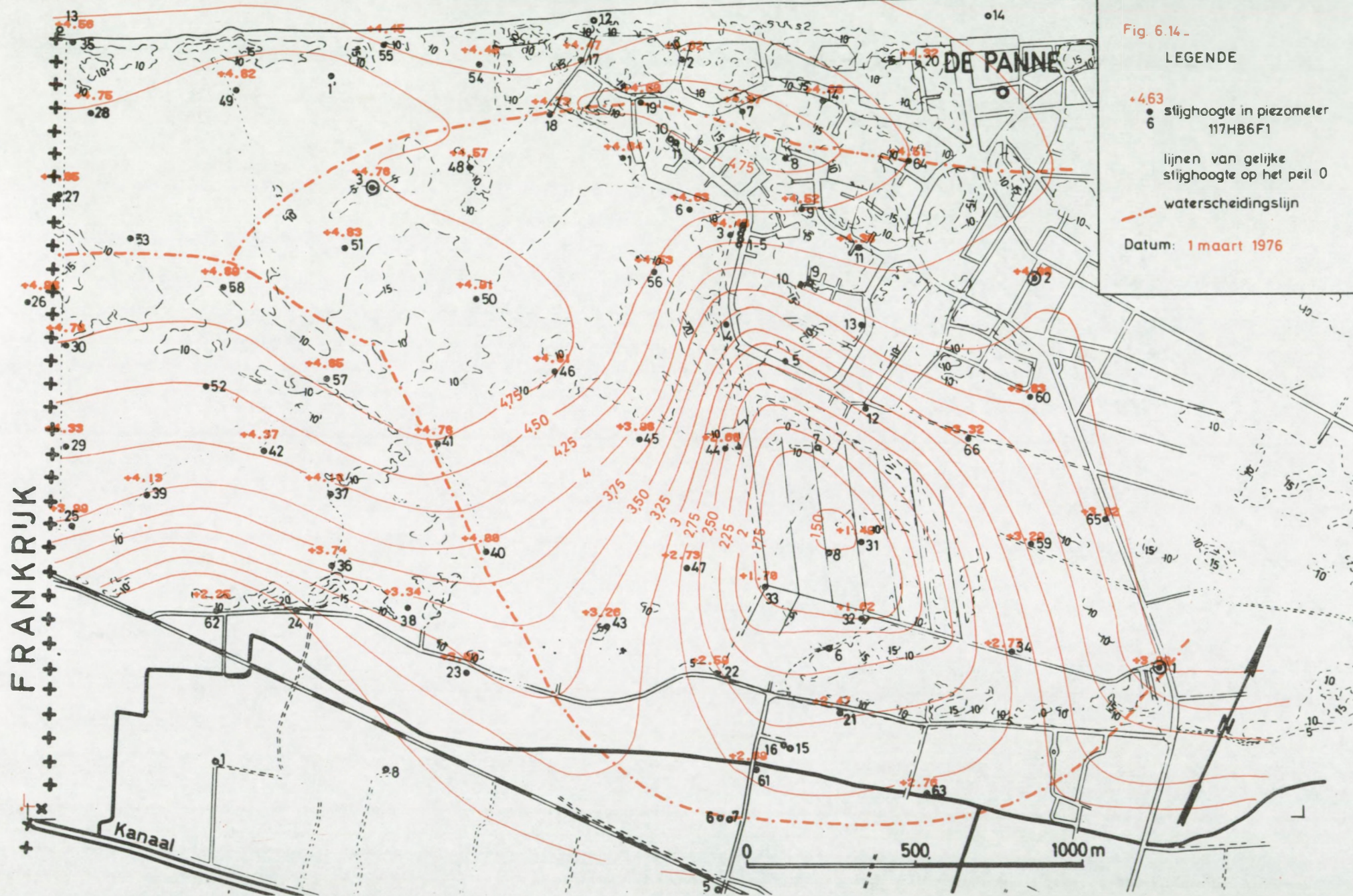


Fig. 6.14.

LEGENDE

• 463
• stijghoogte in piezometer
6 117HB6F1

lijnen van gelijke
stijghoogte op het peil 0

--- waterscheidingslijn

Datum: 1 maart 1976

FRANKRIJK

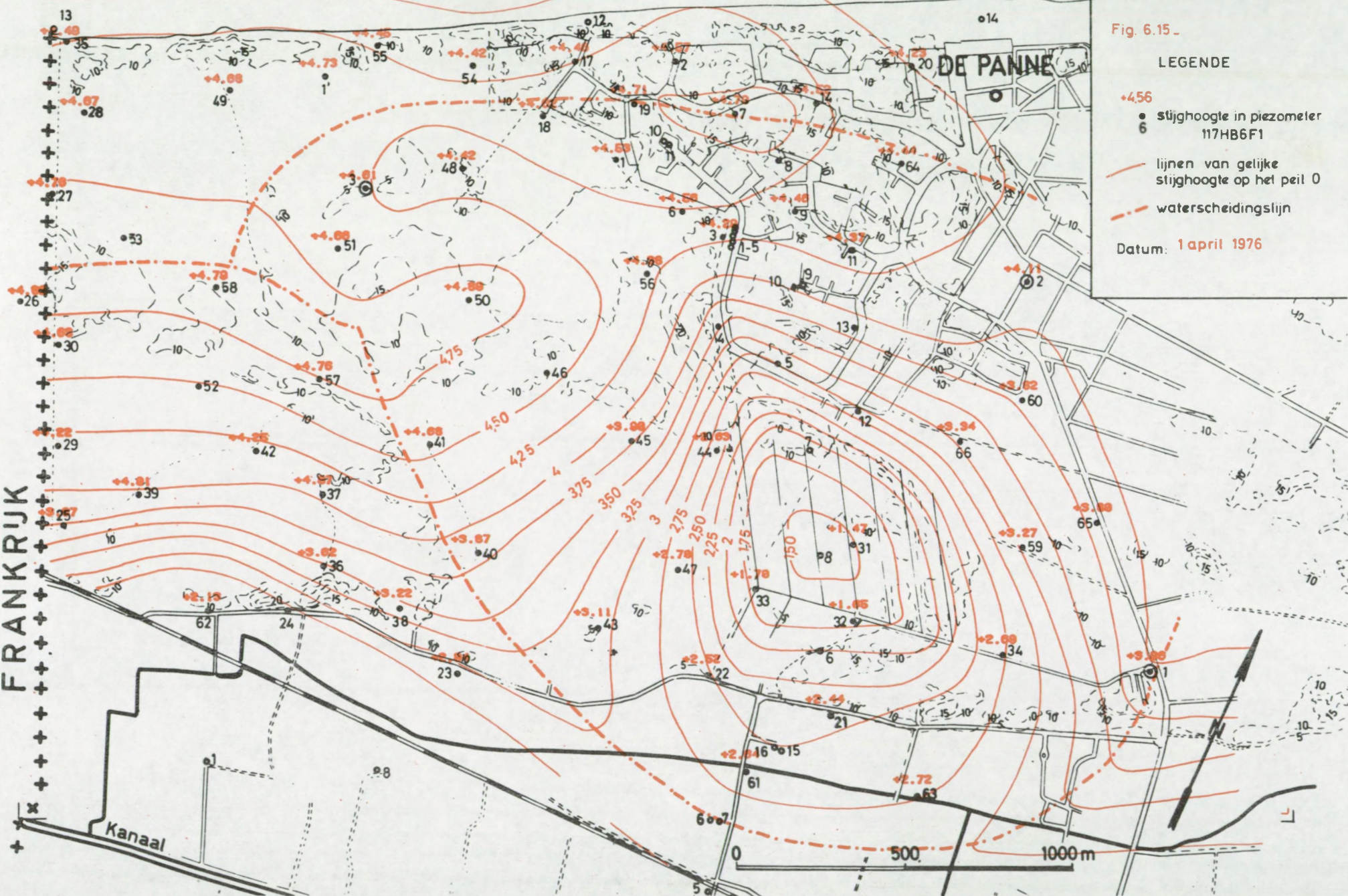
N O O R D Z E E

Fig. 6.15.

LEGENDE

- +4.56
- stijghoogte in piezometer 117HB6F1
- 6
- lijnen van gelijke stijghoogte op het peil 0
- - - waterscheidingslijn

Datum: 1 april 1976



FRANKRIJK

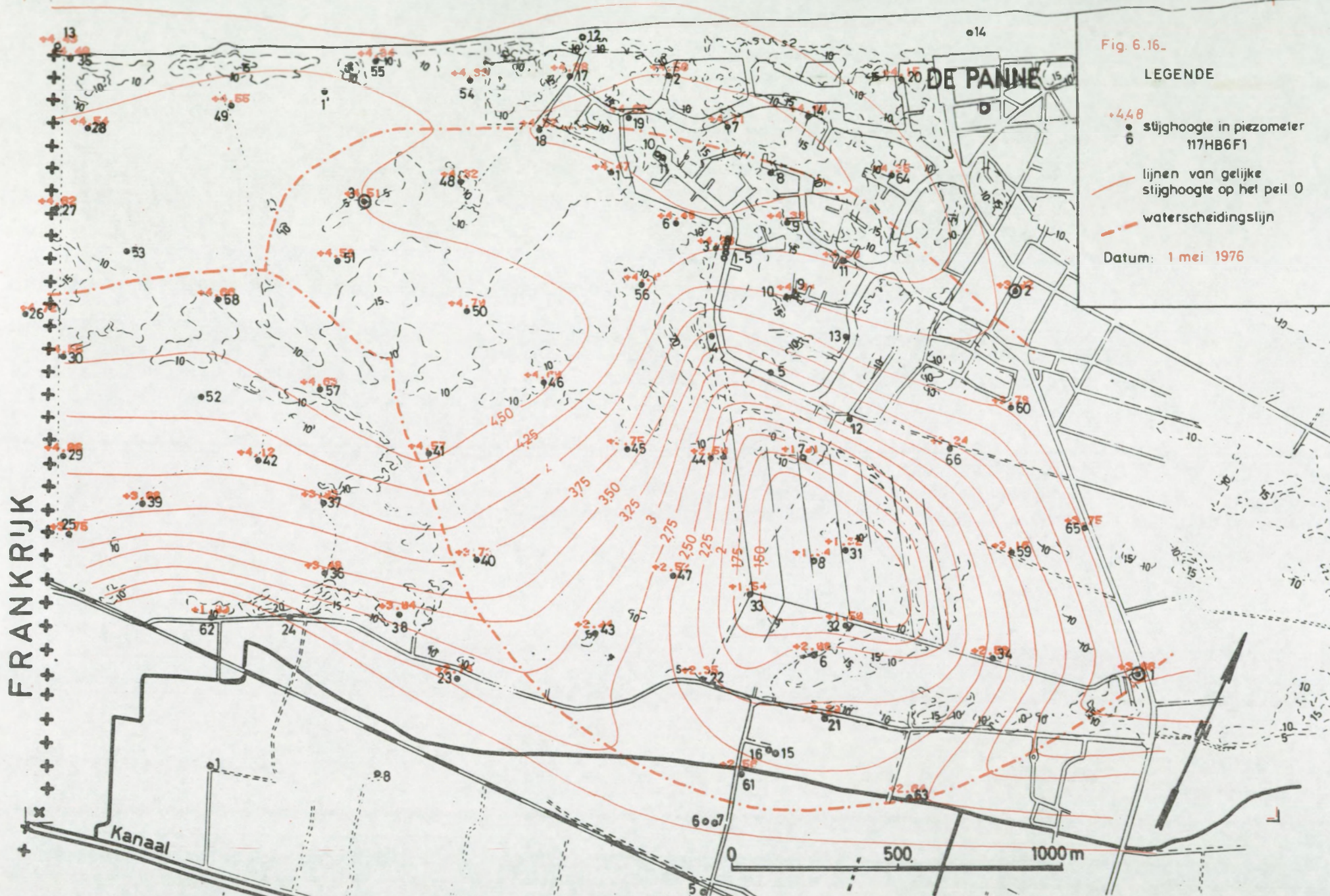


Fig. 6.16.

LEGENDE

• stijghoogte in piezometer
117HB6F1

lijnen van gelijke
stijghoogte op het peil 0

waterscheidingslijn

Datum: 1 mei 1976

N O O R D Z E E

FRANKRIJK

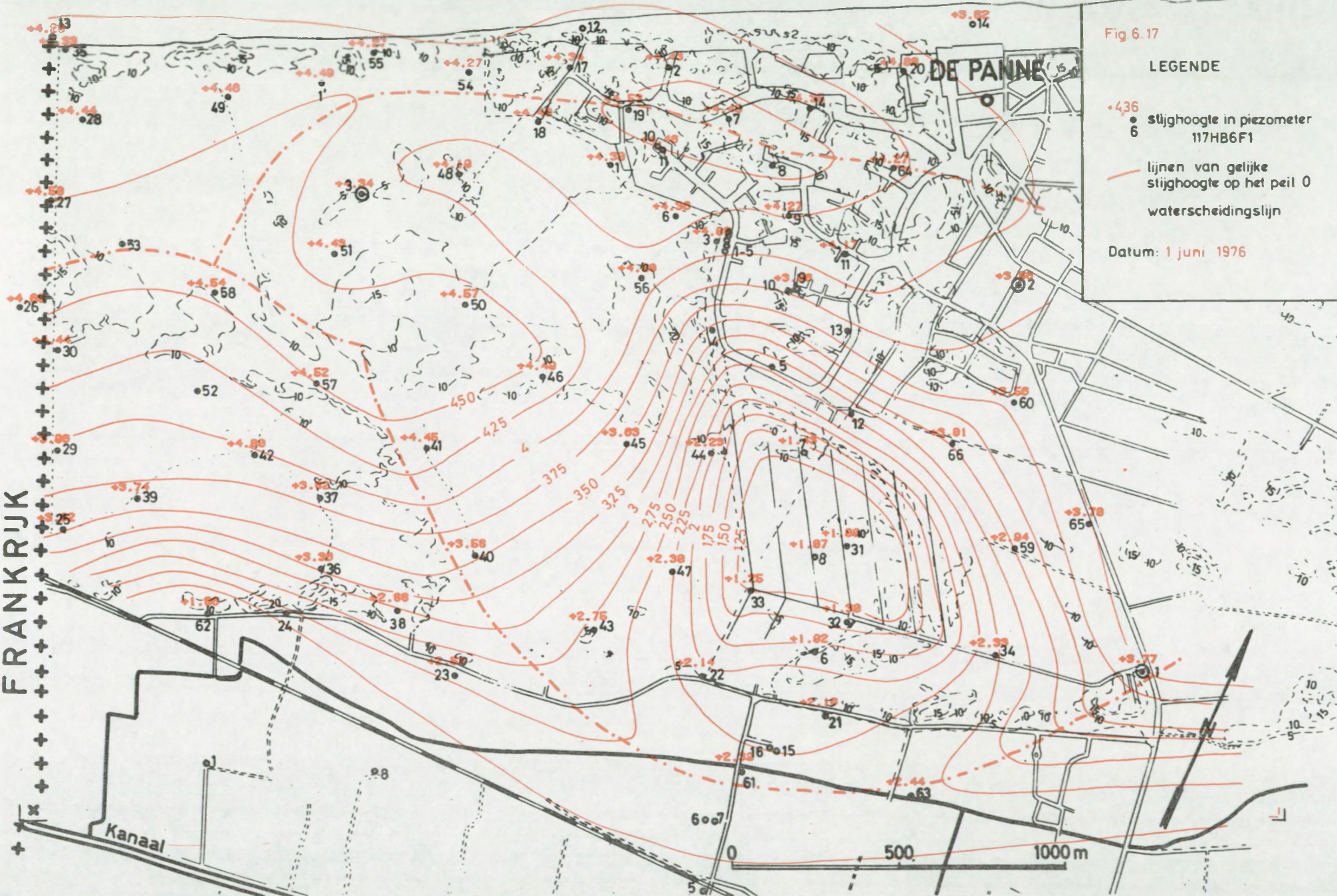
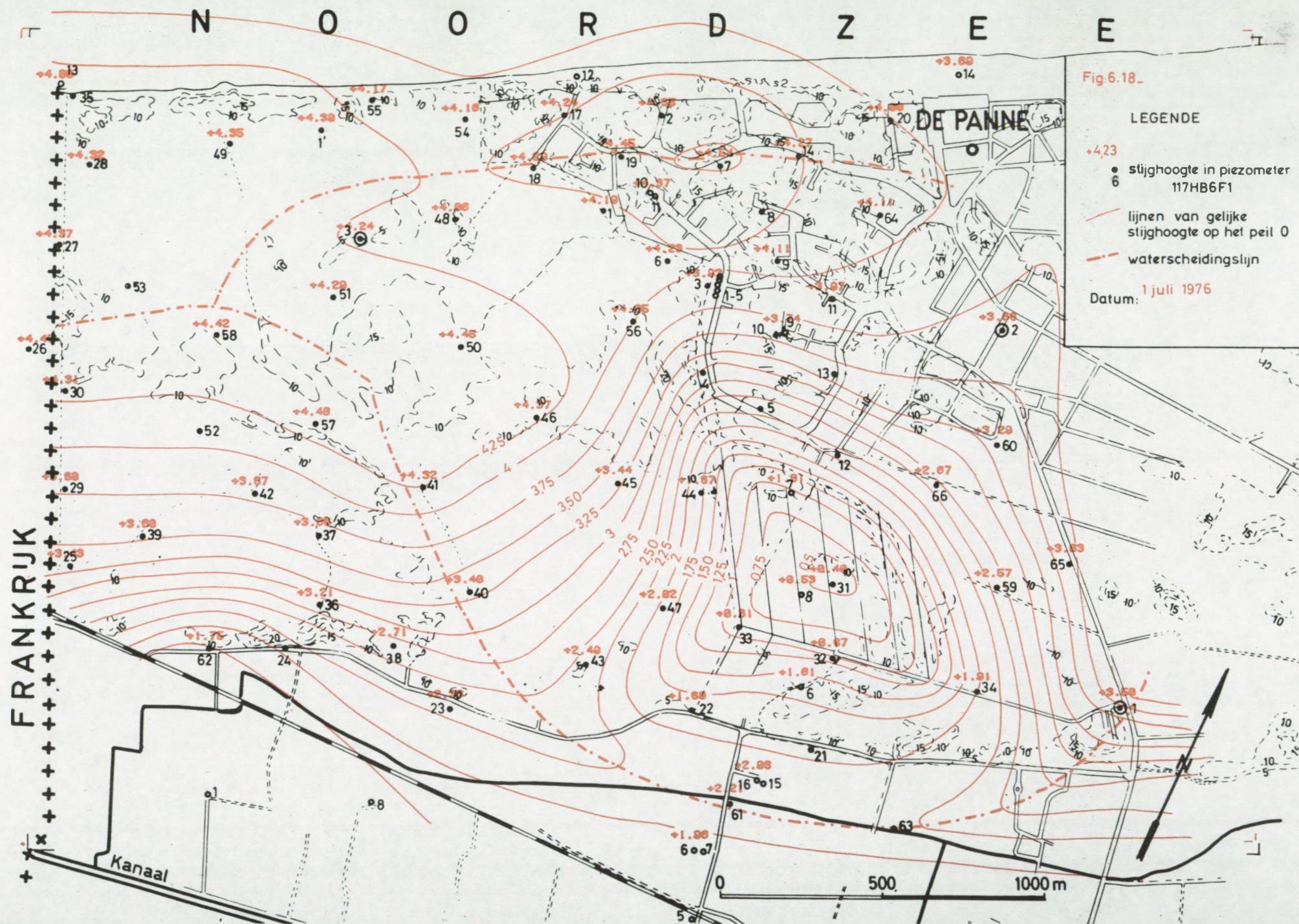


Fig. 6.17

LEGENDE

- +4.36
6 stijghoogte in piezometer 117HB6F1
- lijnen van gelijke stijghoogte op het peil 0
- - - waterscheidingslijn

Datum: 1 juni 1976



N O O R D Z E E

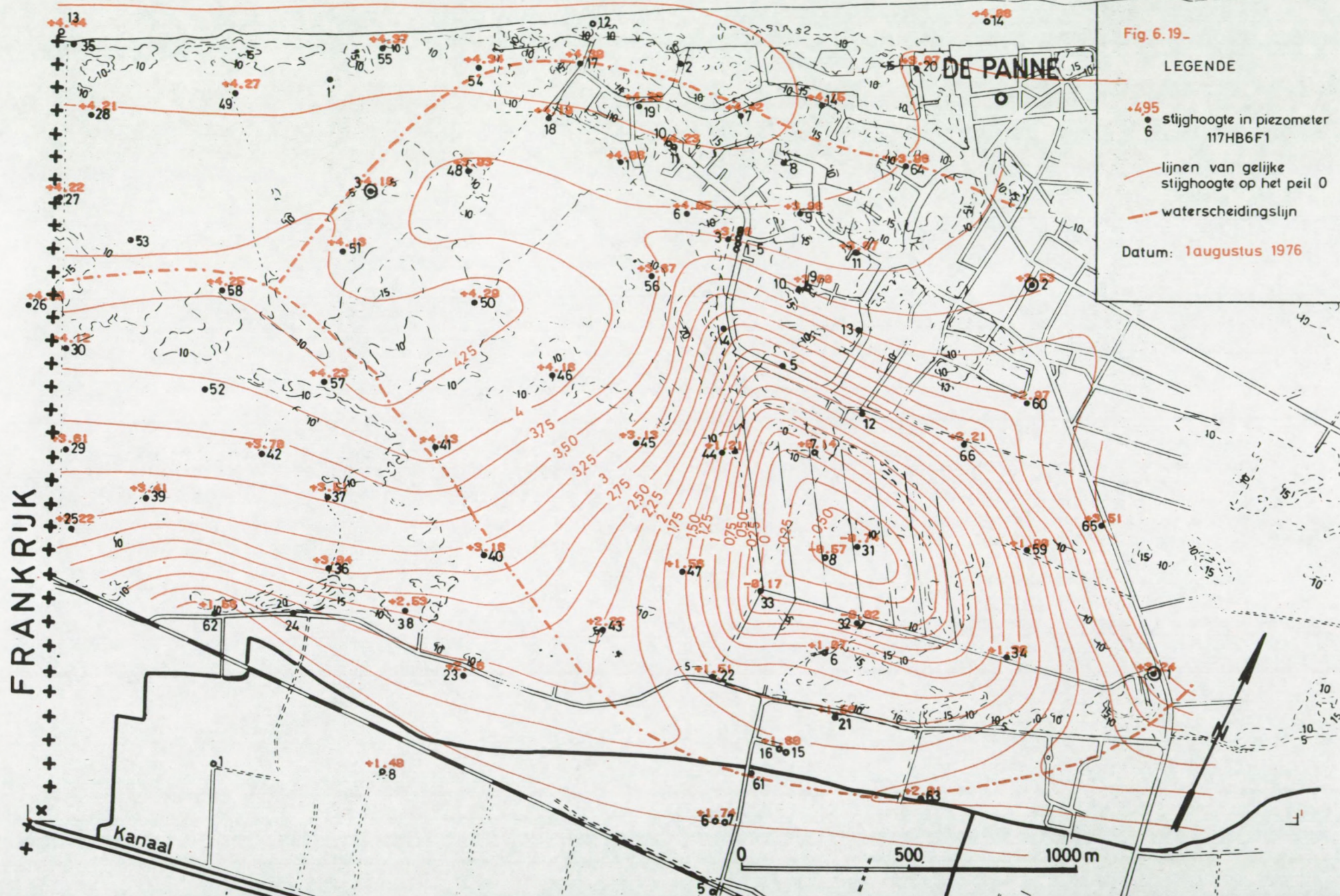


Fig. 6.19_

LEGENDE

• 495
6 stijghoogte in piezometer
117HB6F1

— lijnen van gelijke
stijghoogte op het peil 0

- - - waterscheidingslijn

Datum: 1 augustus 1976

N O O R D Z E E

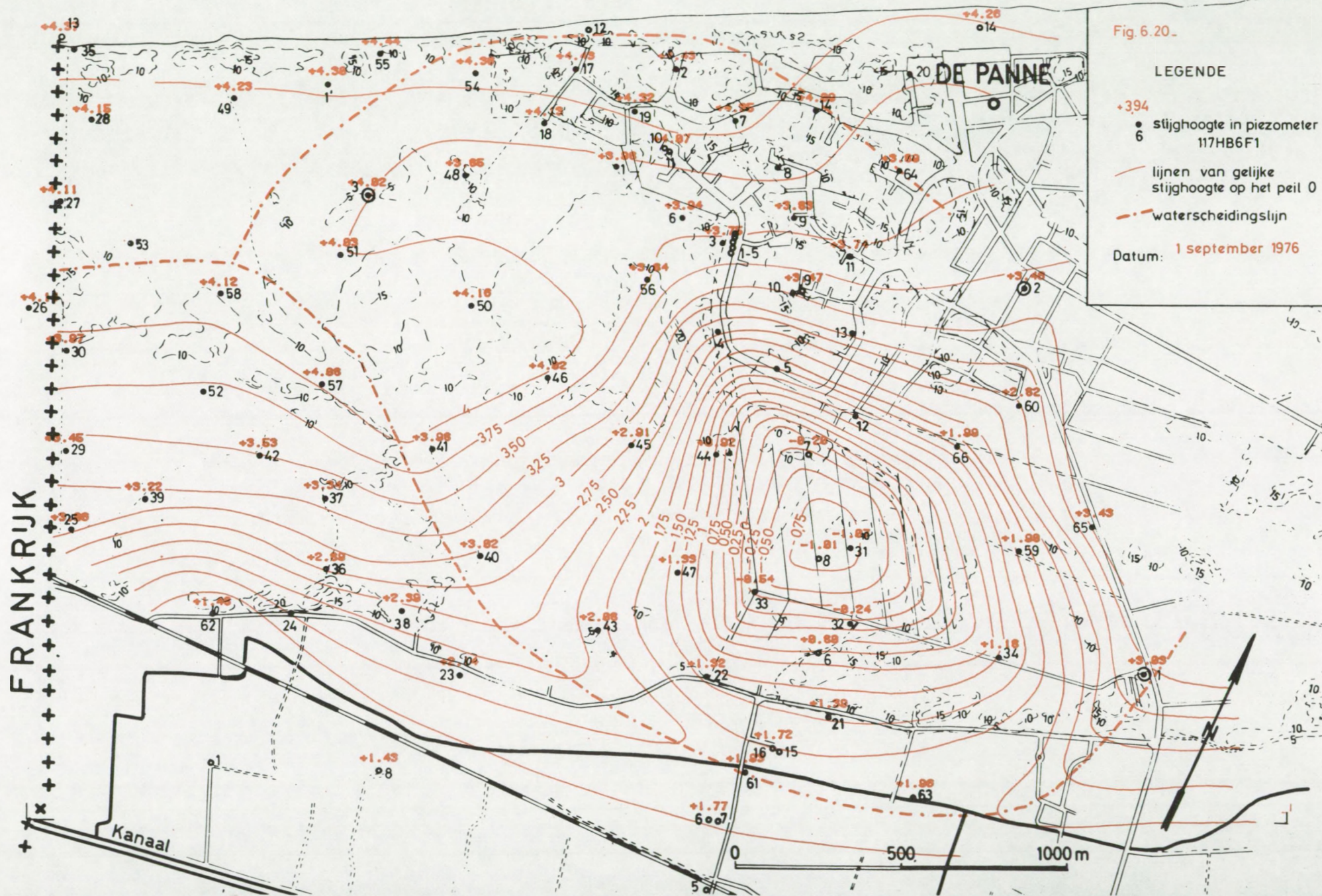


Fig. 6.20.

LEGENDE

- 394
• stijghoogte in piezometer
117HB6F1
- lijnen van gelijke
stijghoogte op het peil 0
- - - waterscheidingslijn

Datum: 1 september 1976

N O O R D Z E E

Fig. 6. 21.

LEGENDE

• Stijghoogte in piezometer
6 117HB6F1

— lijnen van gelijke
stijghoogte op het peil 0

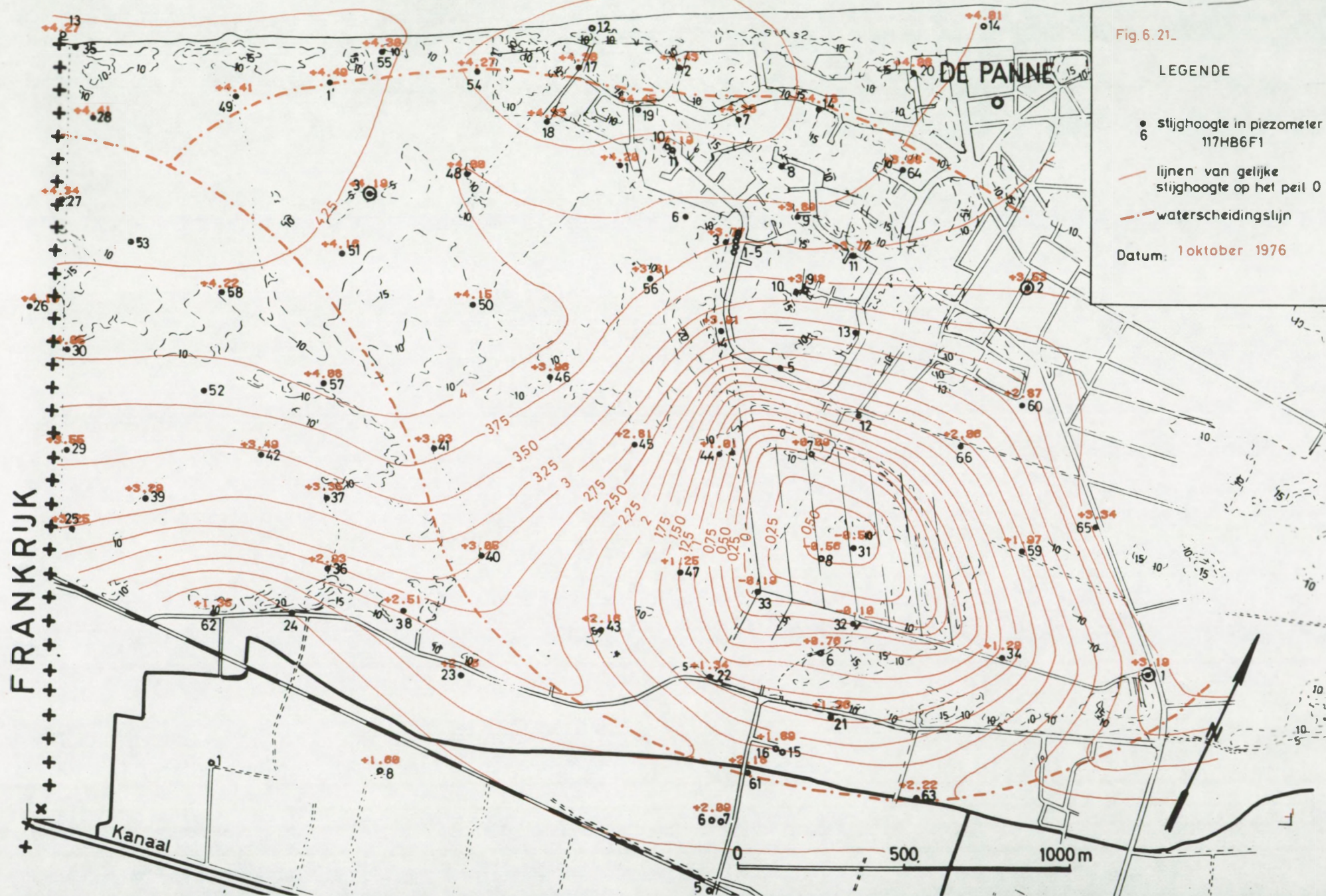
- - - waterscheidingslijn

Datum: 1 oktober 1976

FRANKRIJK

Kanaal

DE PANNE



N O O R D Z E E

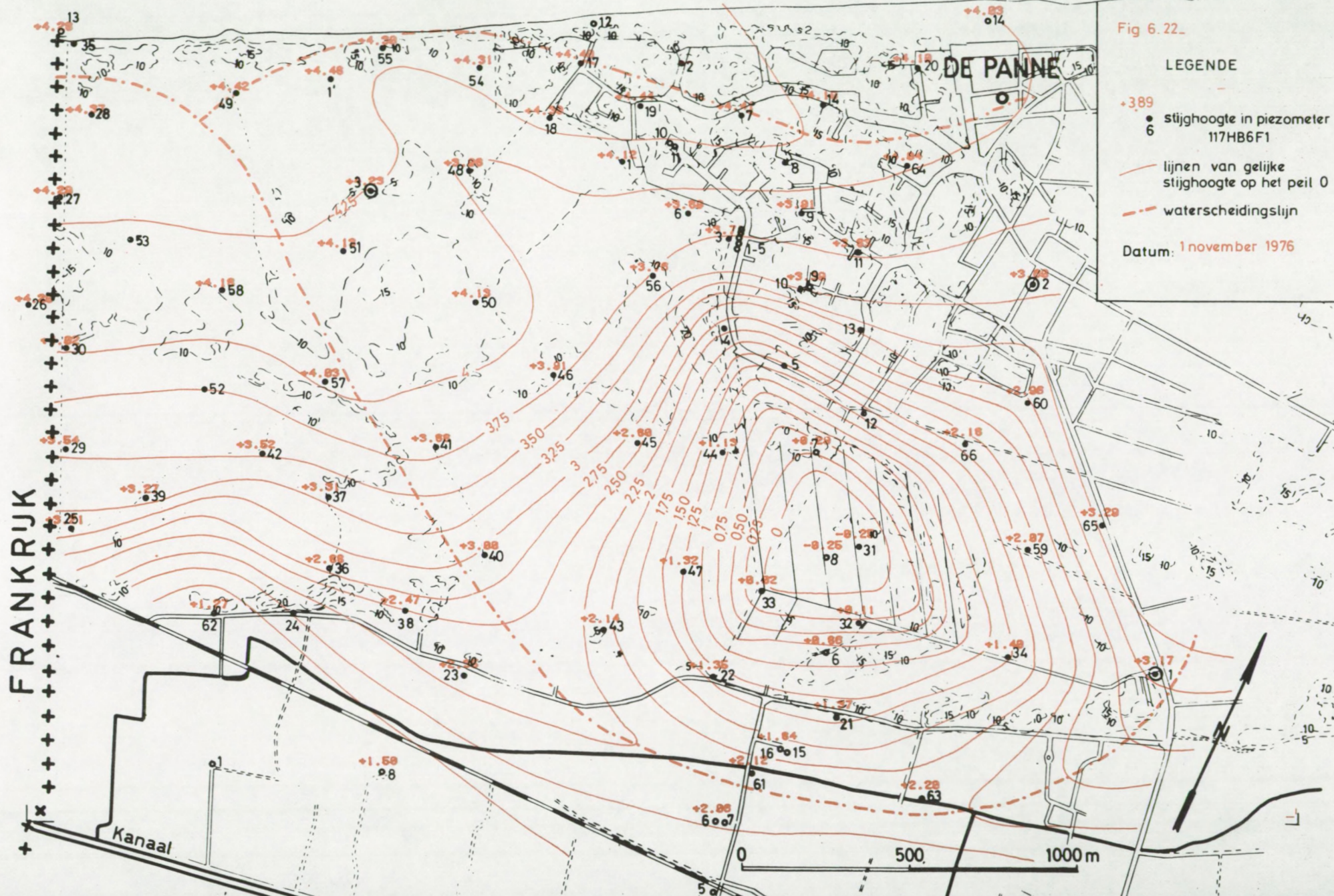
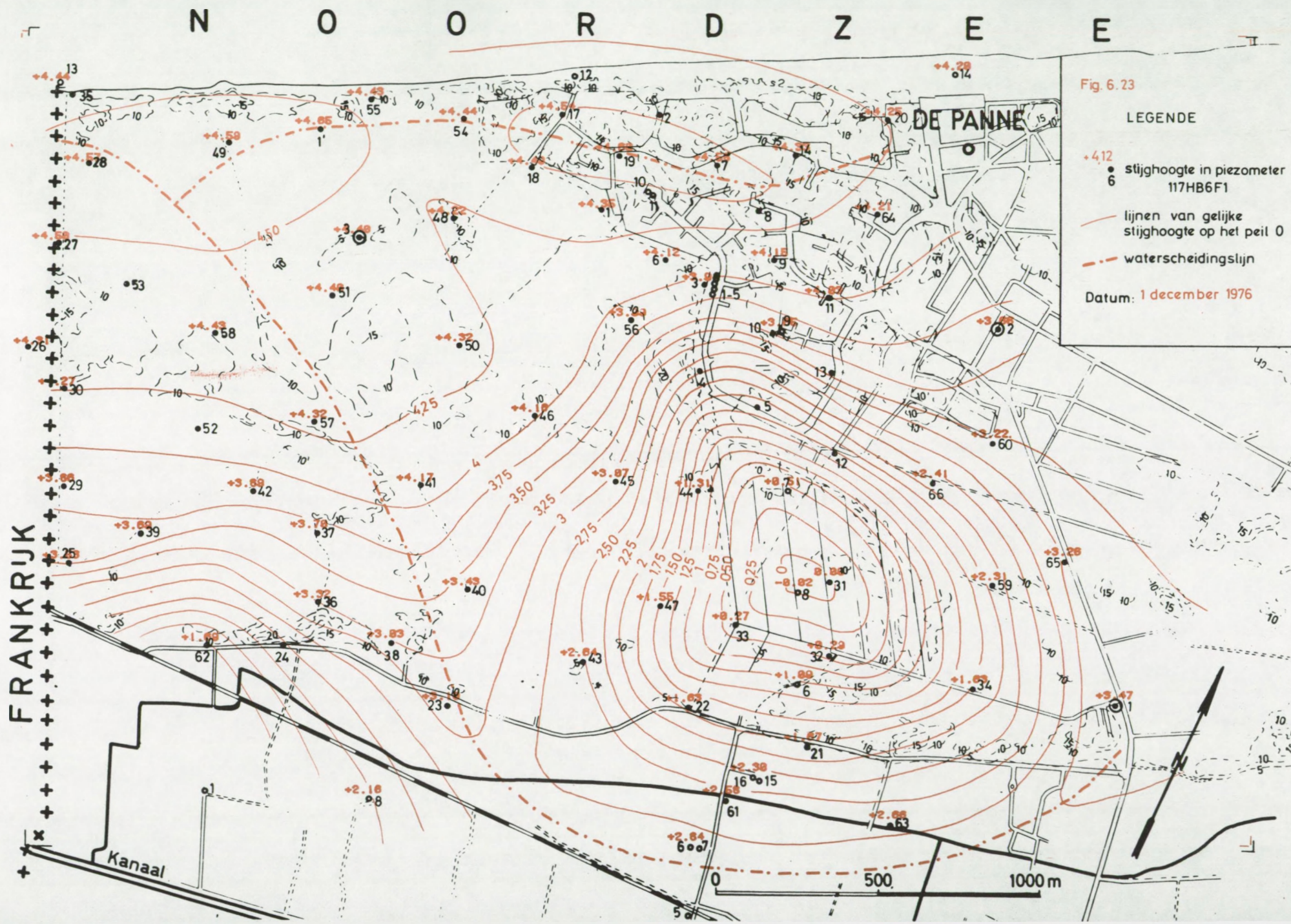


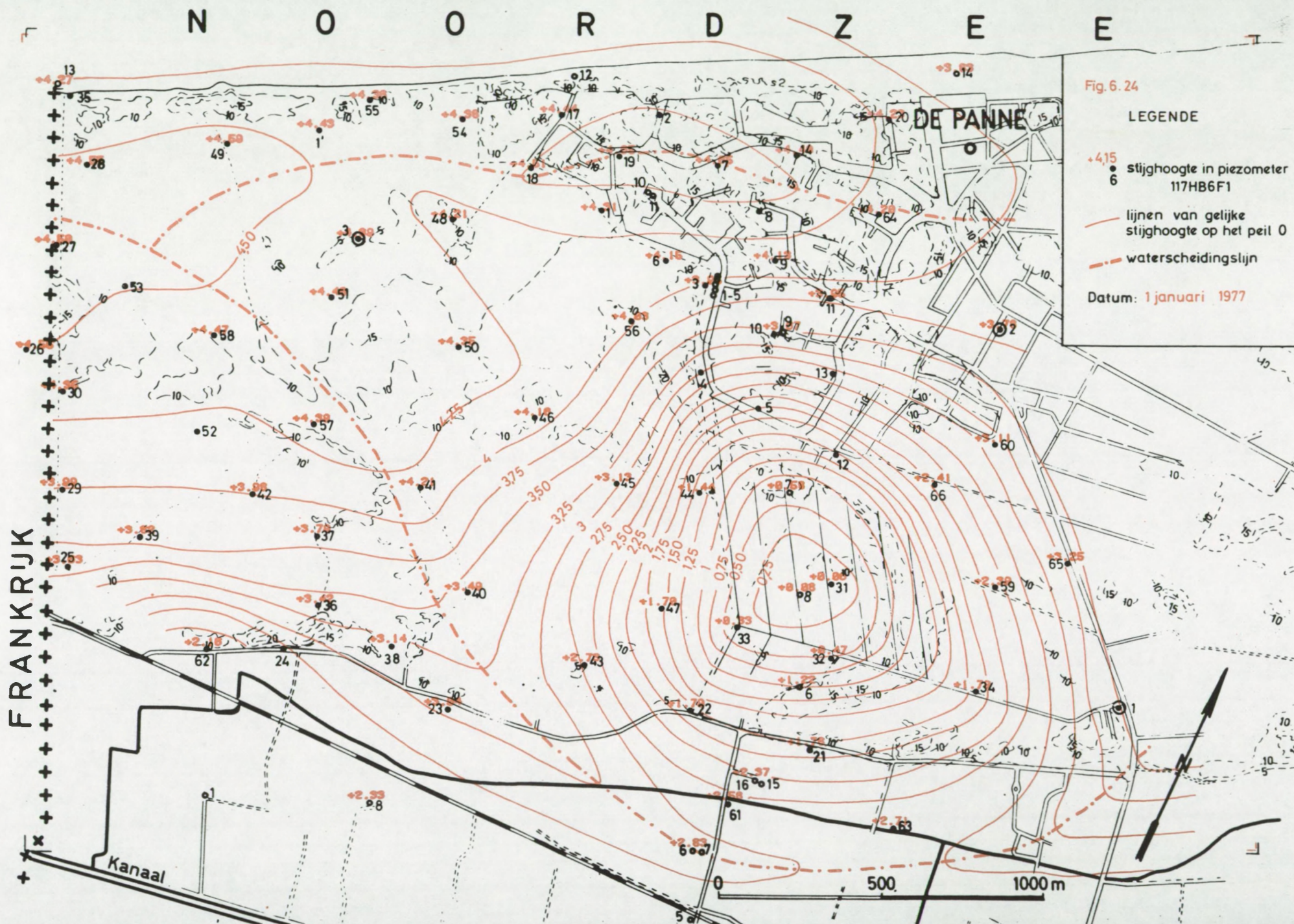
Fig 6.22.

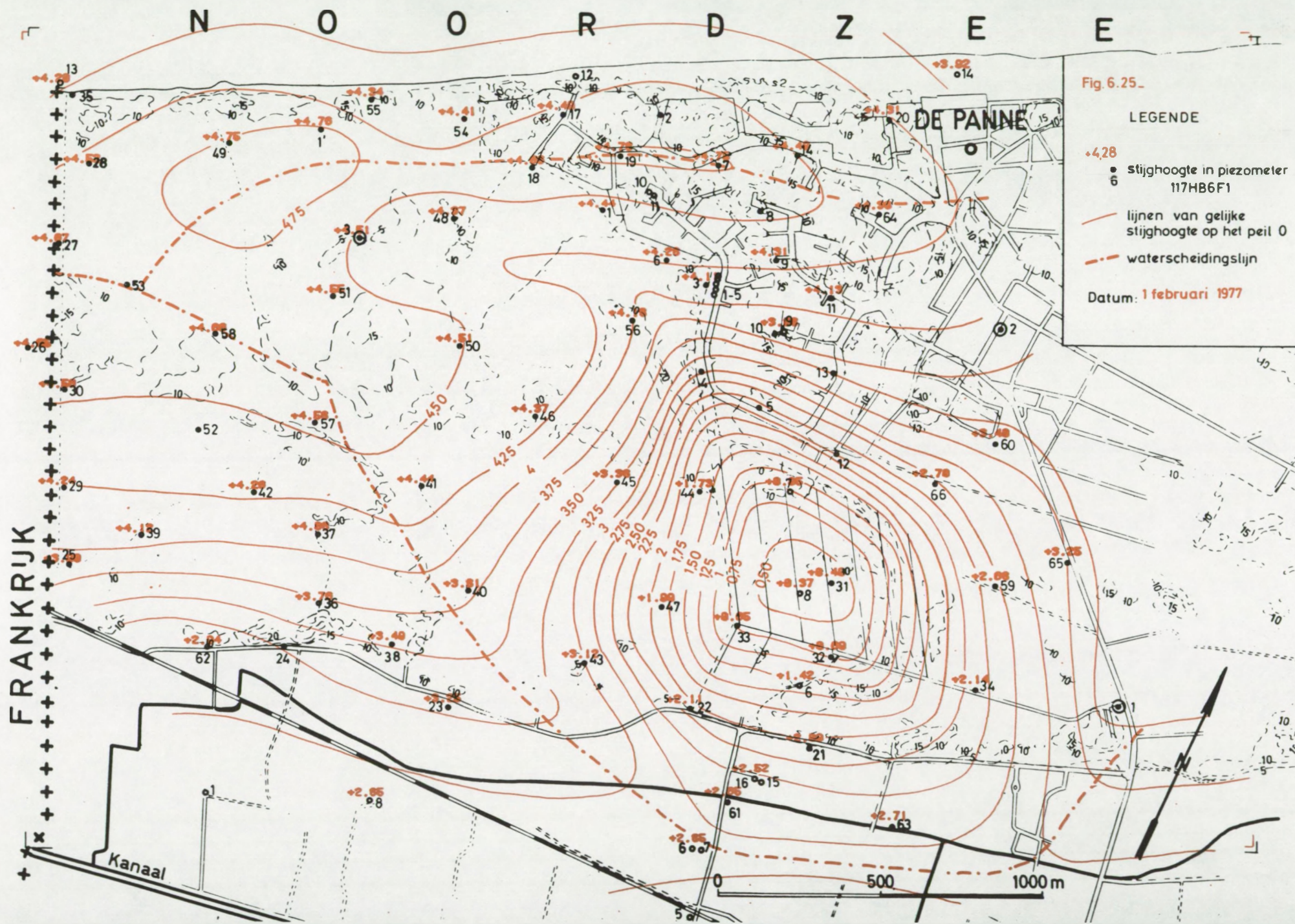
LEGENDE

- stijghoogte in piezometer 117HB6F1
- lijnen van gelijke stijghoogte op het peil 0
- - - waterscheidingslijn

Datum: 1 november 1976







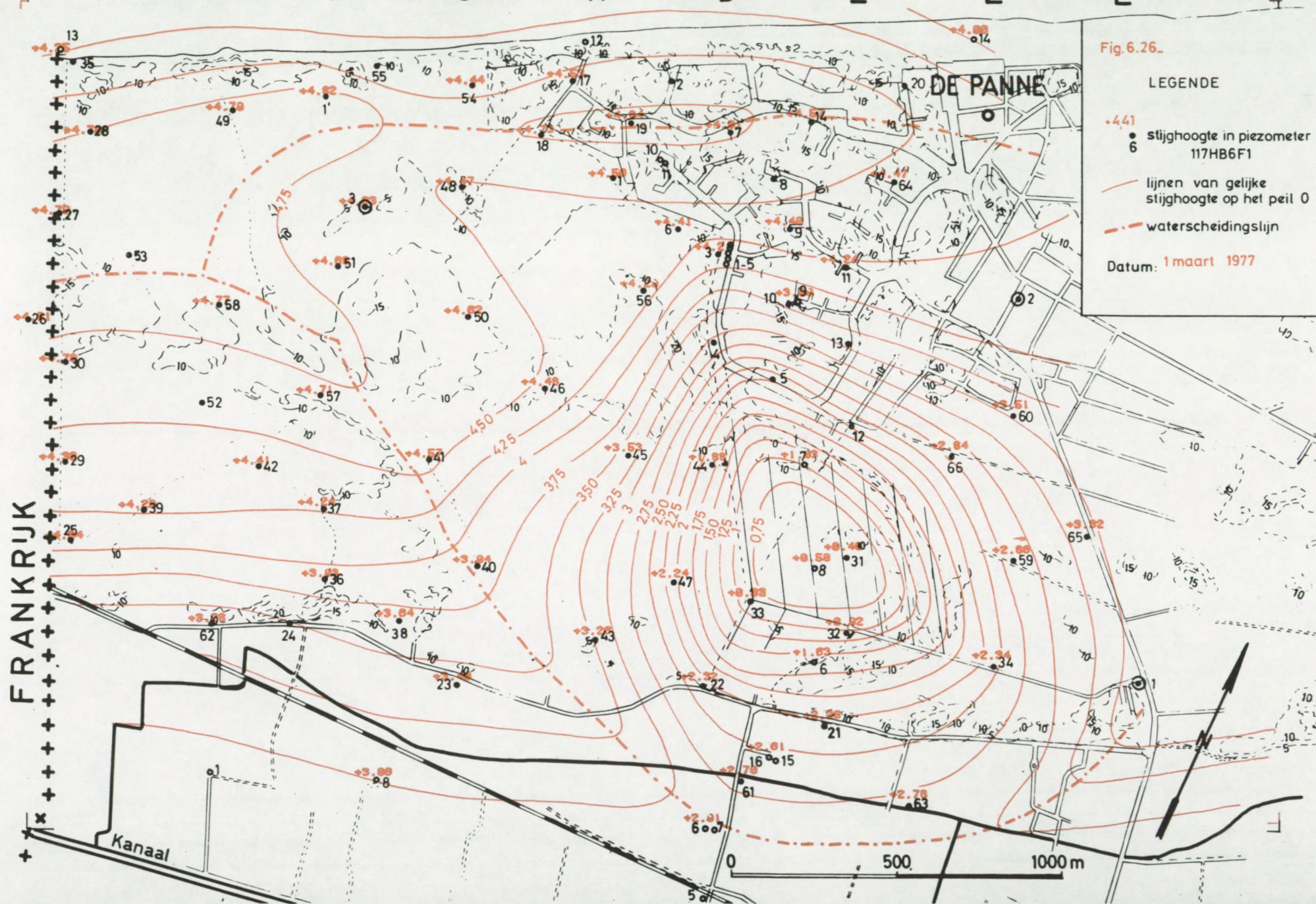
N O O R D Z E E

Fig.6.26.

LEGENDE

- stijghoogte in piezometer 117HB6F1
- lijnen van gelijke stijghoogte op het peil 0
- - - waterscheidingslijn

Datum: 1 maart 1977



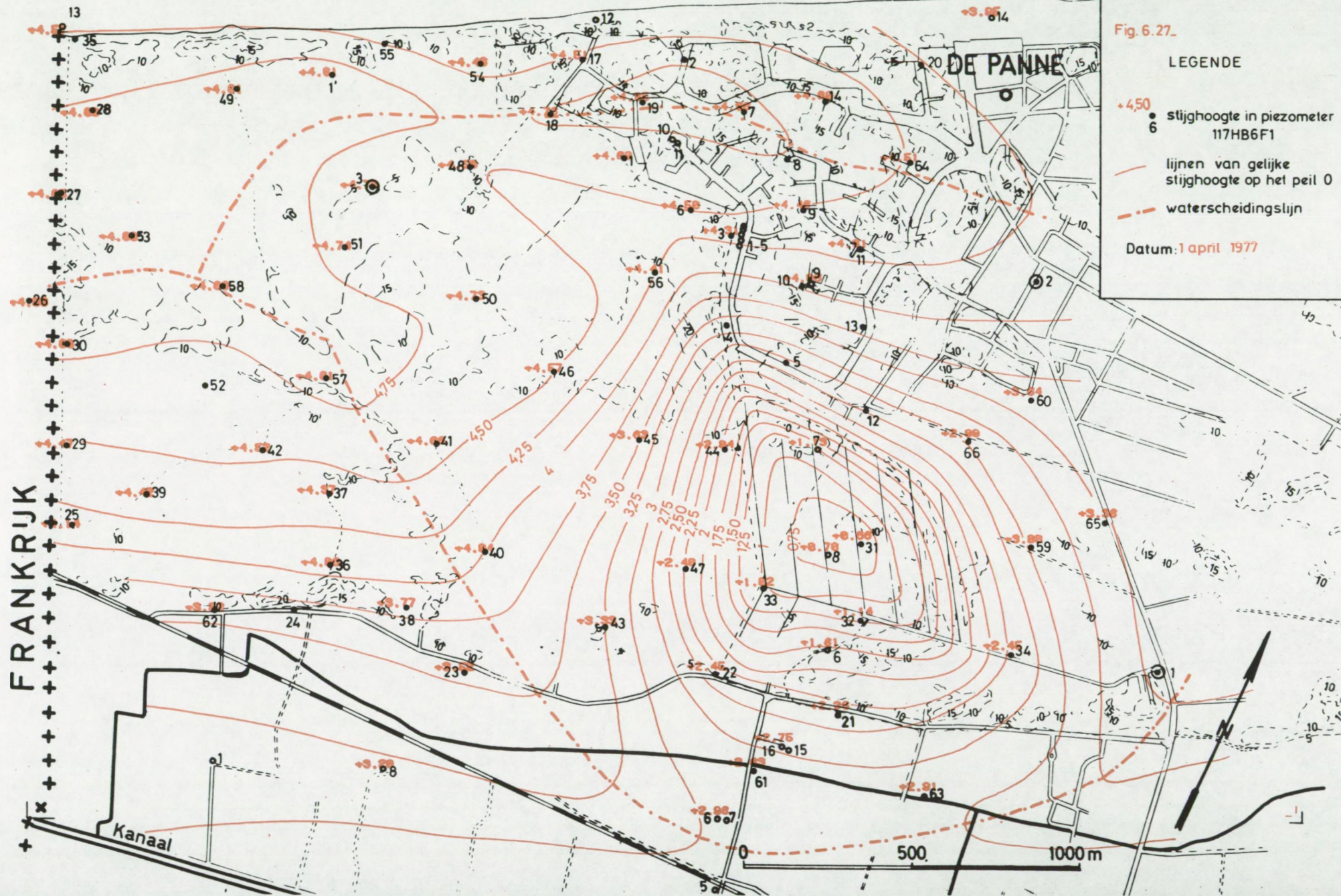
N O O R D Z E E

Fig. 6.27.

LEGENDE

- 4.50
6 stijghoogte in piezometer 117HB6F1
- lijnen van gelijke stijghoogte op het peil 0
- - - waterscheidingslijn

Datum: 1 april 1977



FRANKRIJK

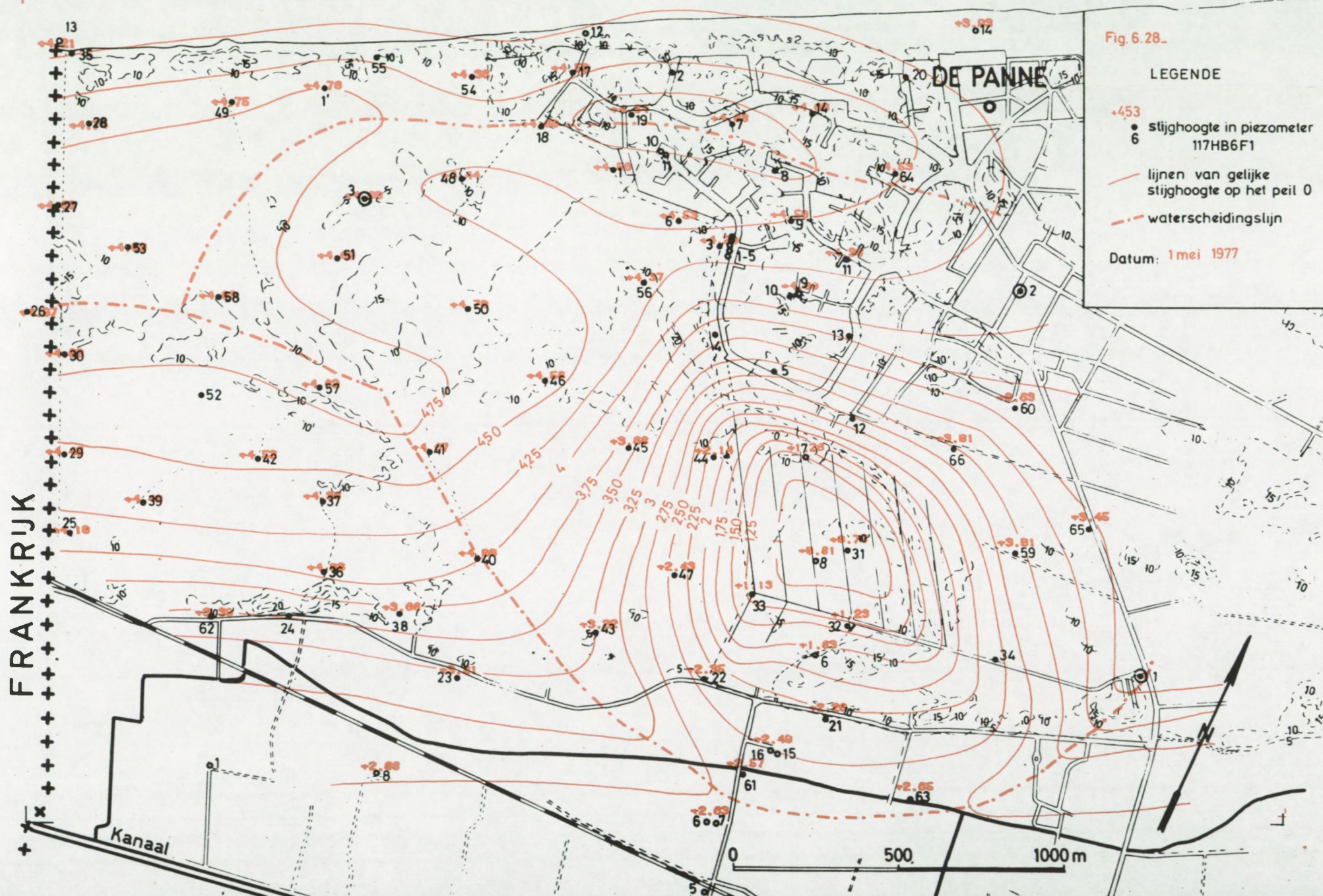


Fig. 6.28.

LEGENDE

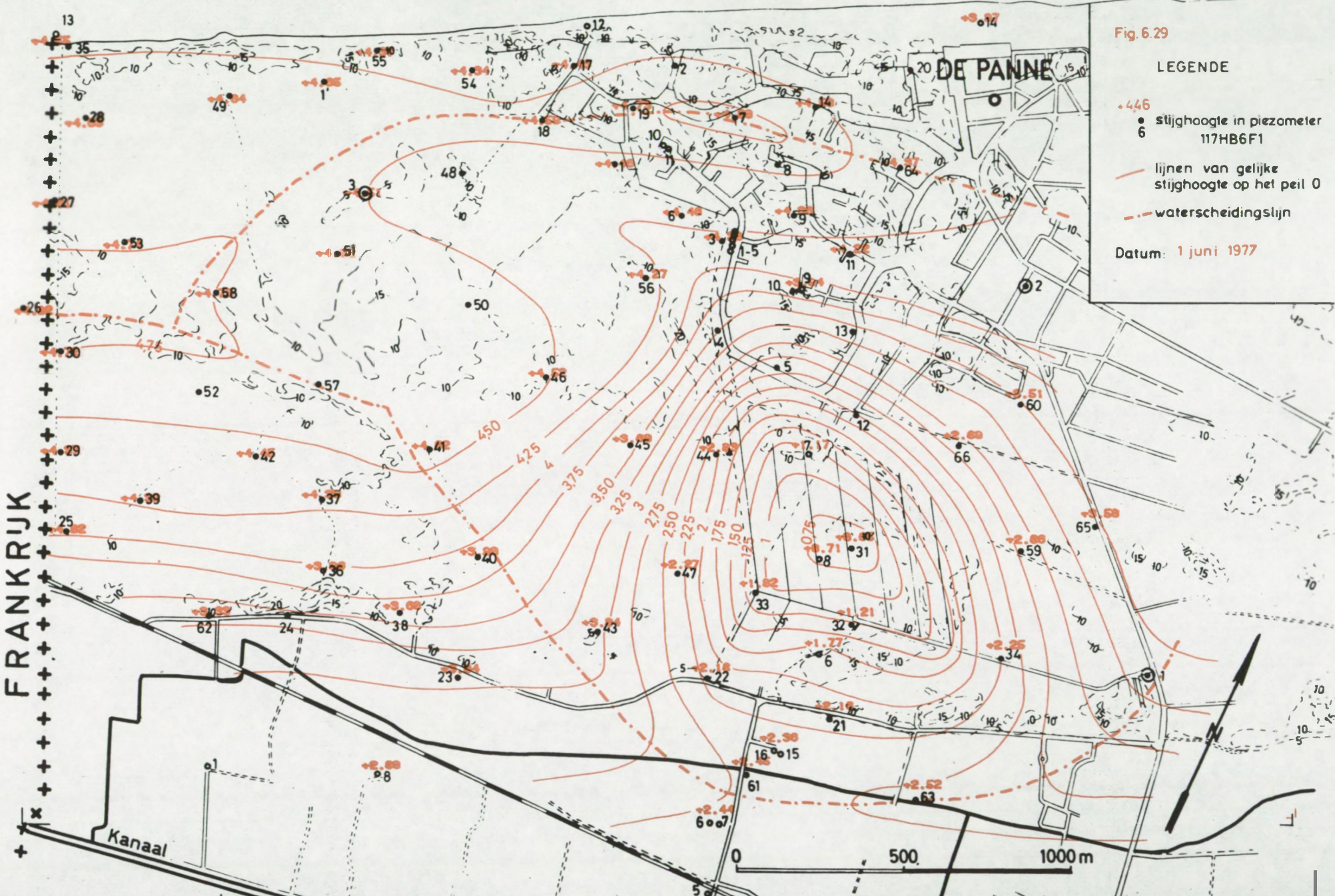
• **stijghoogte in piezometer**
117HB6F1

— lijnen van gelijke
stijghoogte op het peil 0

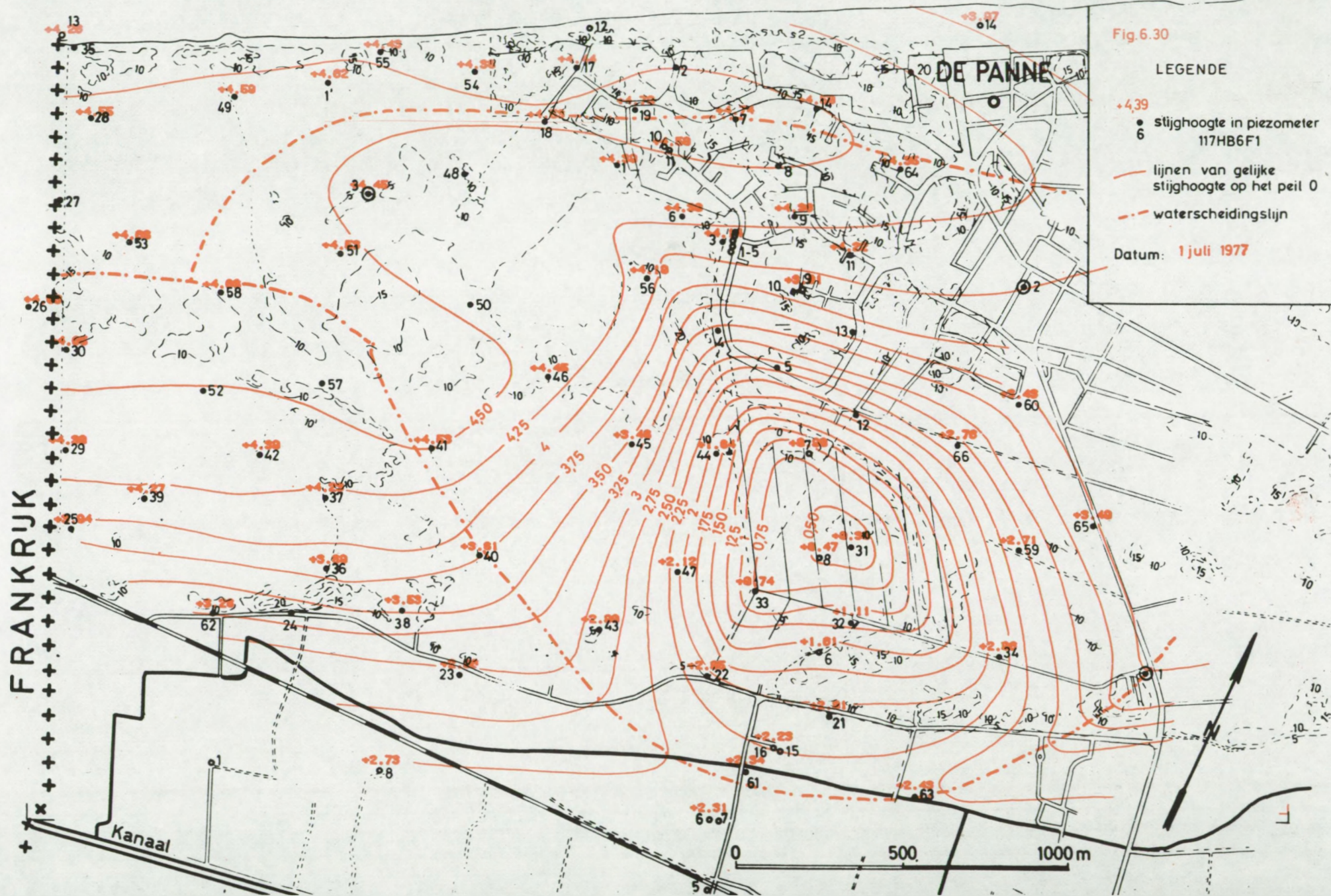
 waterscheidingslijn

Datum: 1 mei 1977

F N O O R D Z E E



N O O R D Z E E



N O O R D Z E E

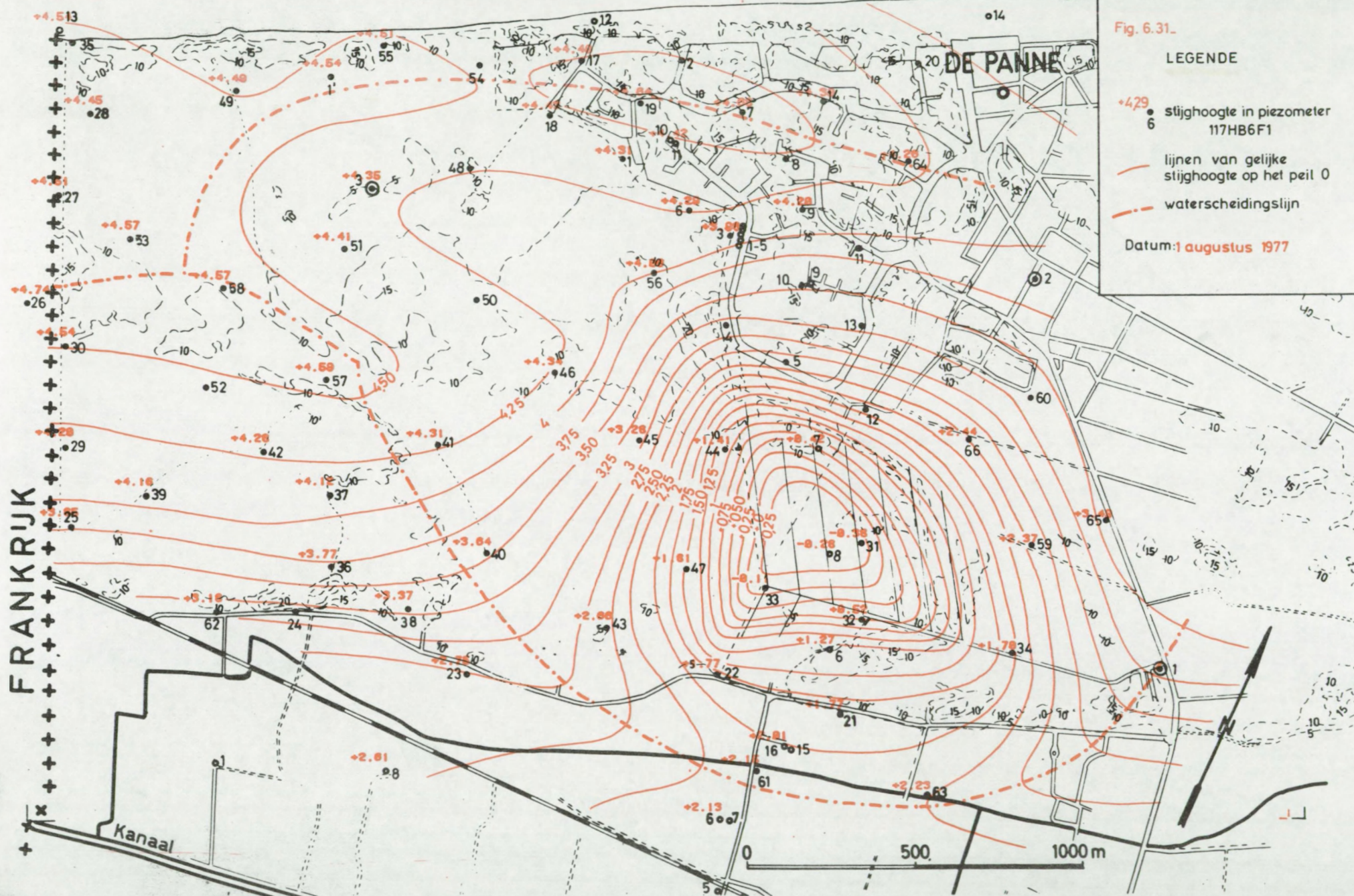


Fig. 6.32_ Seizonale waterpeilschommelingen

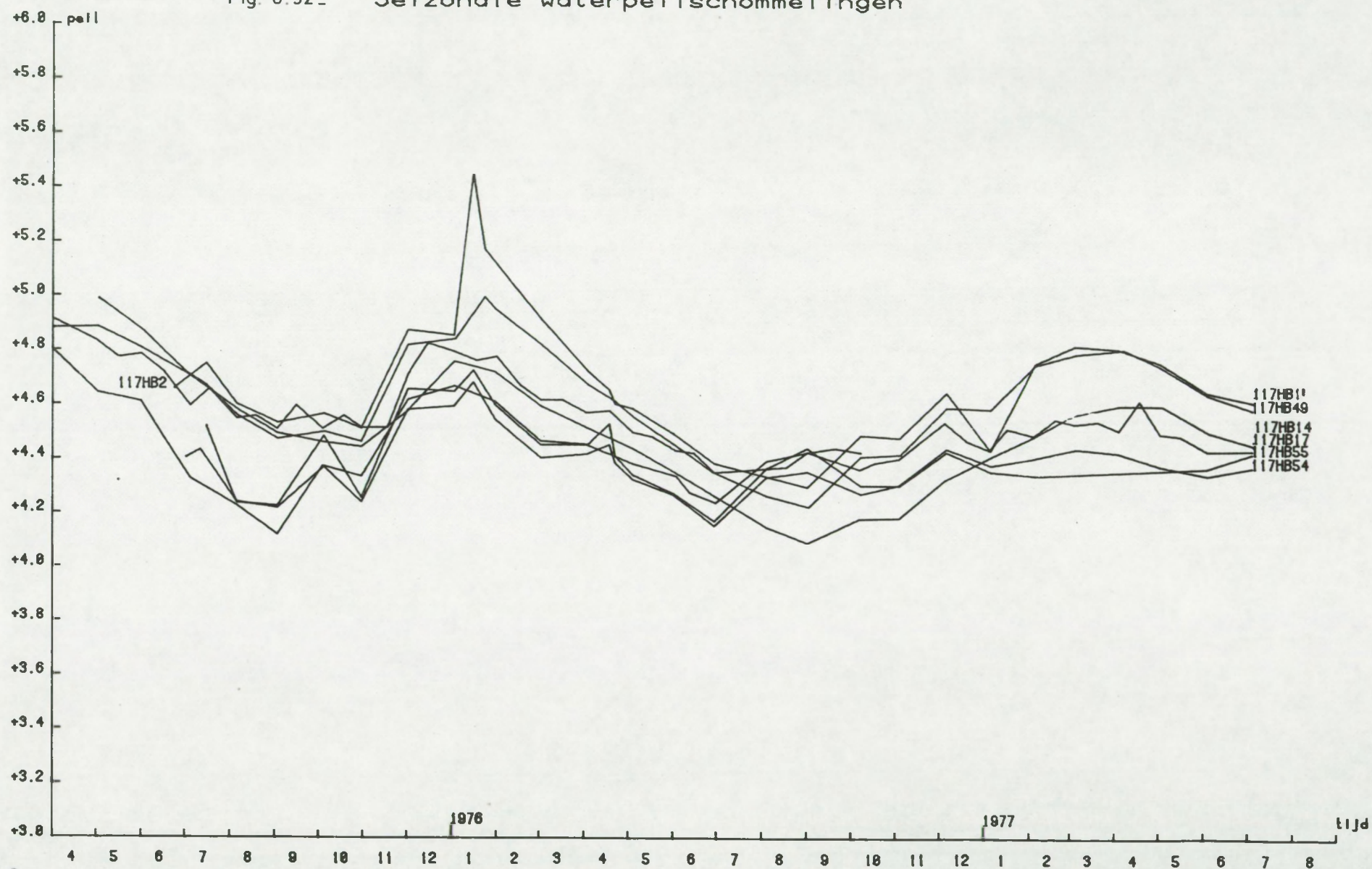


Fig. 6. 33 - Seizonale waterpeilschommelingen

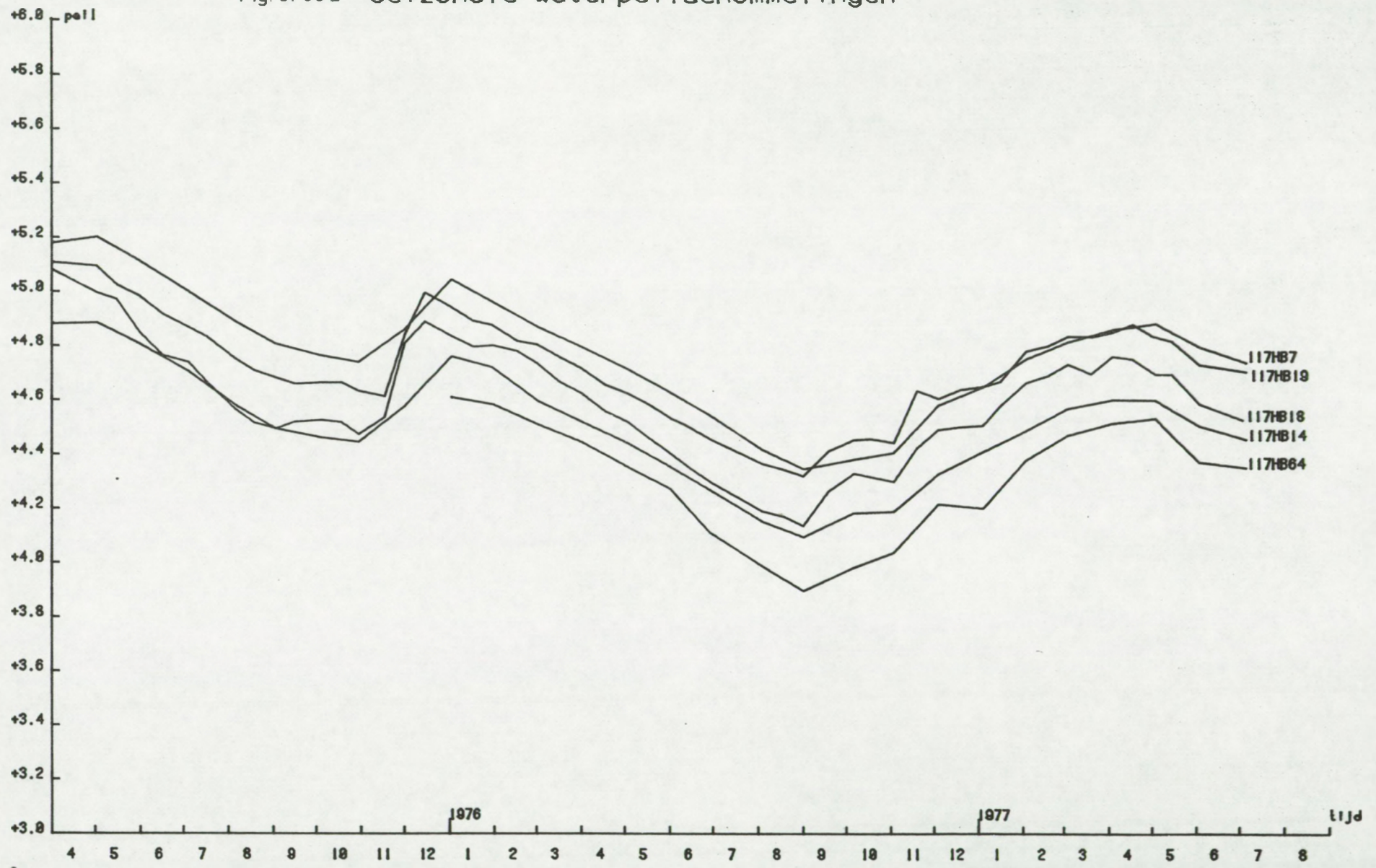


Fig. 6.34. Seizonale waterpeilschommelingen

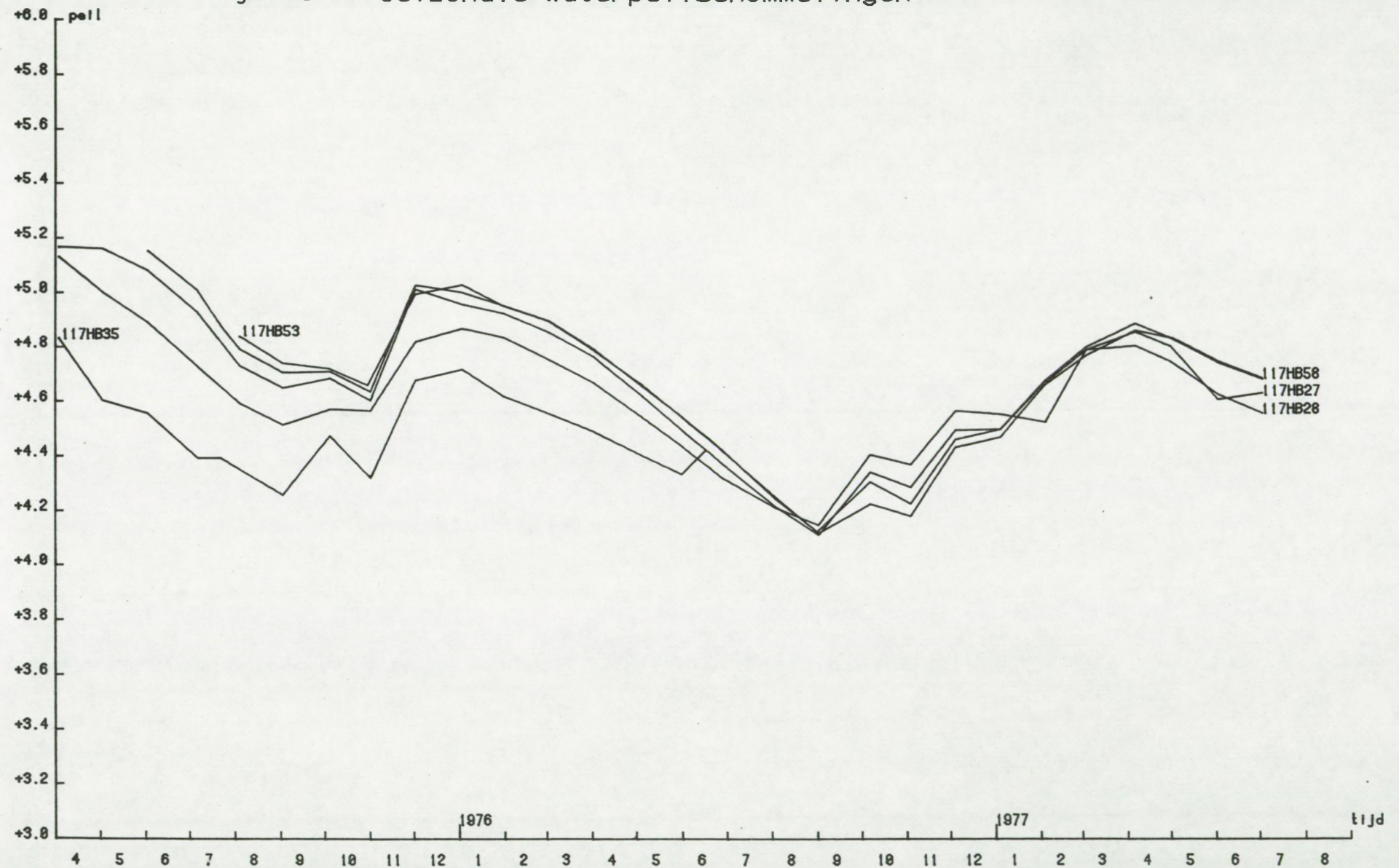


Fig. 6. 35_ Seizonale waterpeilschommelingen

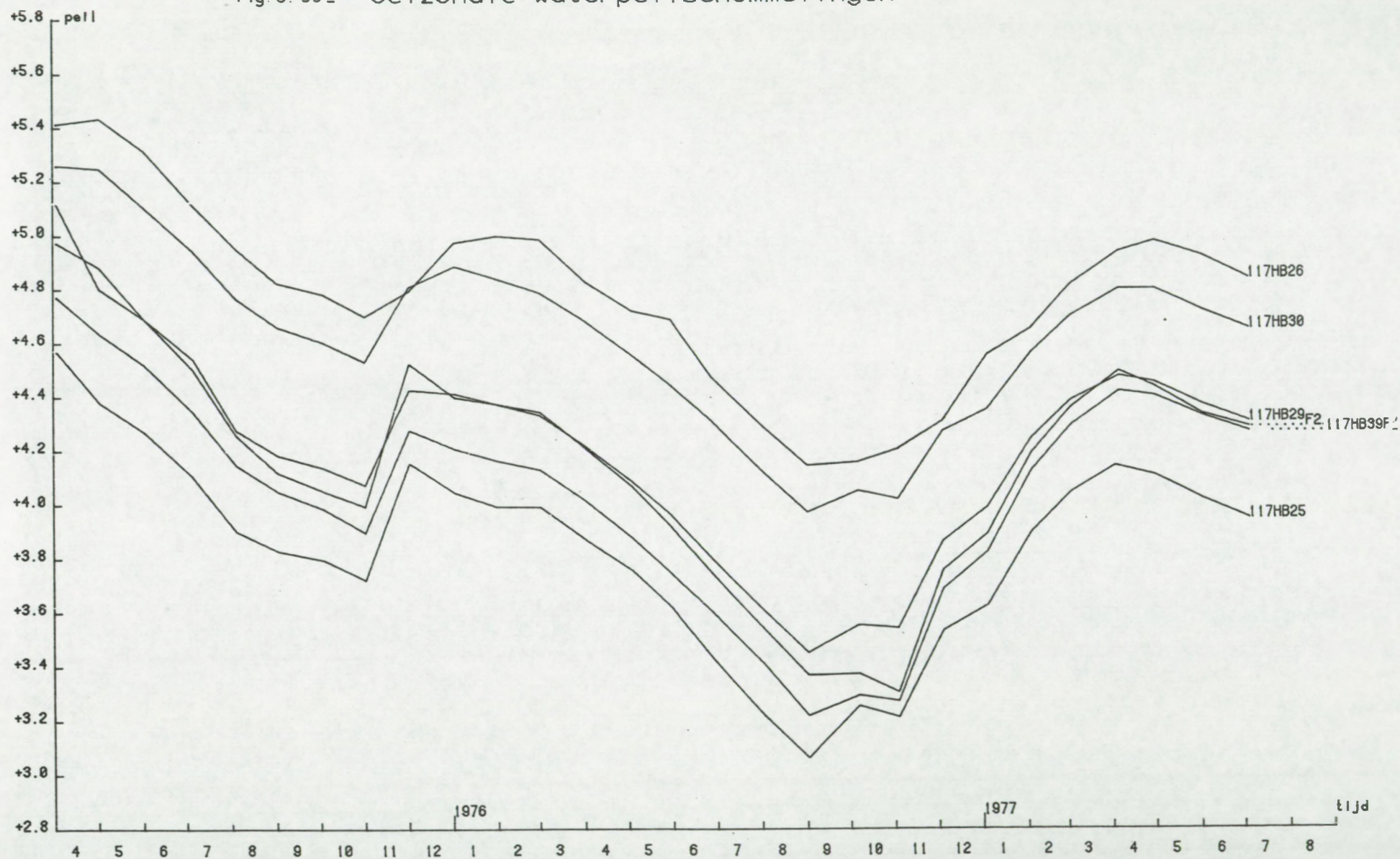


Fig. 6.36. Seizonale waterpeilschommelingen

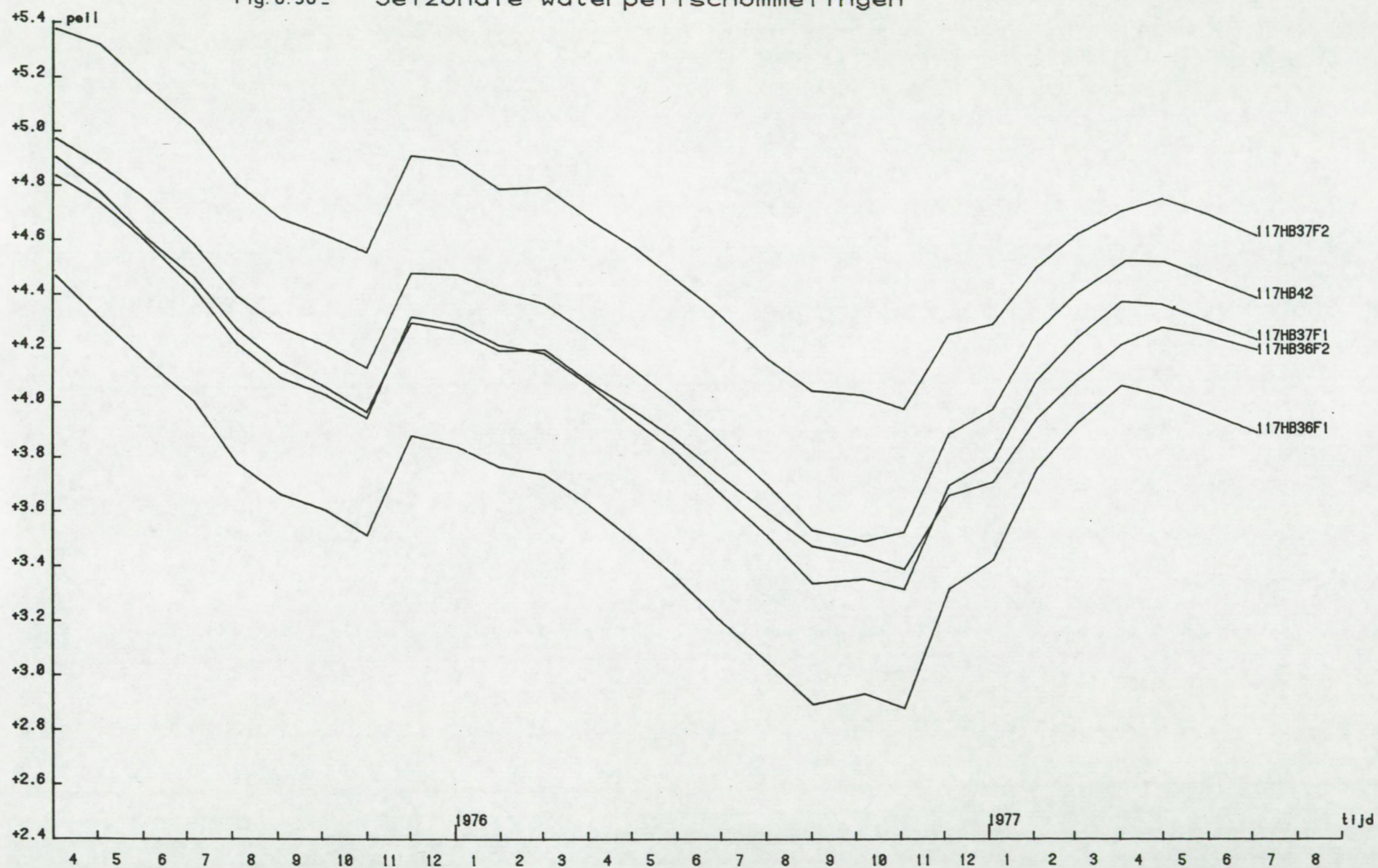


Fig. 6. 37. Seizonale waterpeilschommelingen

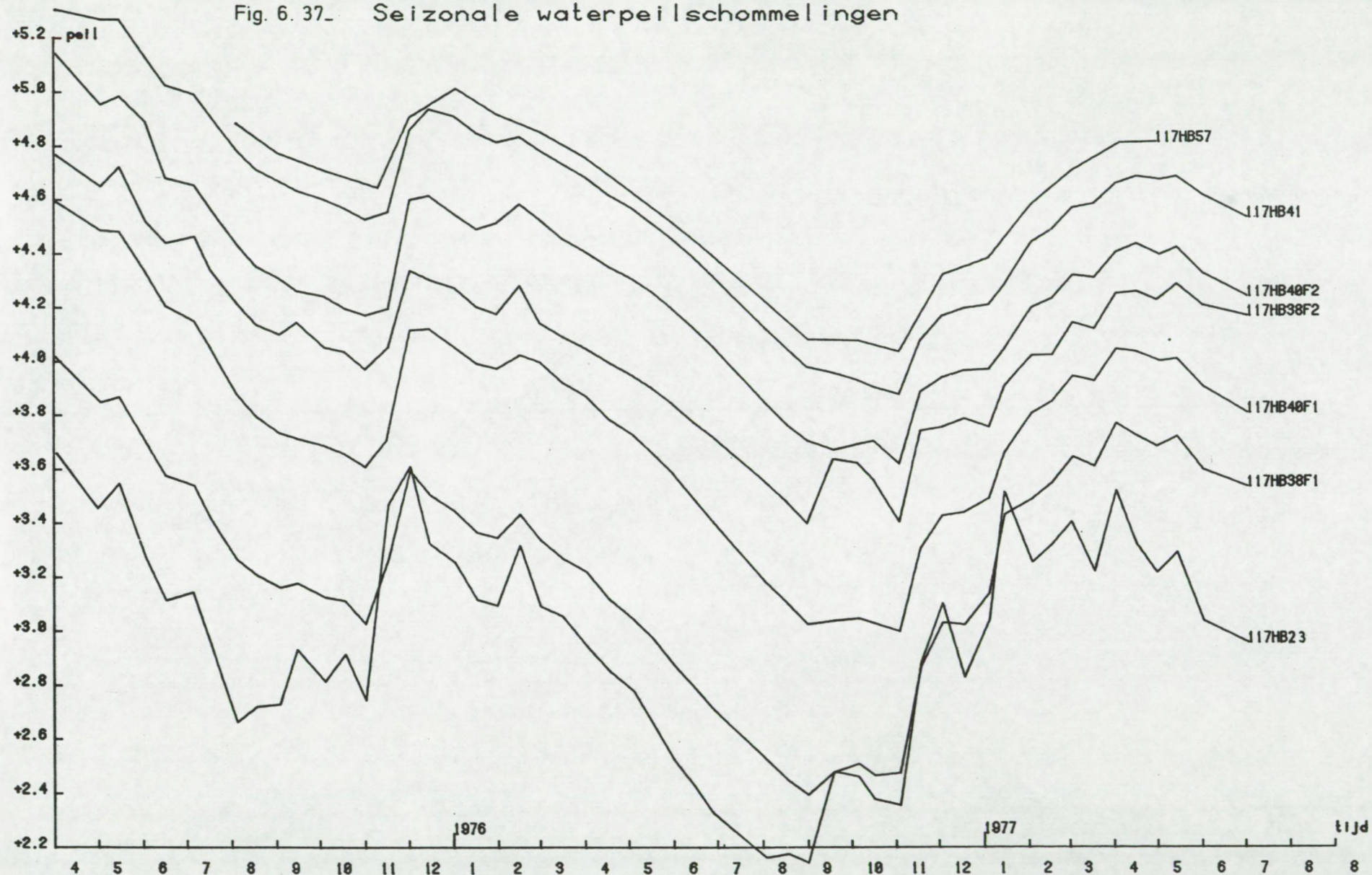


Fig. 6.38_ Seizonale waterpeilschommelingen

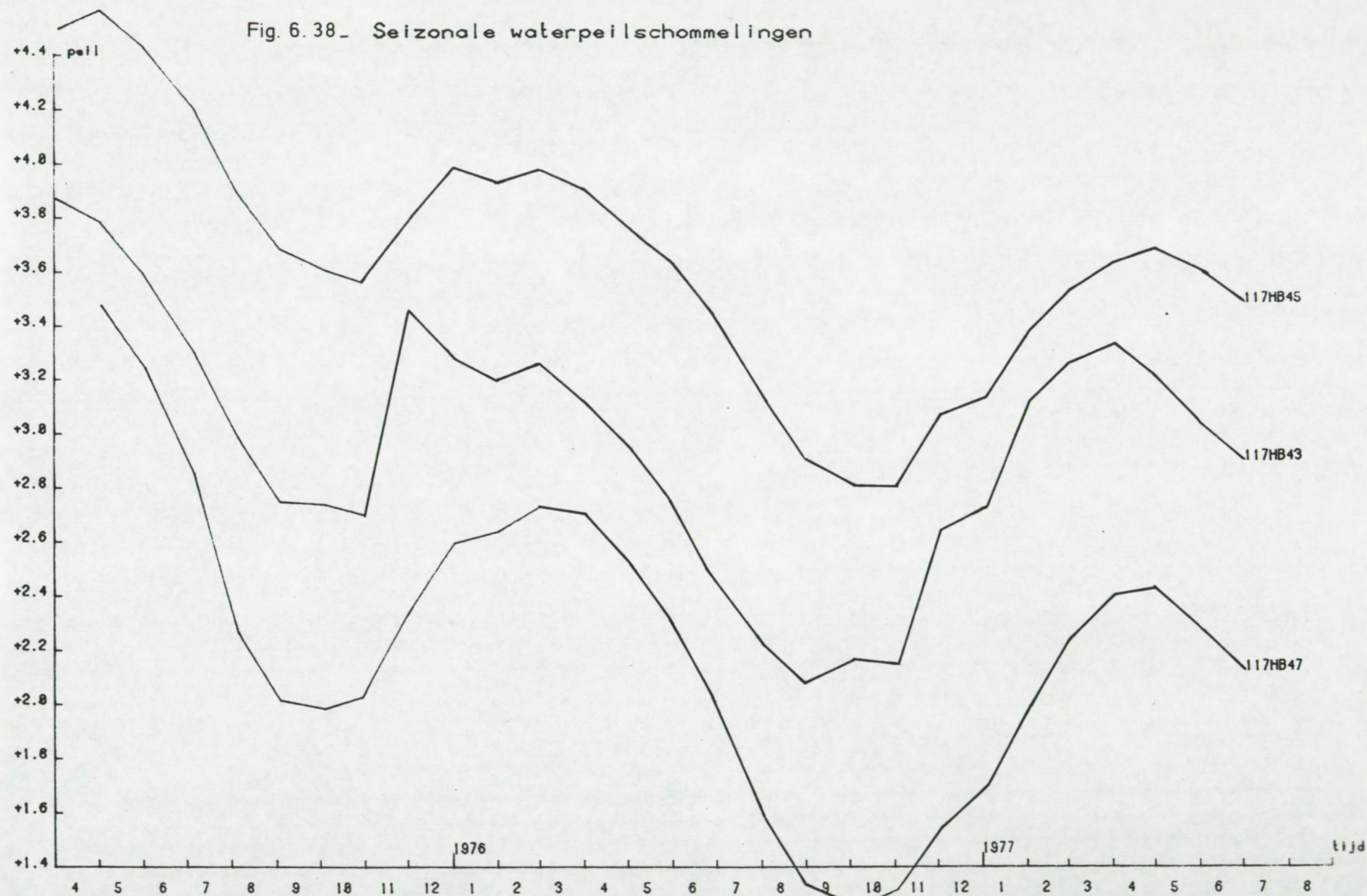


Fig. 6.39 _

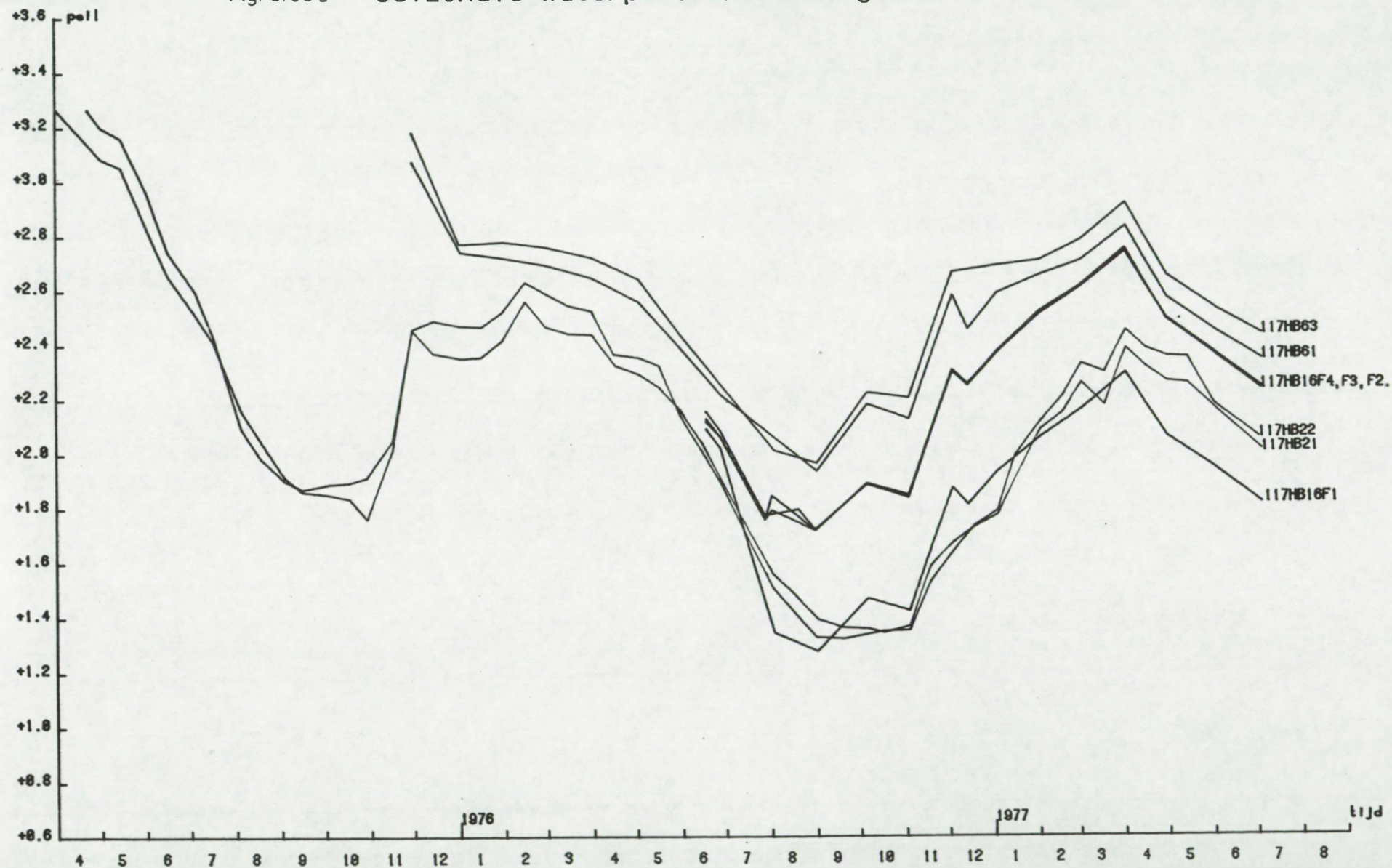


Fig. 6.40 - Seizonale waterpeilschommelingen

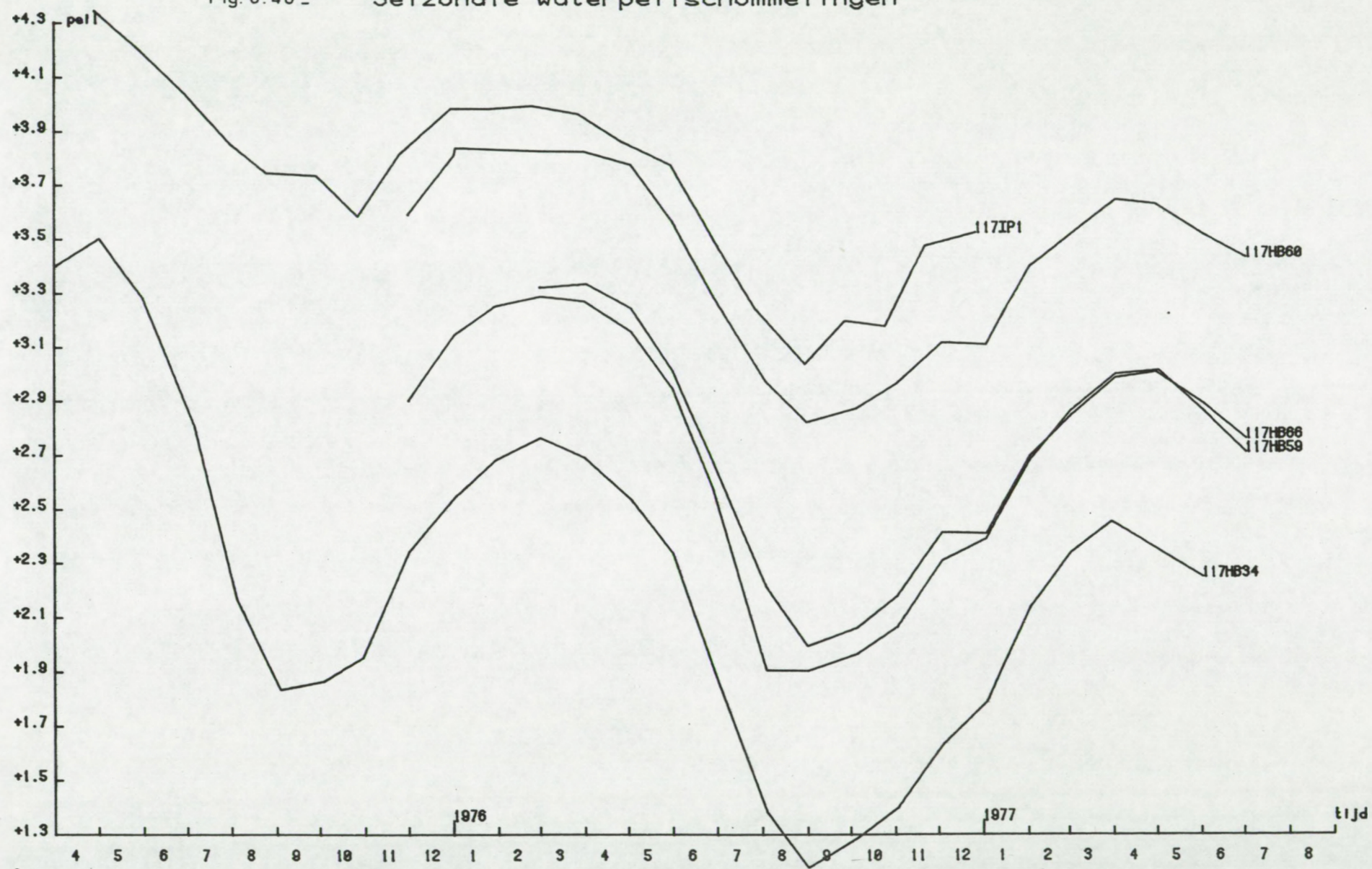


Fig. 6.41_ Seizonale waterpeilschommelingen

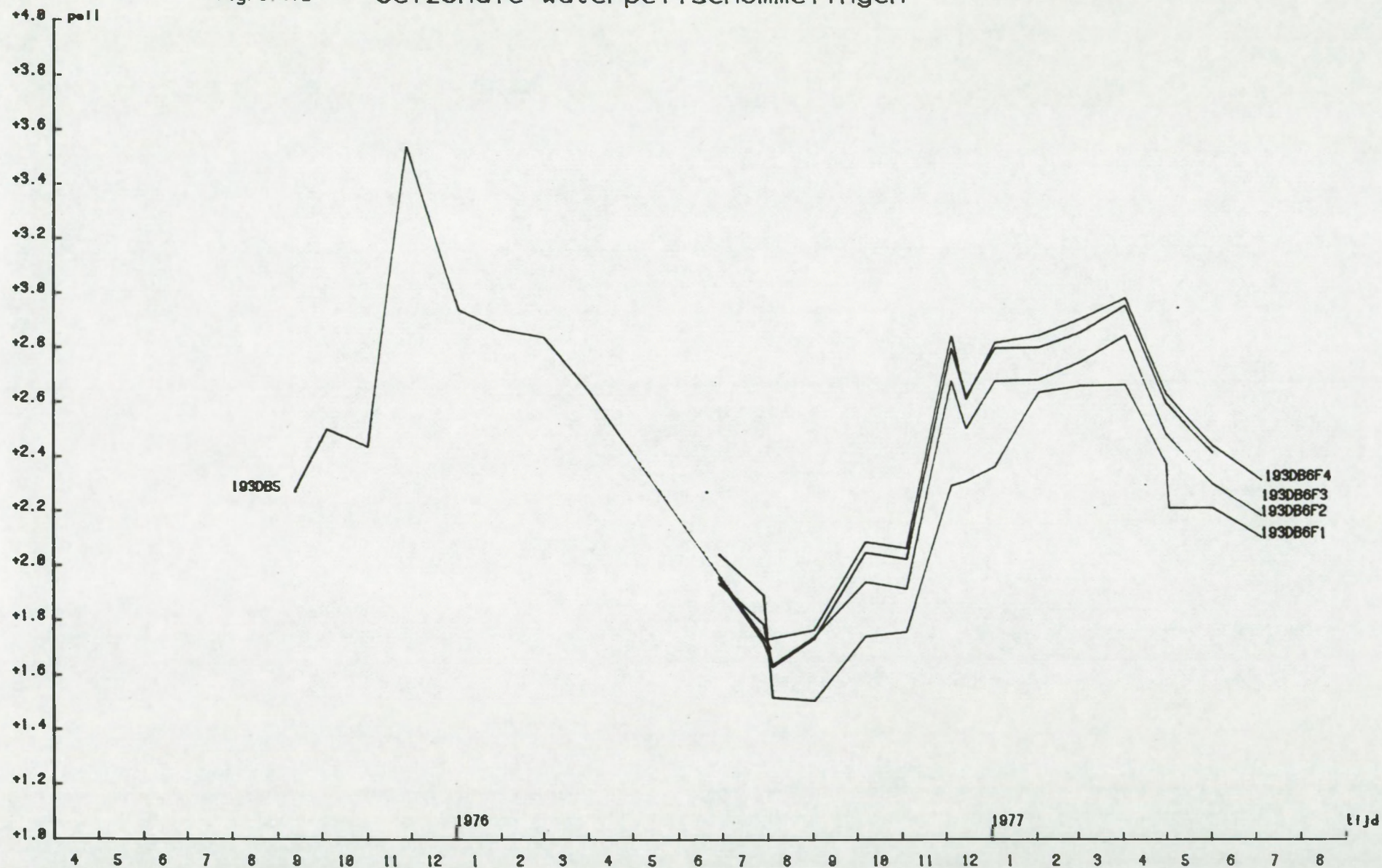


Fig.6.42. Seizonale waterpeilschommelingen

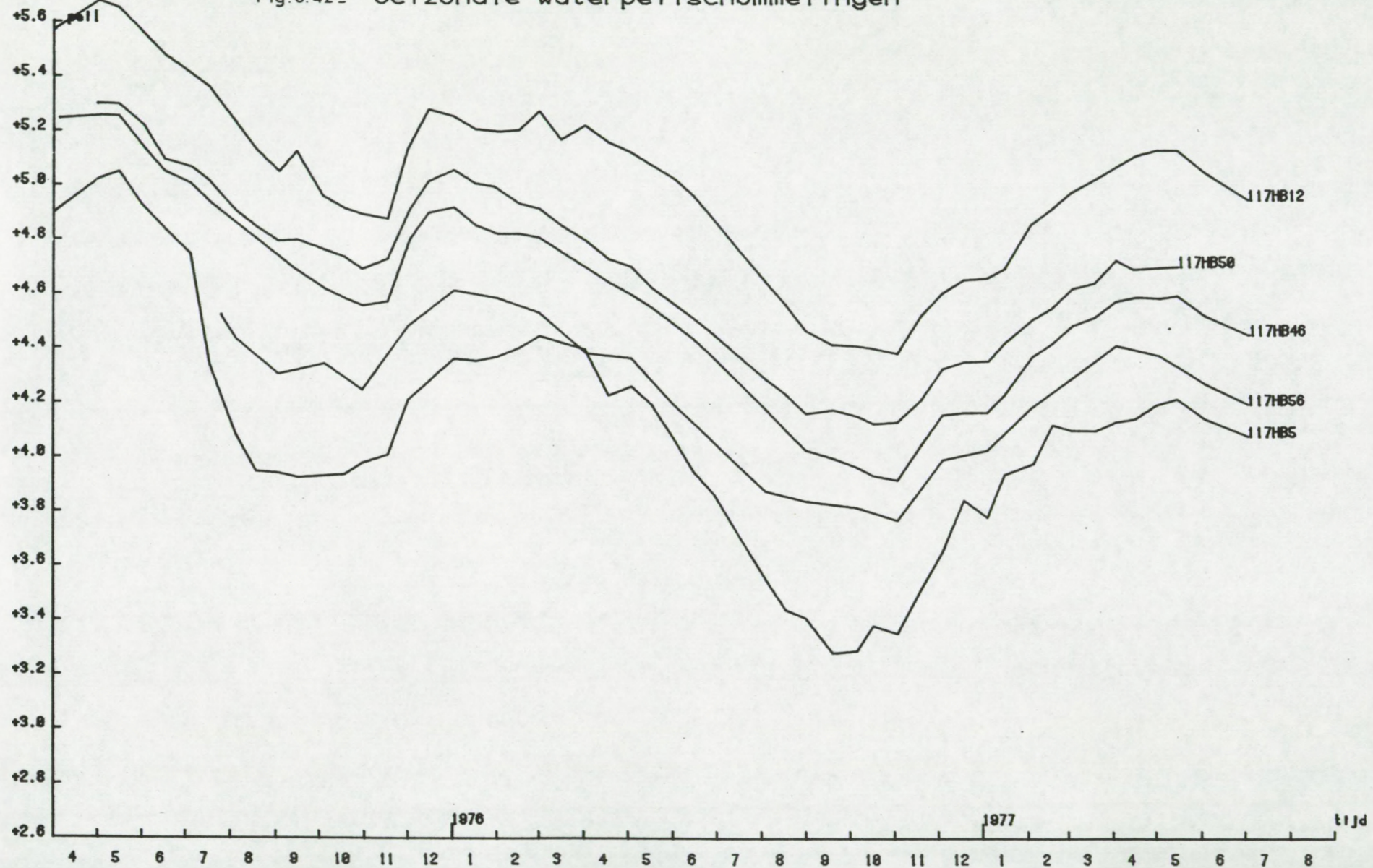


Fig. 6. 43. Seizonale waterpeilschommelingen

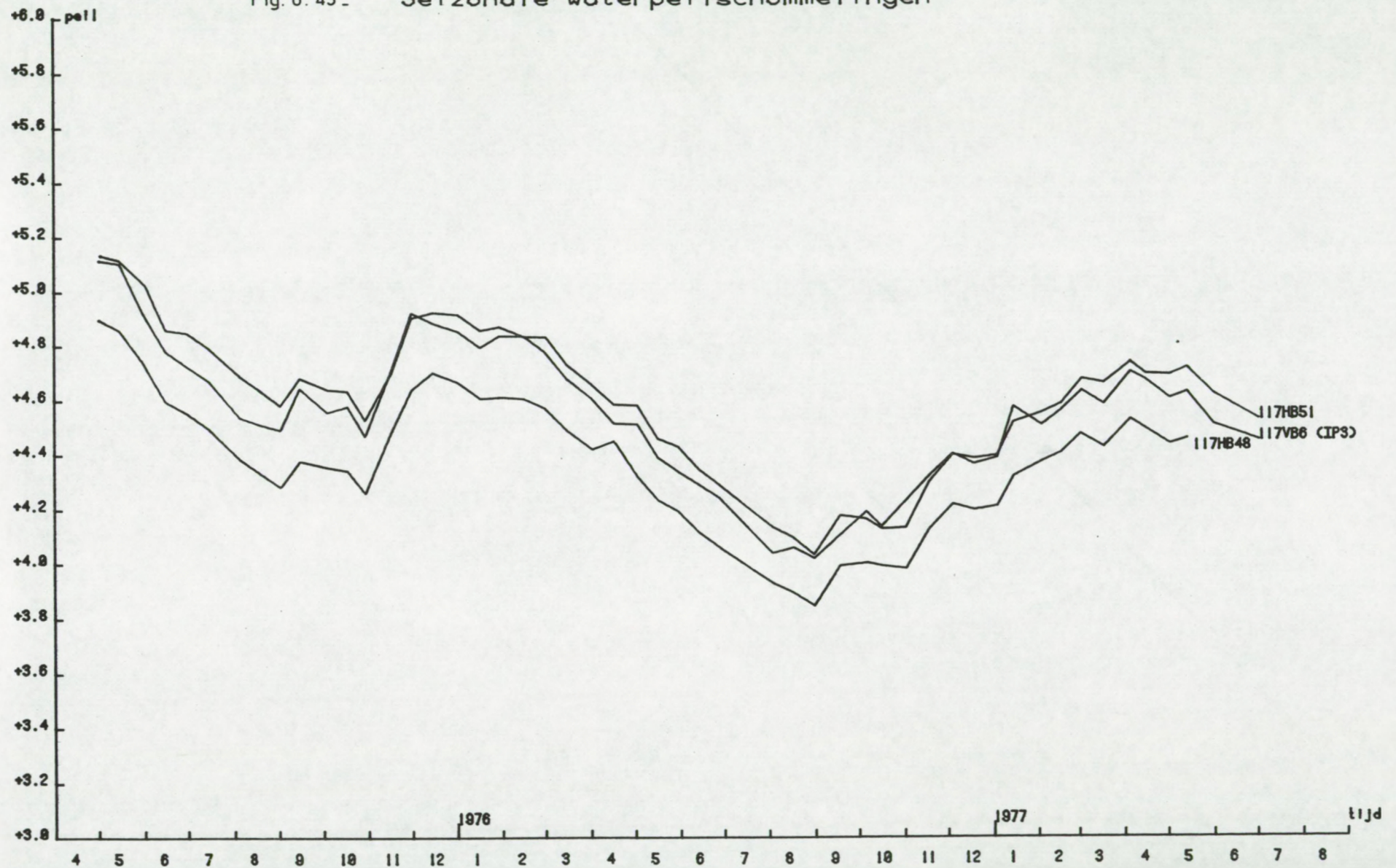


Fig. 6.44. Seizonale waterpeilschommelingen

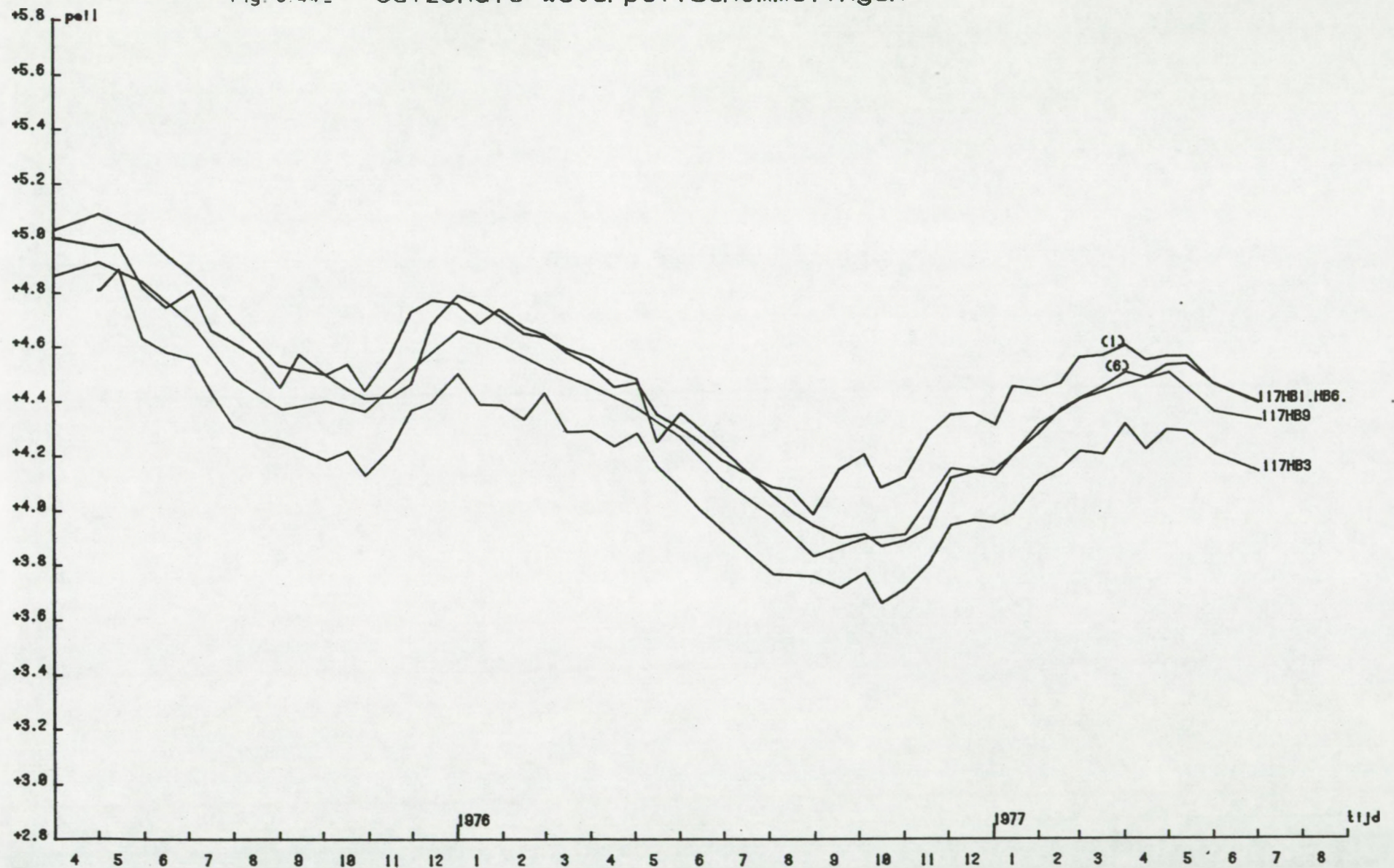


Fig. 6.45_ Seizonale waterpeilschommelingen

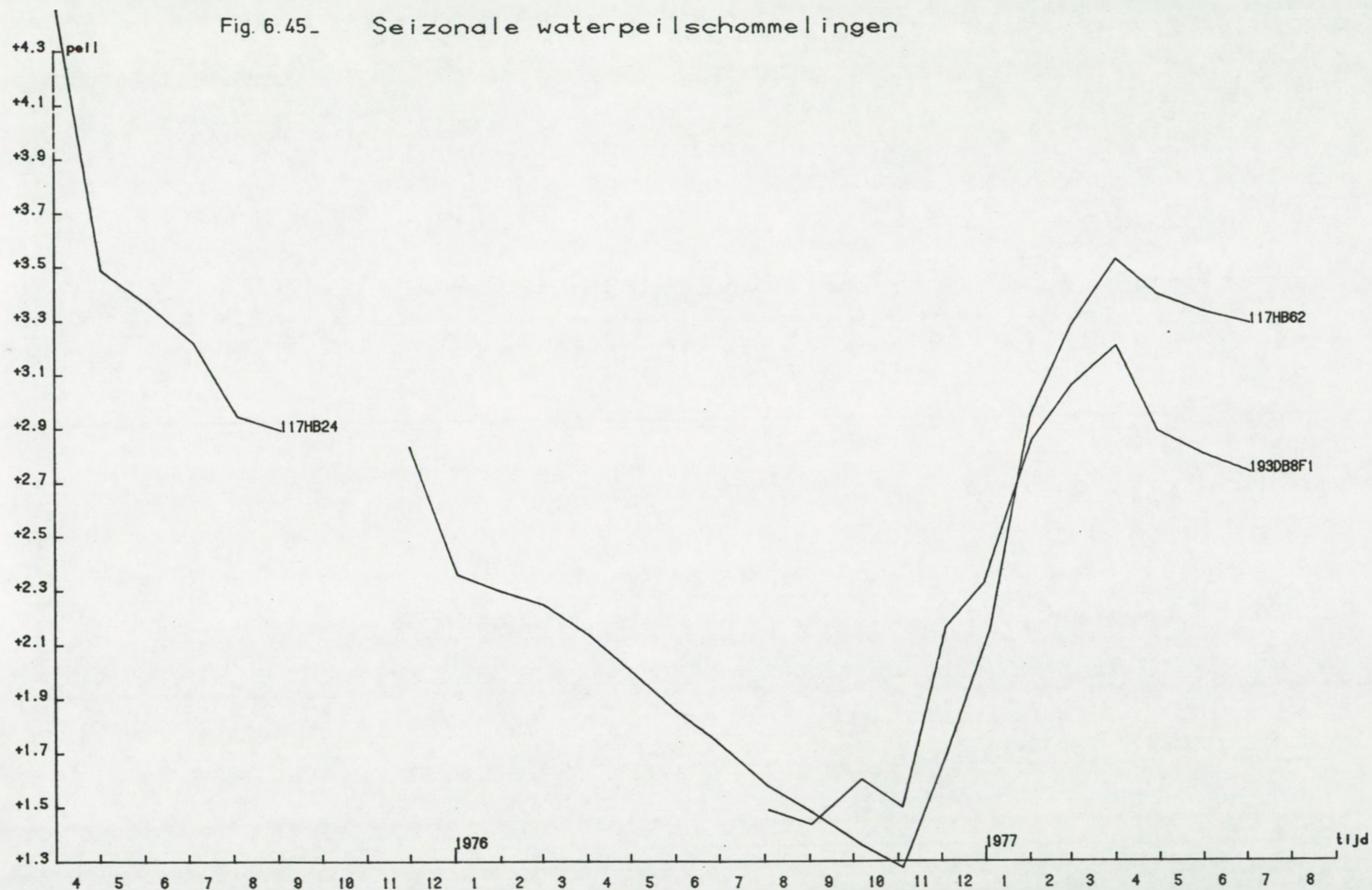


Fig. 6.46. Seizonale waterpeilschommelingen

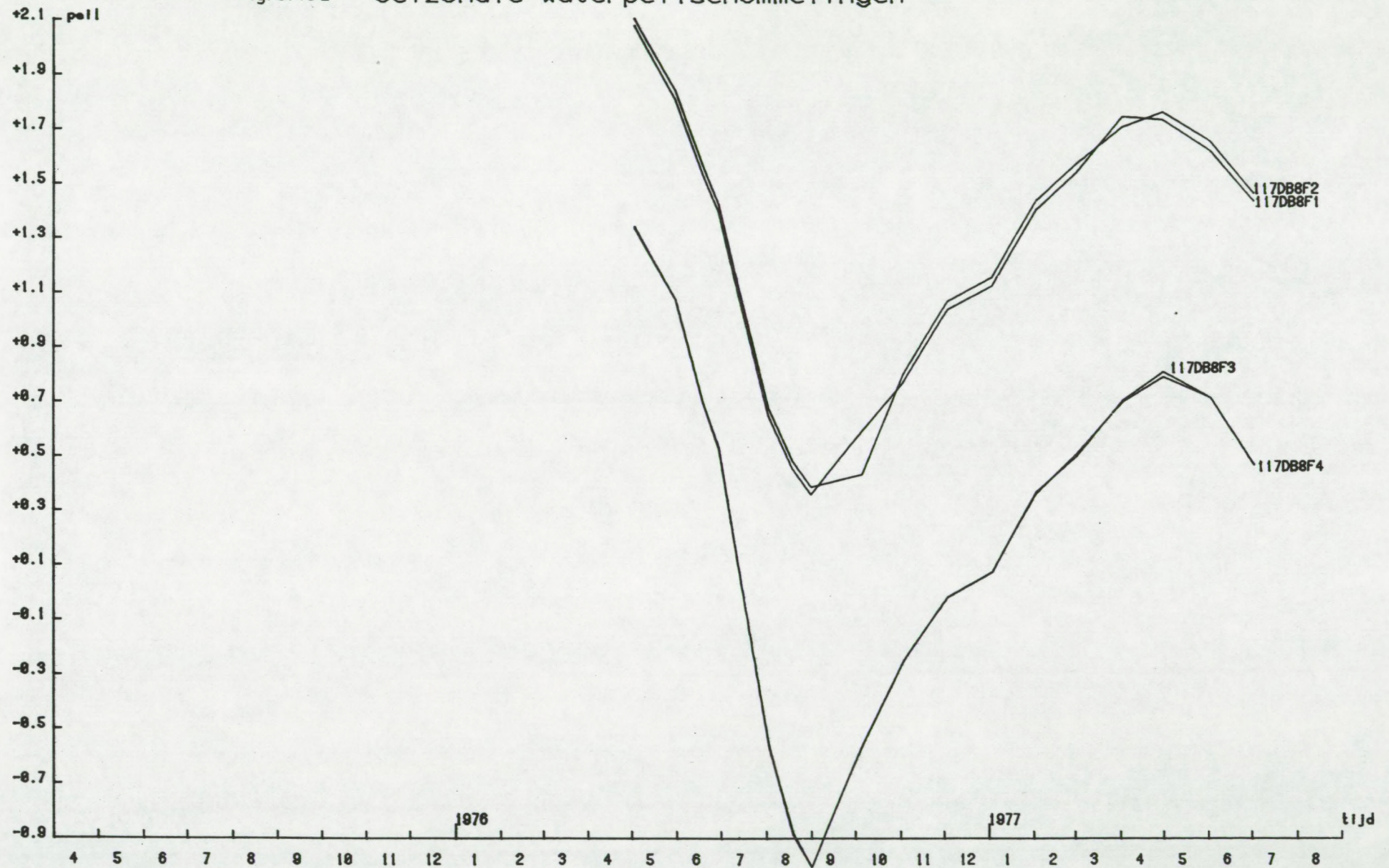


Fig. 6.47 - Seizonale waterpeilschommelingen

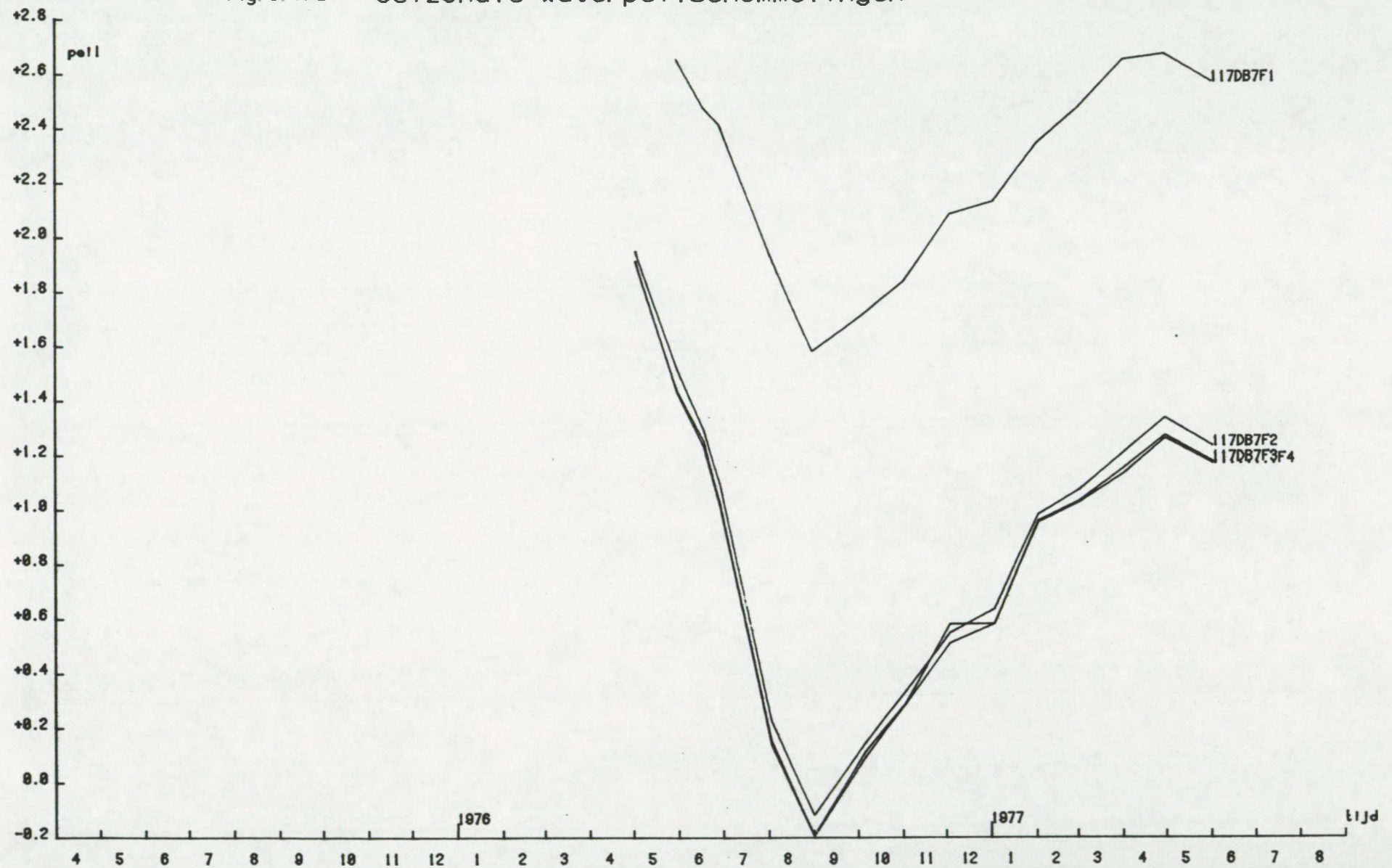


Fig. 6.48. Seizonale waterpeilschommelingen

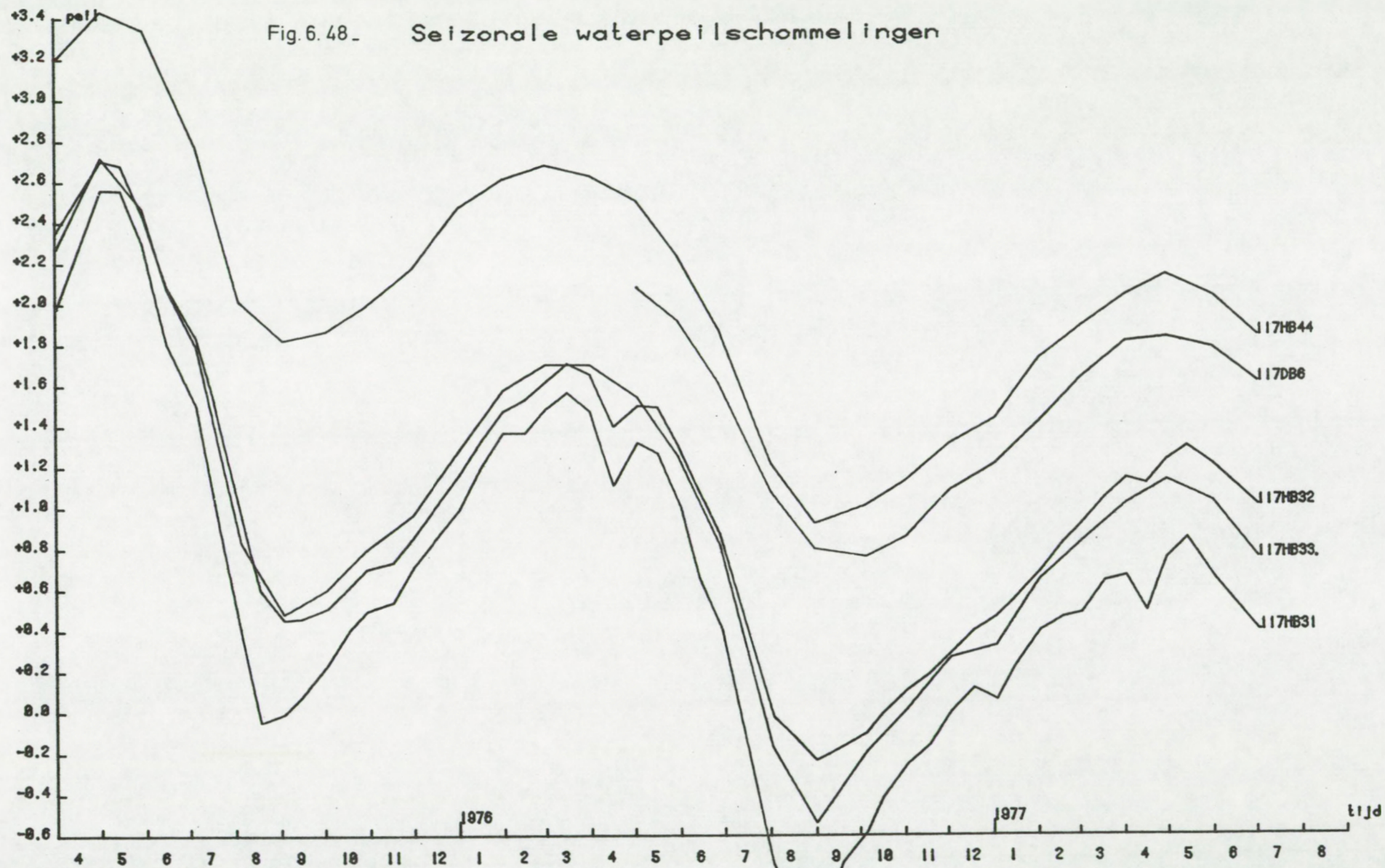
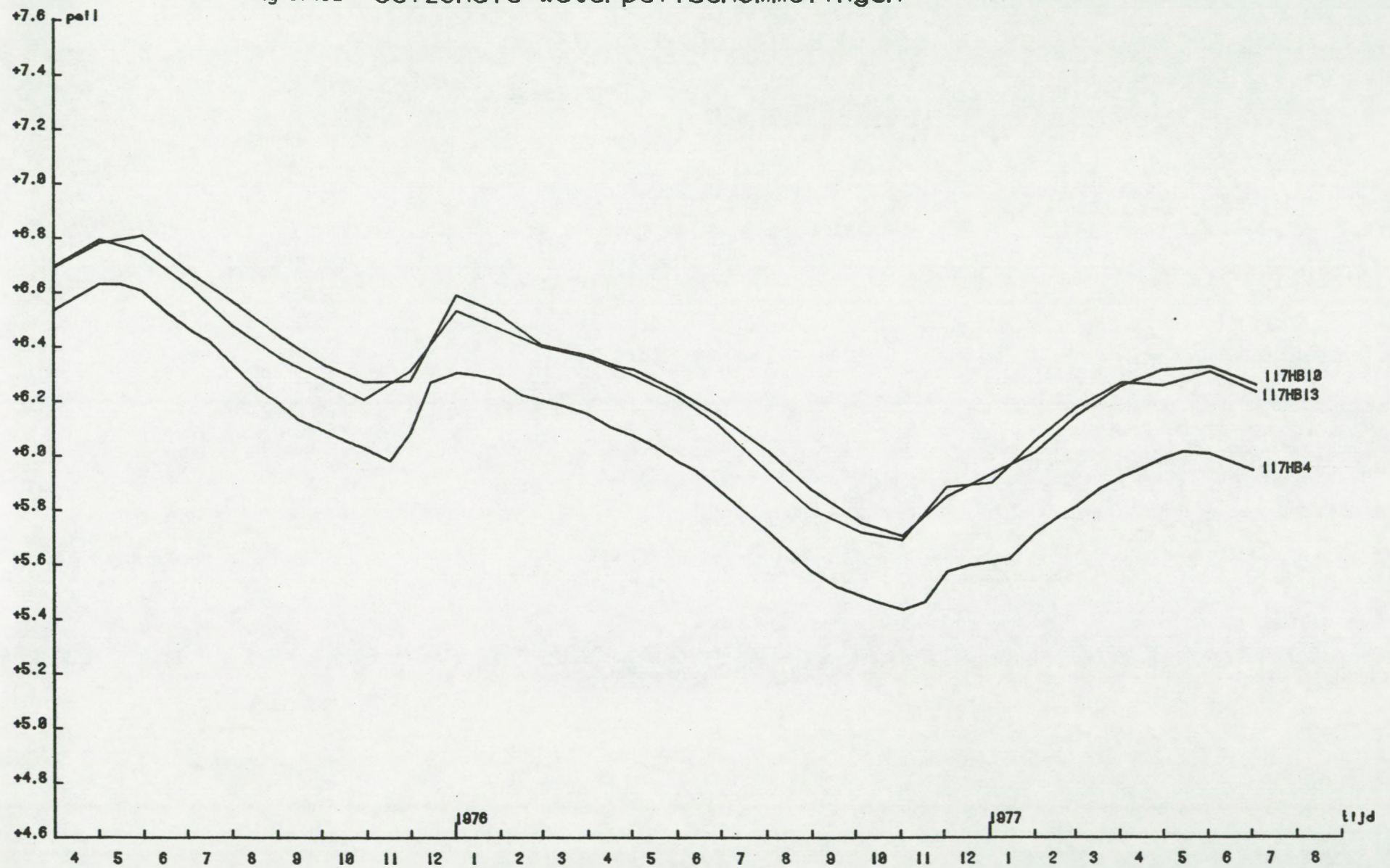


Fig. 6.49. Seizonale waterpeilschommelingen



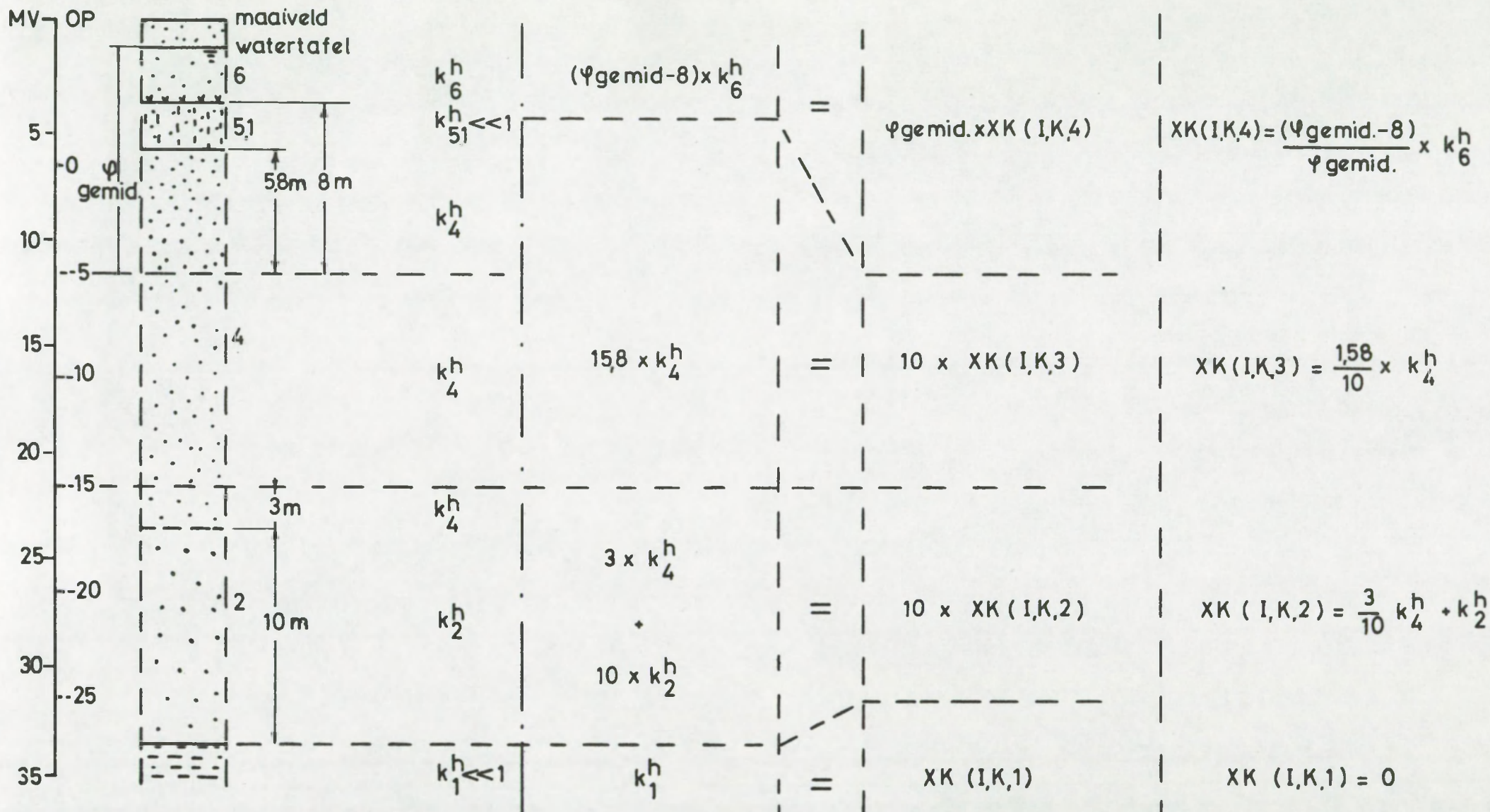


Fig.6.50. Eerste voorbeeld van de wijze waarop de waarden $XK(I,K,J)$ of $YK(I,K,J)$ afgeleid worden

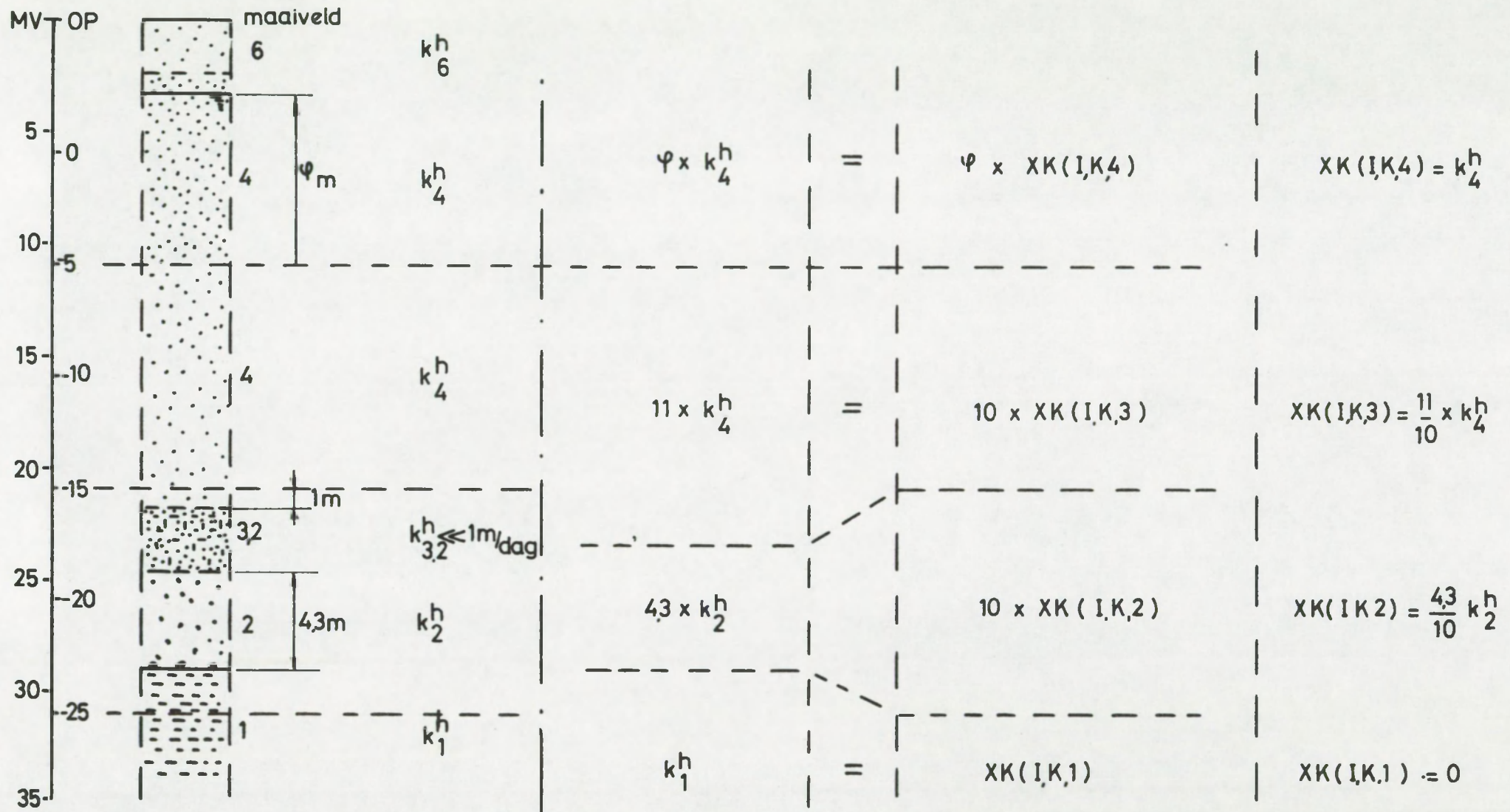
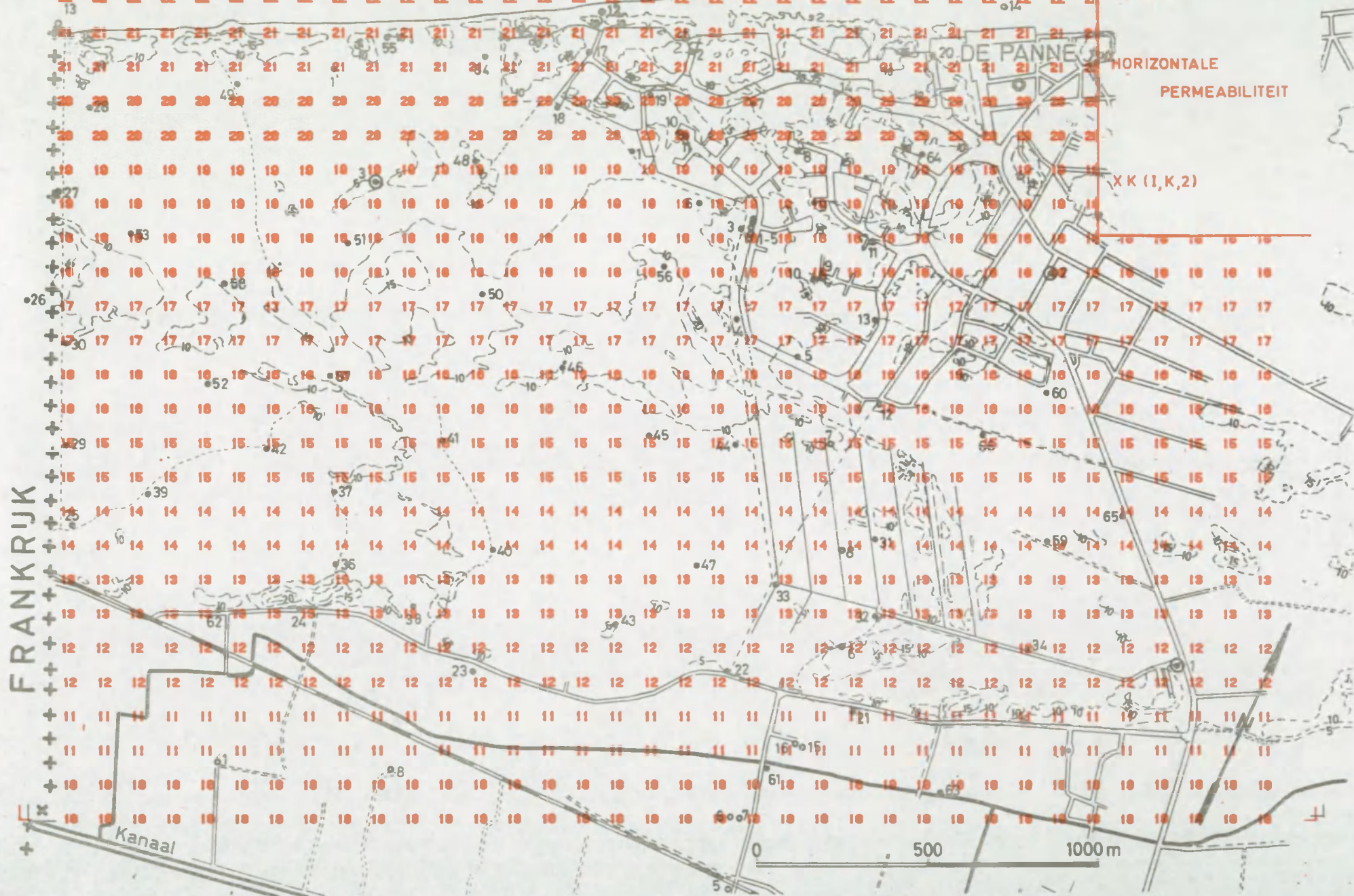


Fig.6.51 Tweede voorbeeld van de wijze waarop de waarden $XK(I,K,J)$ of $YK(I,K,J)$ afgeleid worden

N O O R D Z E E

Fig. 6.52



N O O R D Z E E

Fig. 6.53

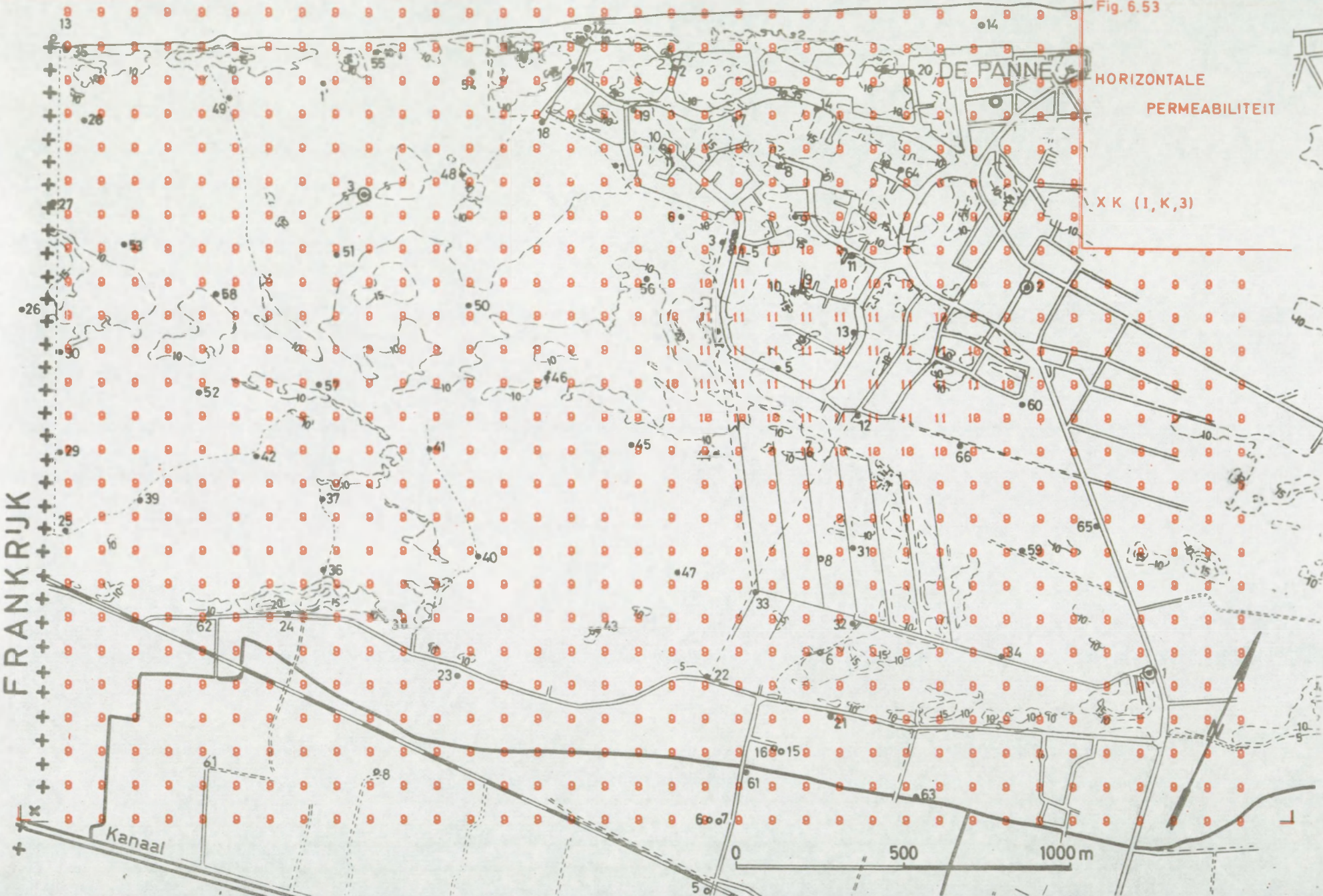
HORIZONTALE
PERMEABILITEIT

X K (I, K, 3)

FRANKRIJK

Kanaal

0 500 1000 m









• **Fig. 6.56**

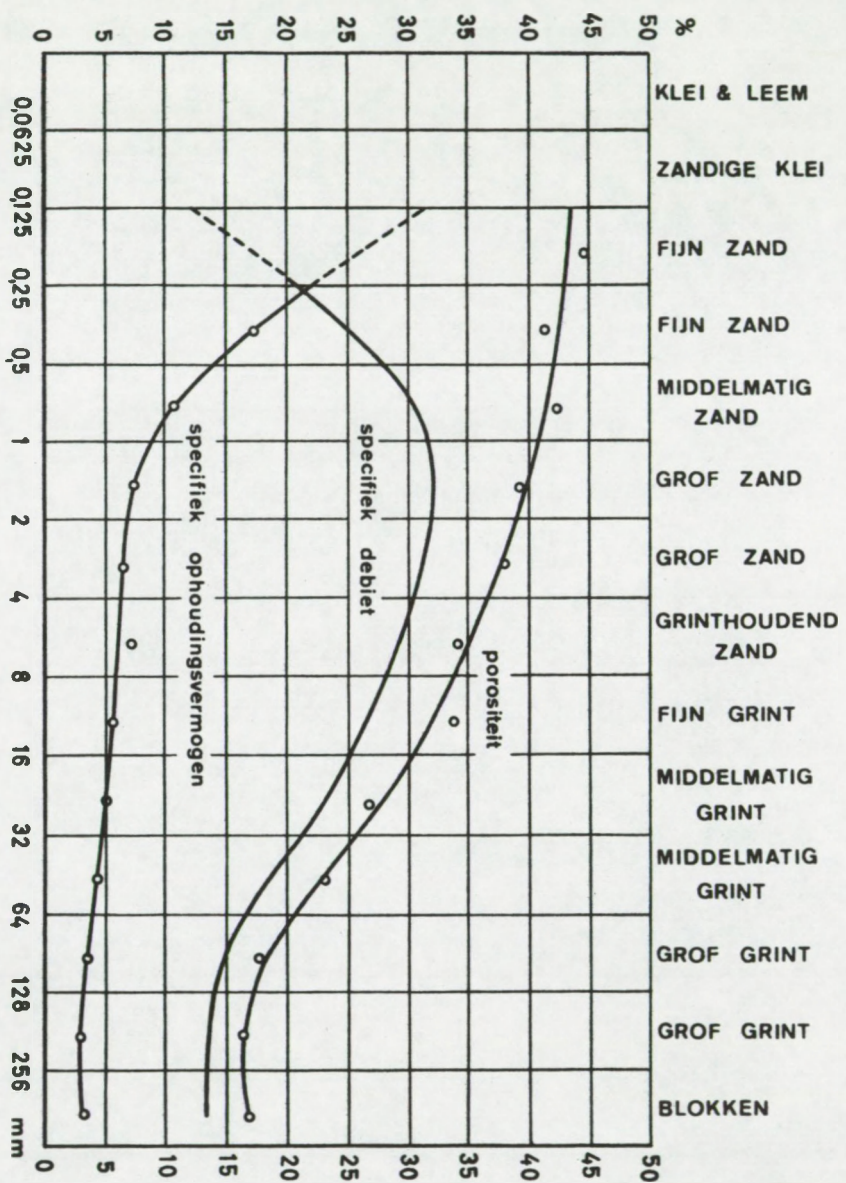
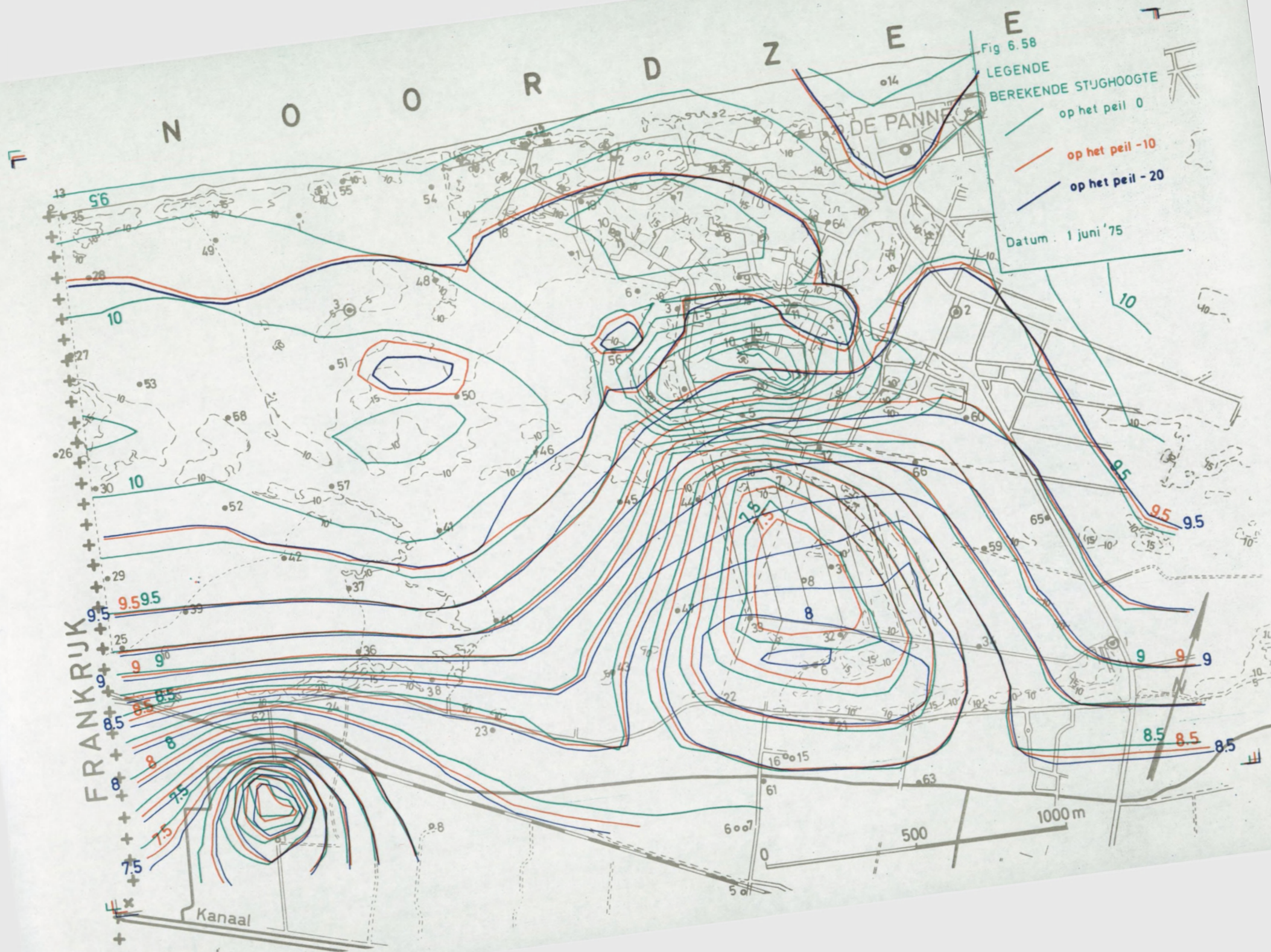


Fig. 6.57 - Porositeit, specifiek debiet en specifiek ophoudingsvermogen voor sedimenten uit het zuidelijke kustbekken van Californië (naar ECKIS, ROLLIN, 1954). Op de abscis wordt de 10% korrelgrootte in mm van de gekumuleerde kurve, die met de grootste fraktie aanvaardt, aangegeven.



N O O R D Z E E

Fig. 6.59

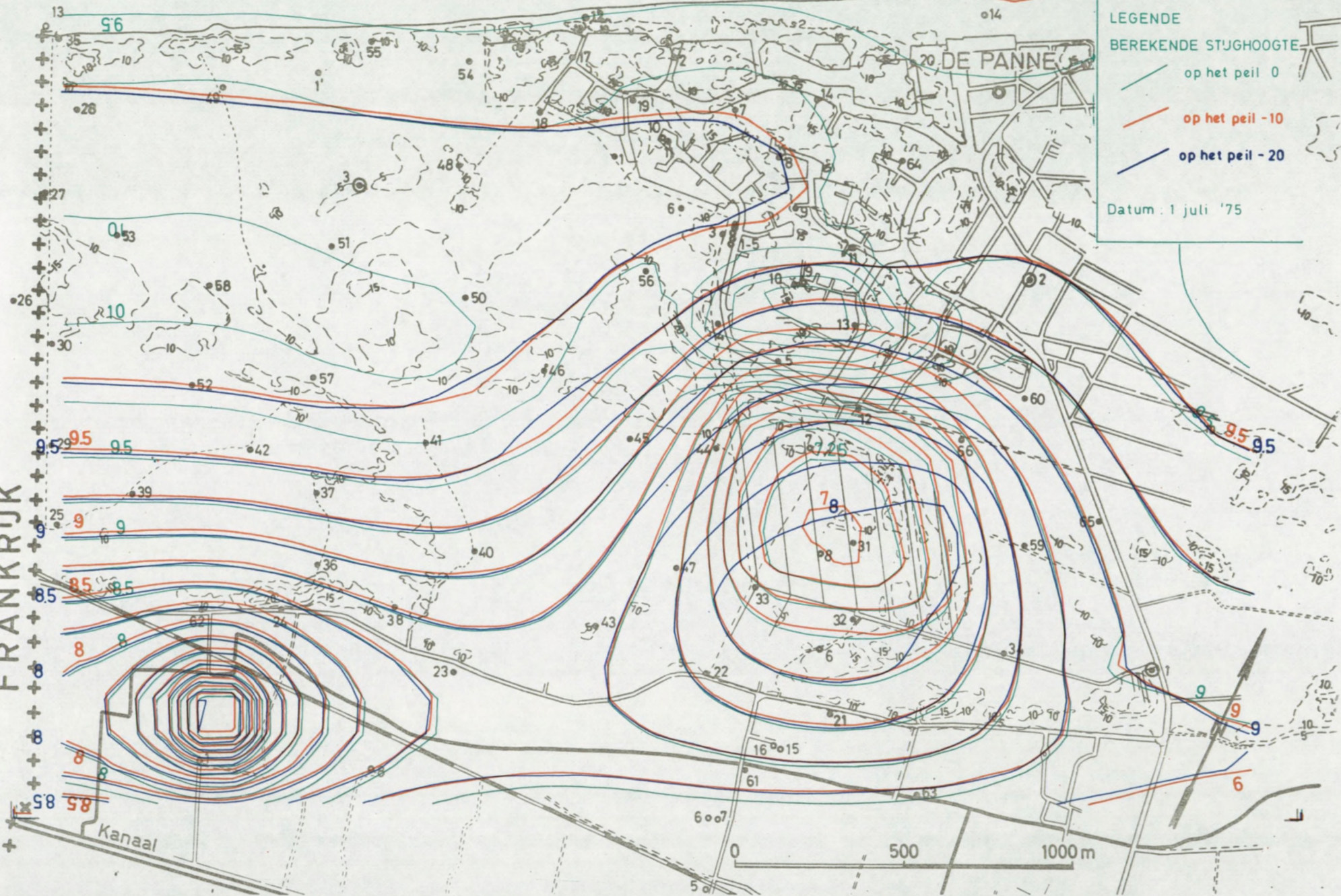
LEGENDE

BEREKENDE STUIGHOOGTE

- op het peil 0
- op het peil -10
- op het peil -20

Datum: 1 juli '75

FRANKRIJK



N O O R D Z E E

Fig 6.60

LEGENDE

BEREKENDE STUIGHOOGTE

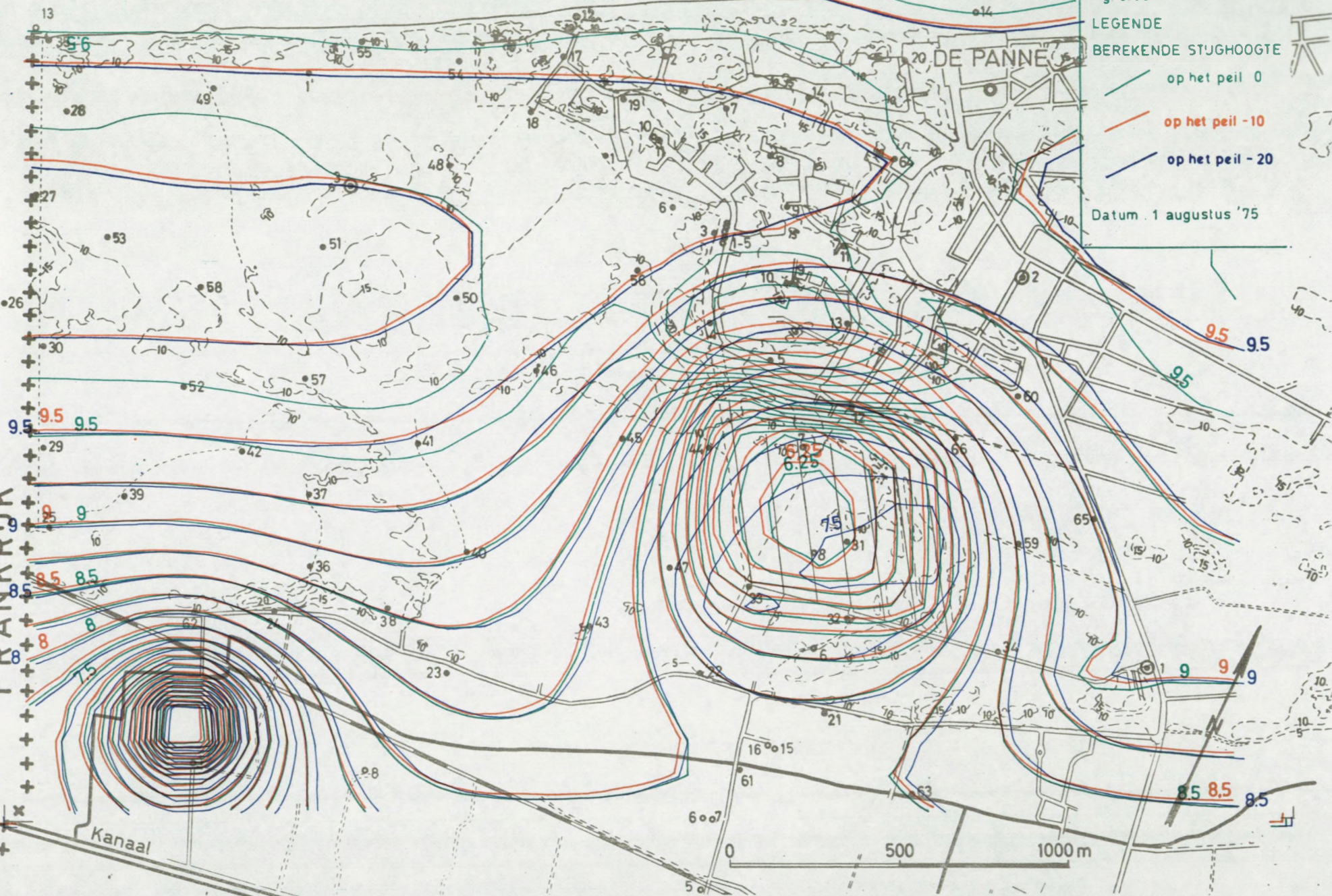
op het peil 0

op het peil -10

op het peil -20

Datum 1 augustus '75

FRANKRIJK



N O O R D Z E E

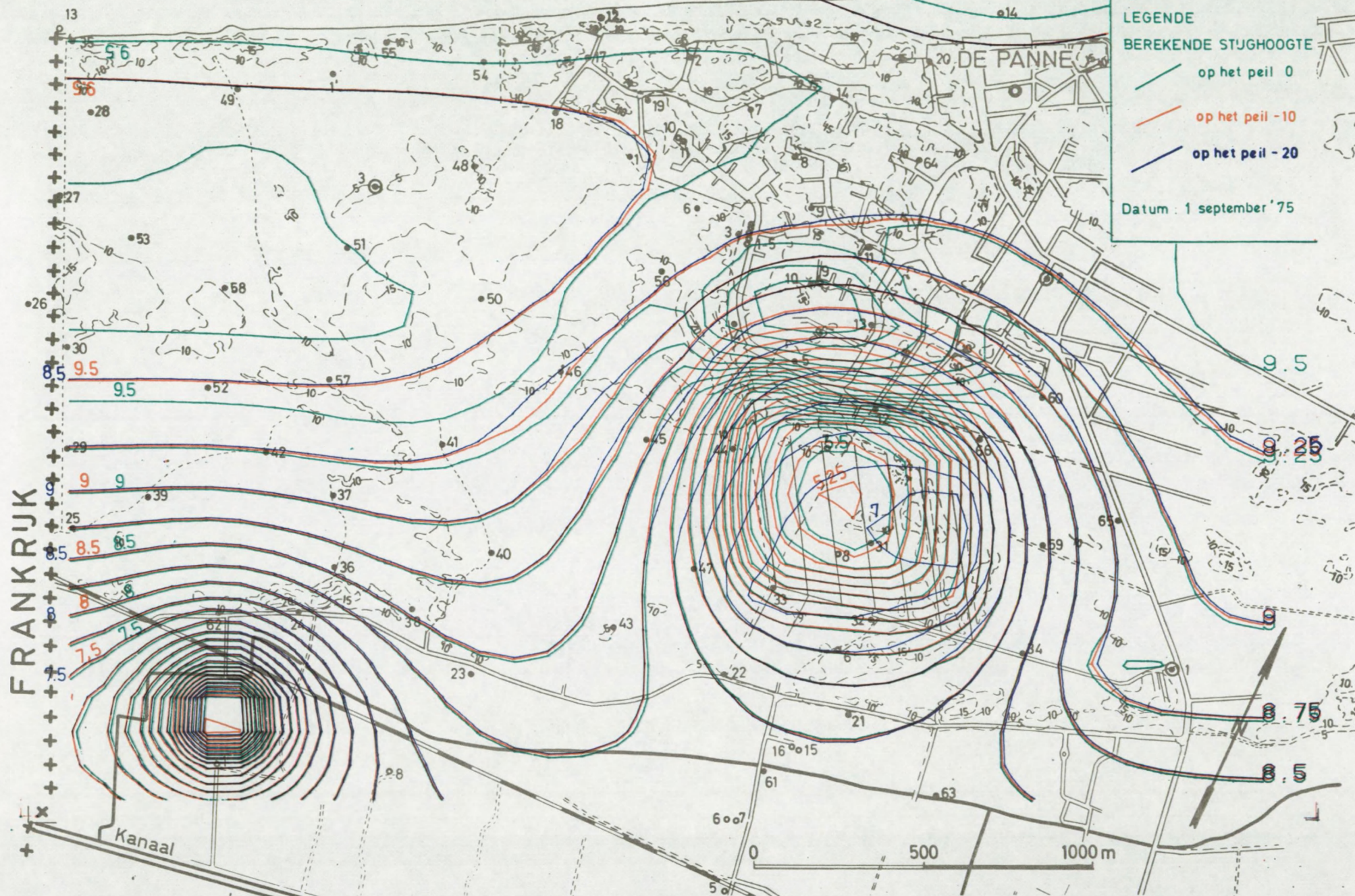
Fig. 6.61

LEGENDE

BEREKENDE STIJGHOOGTE

- op het peil 0
- op het peil -10
- op het peil -20

Datum : 1 september '75



N O O R D Z E E

Fig 6.62

LEGENDE

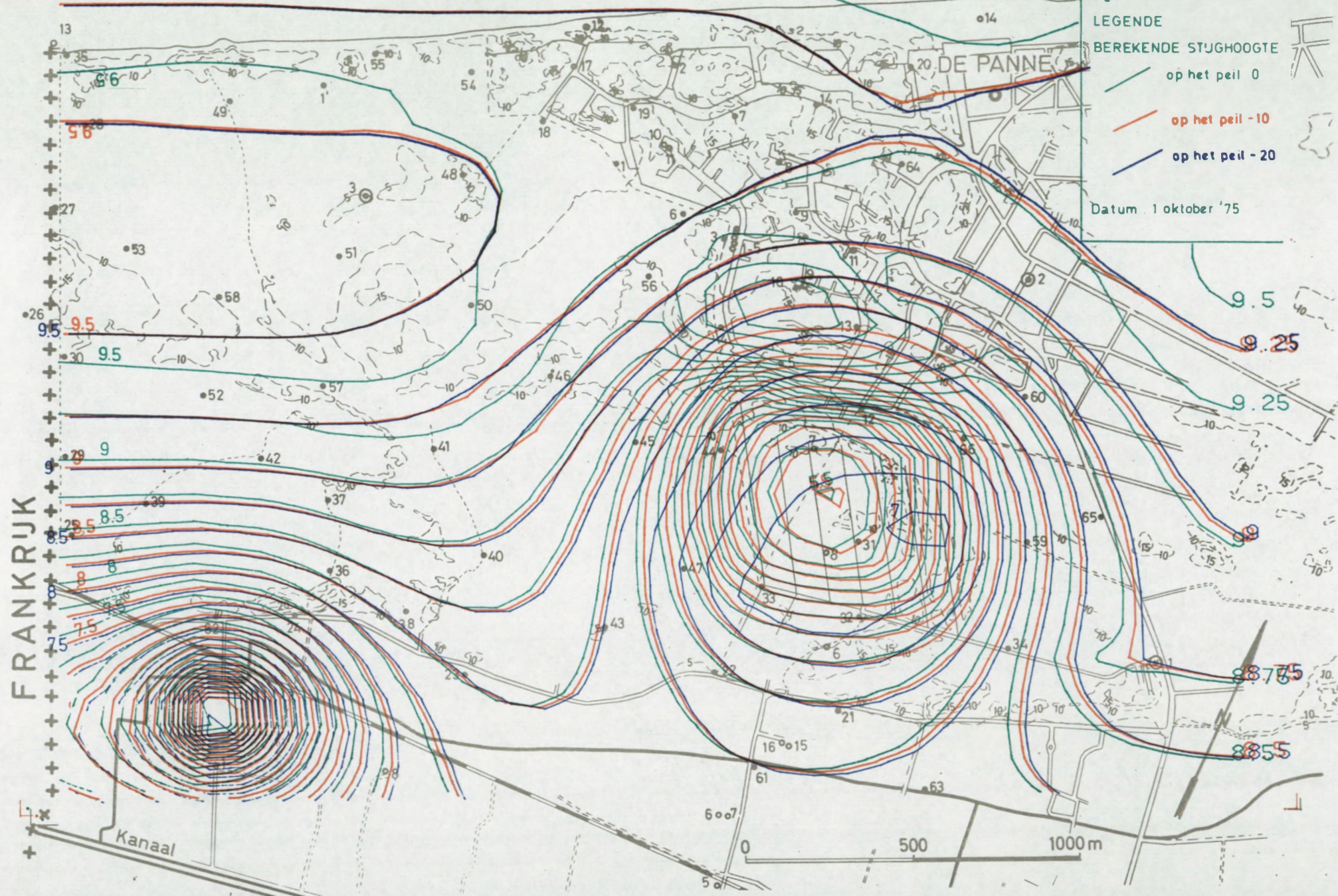
BEREKENDE STIJGHOOGTE

op het peil 0

op het peil -10

op het peil -20

Datum 1 oktober '75



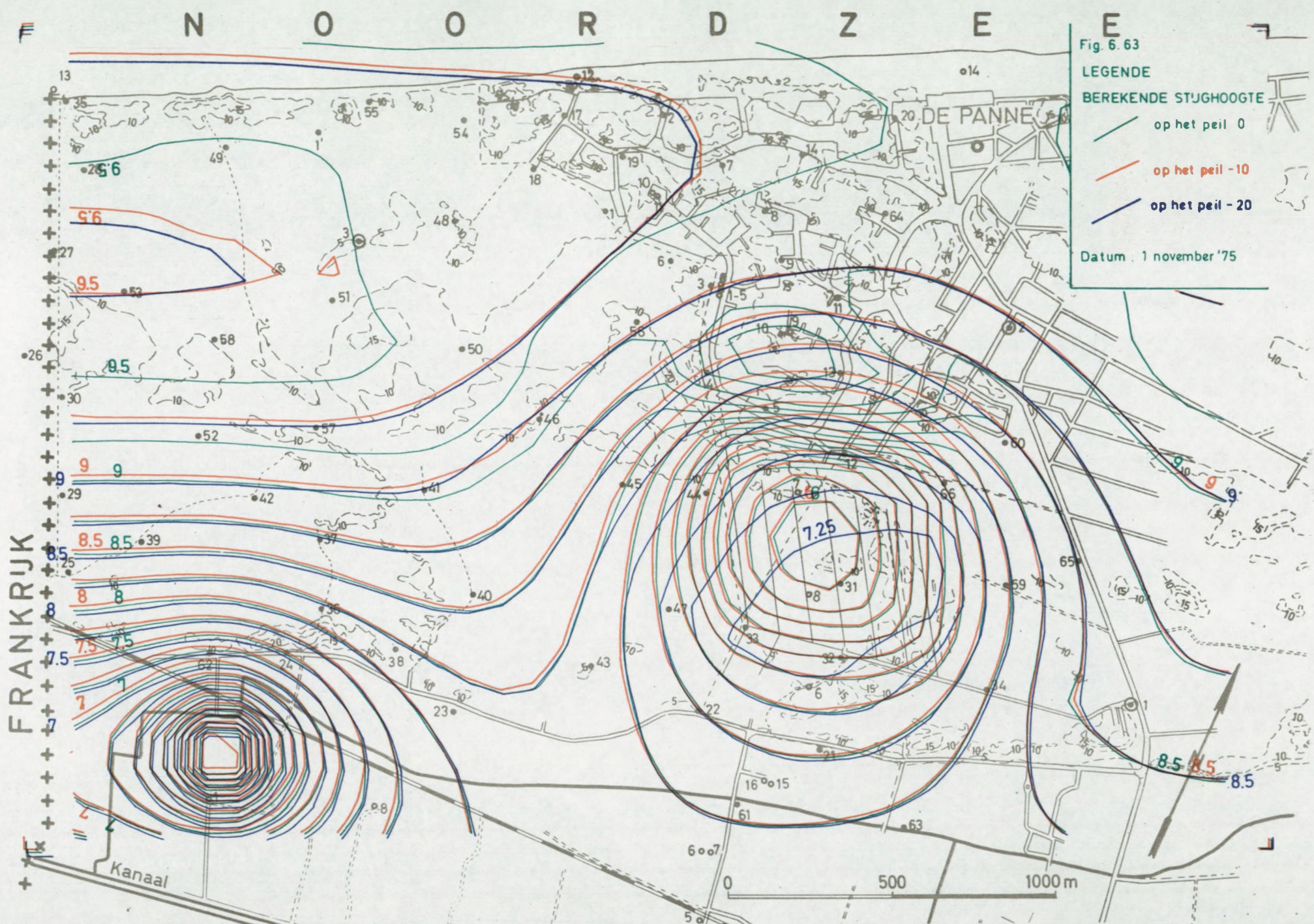


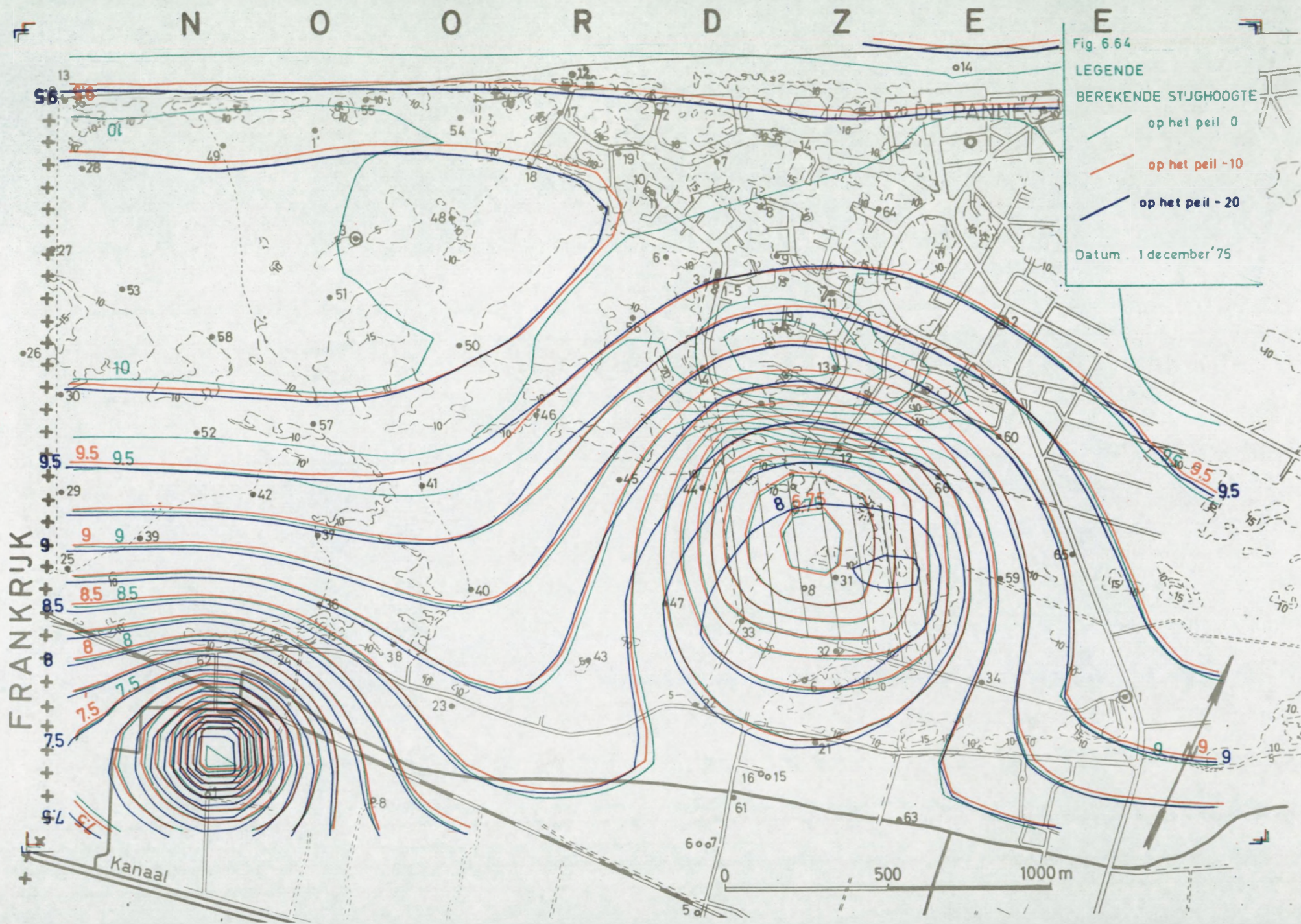
Fig. 6. 63

LEGENDE

BEREKENDE STIJGHOOGTE

- op het peil 0
- op het peil -10
- op het peil -20

Datum : 1 november '75



N O O R D Z E E

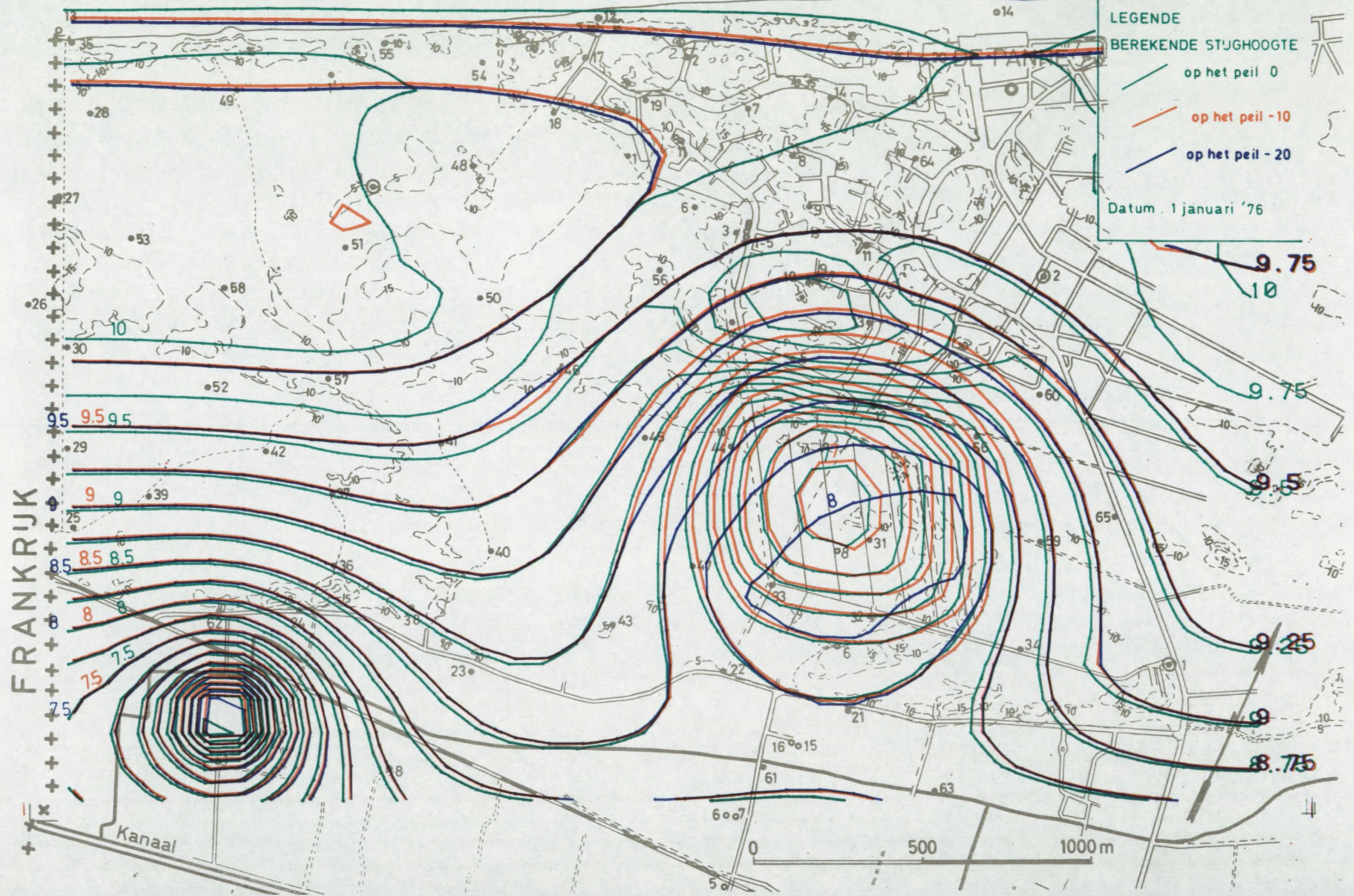
Fig. 6.65

LEGENDE

BEREKENDE STIJGHOOGTE

- op het peil 0
- op het peil -10
- op het peil -20

Datum: 1 januari '76



FRANKRIJK

FRANKRIJK

N O O R D Z E E

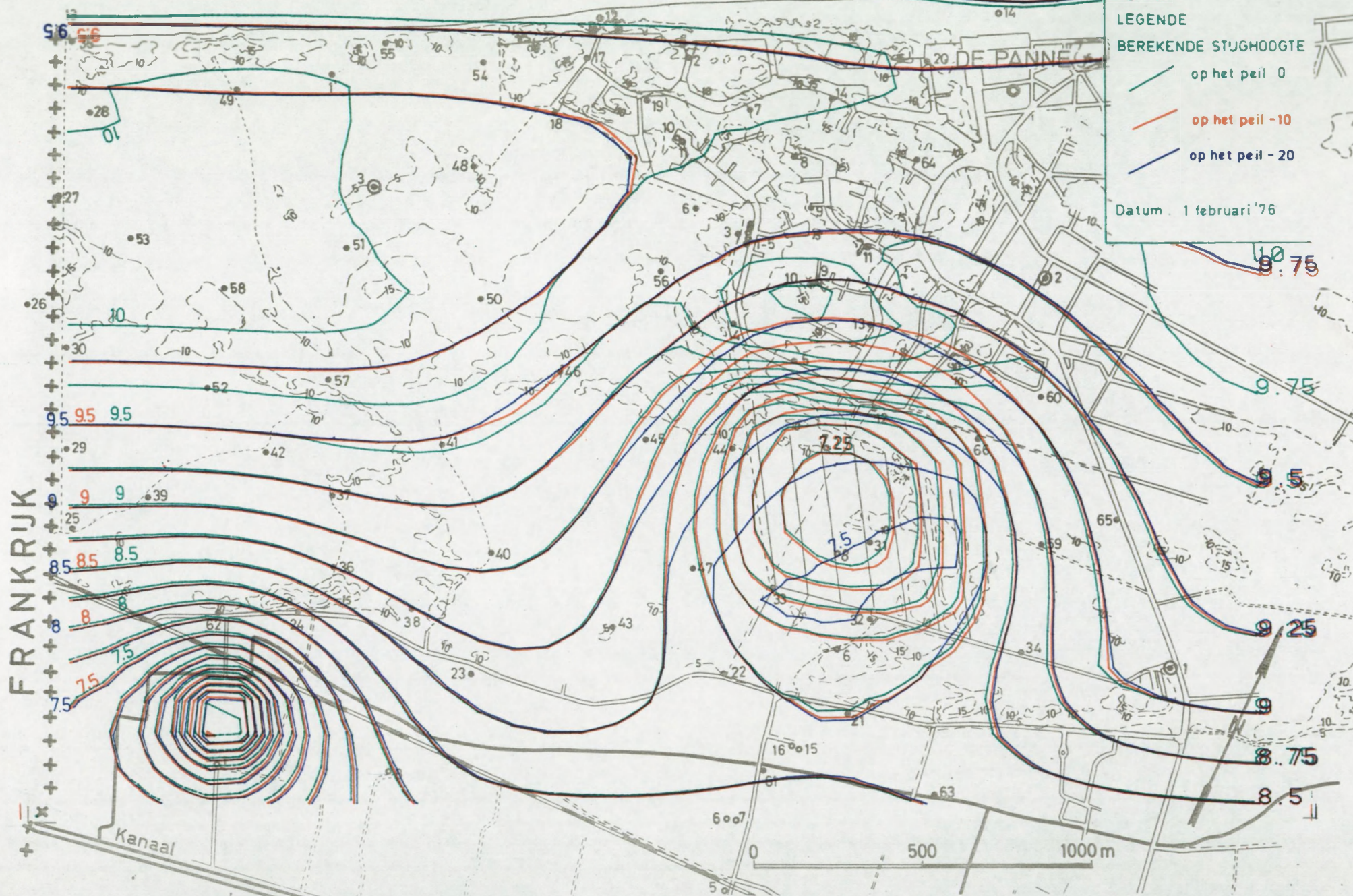
Fig. 6.66

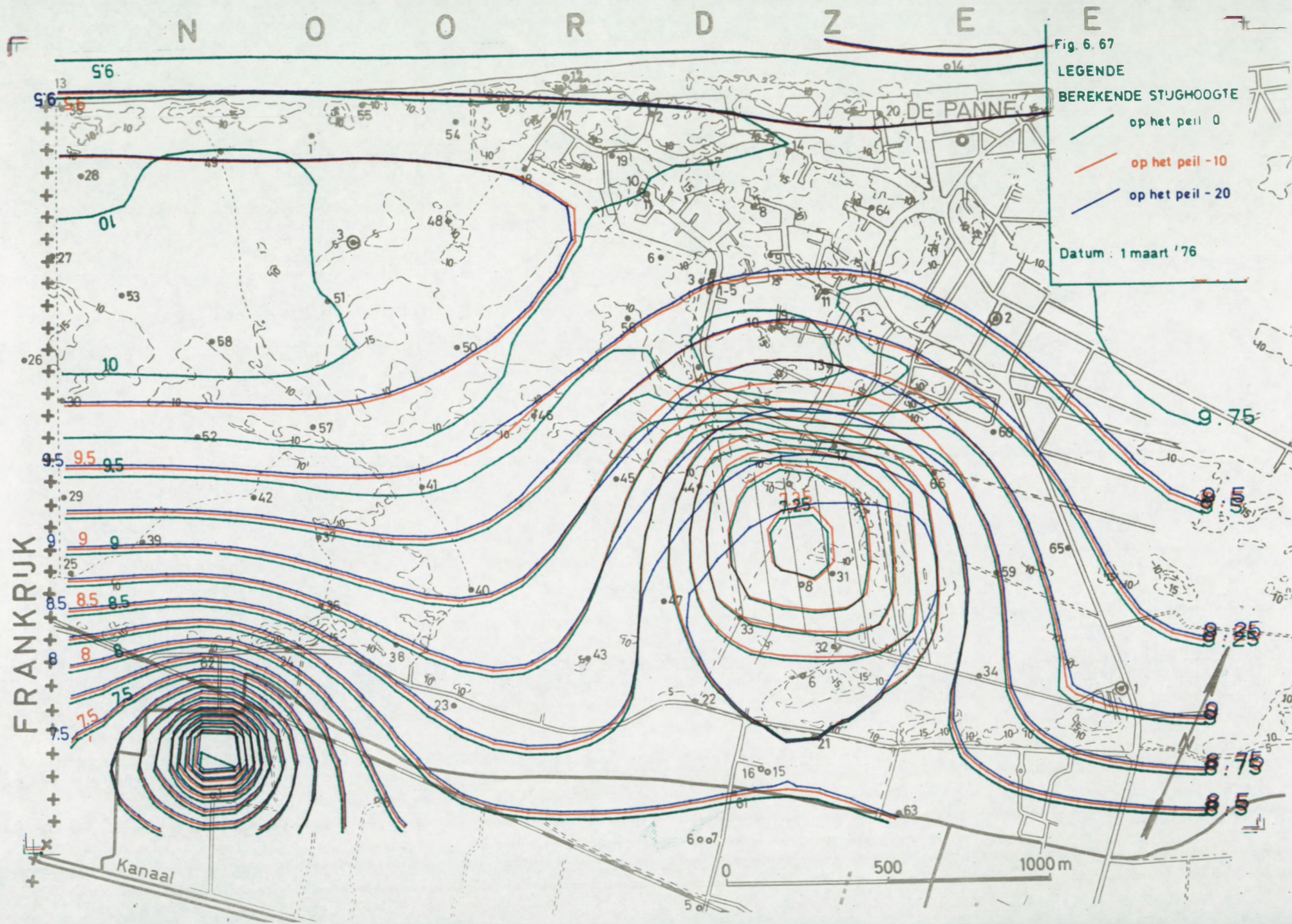
LEGENDE

BEREKENDE STIJGHOOGTE

- op het peil 0
- op het peil -10
- op het peil -20

Datum 1 februari '76





N O O R D Z E E

Fig. 6.68

LEGENDE

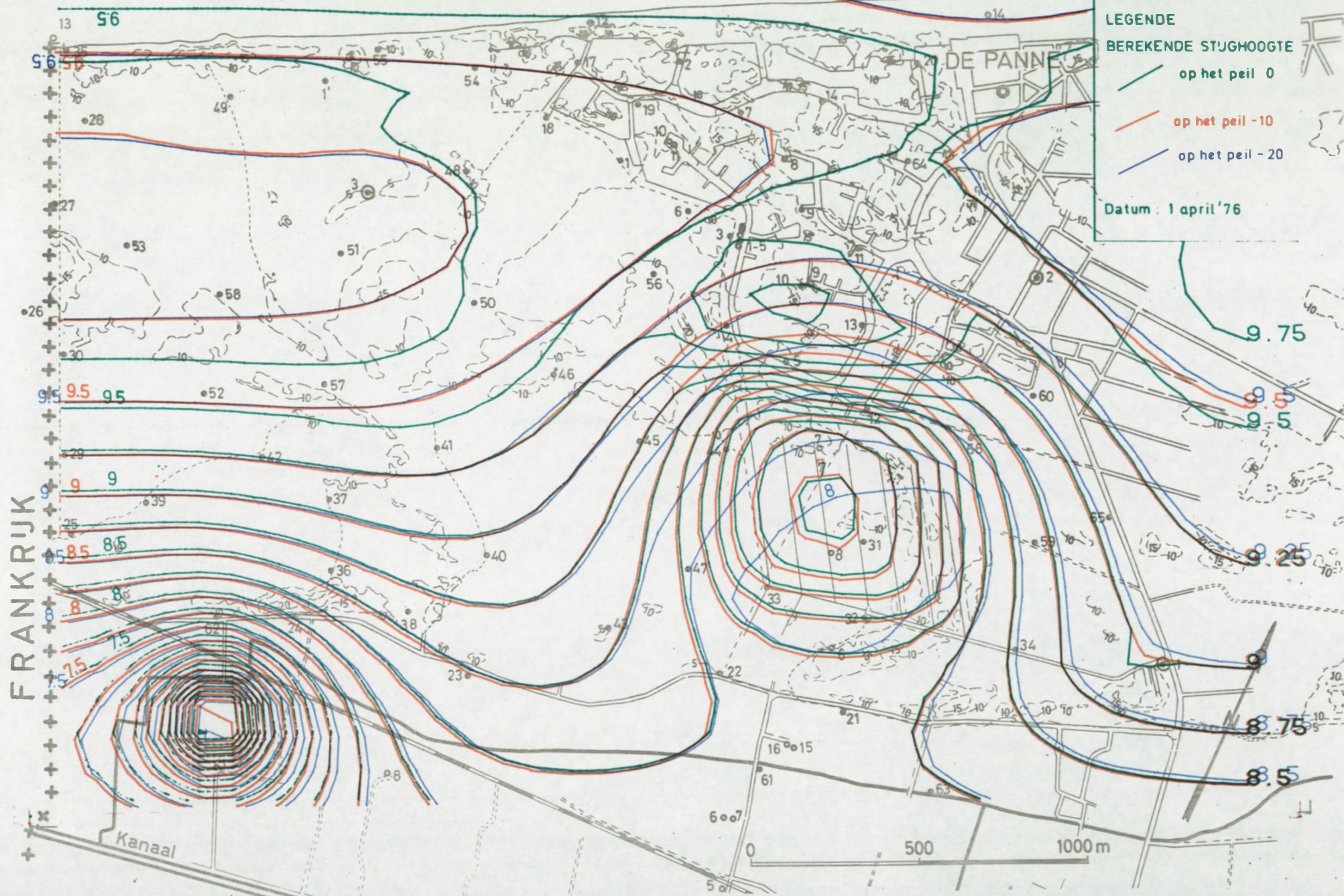
BEREKENDE STIJGHOOGTE

op het peil 0

op het peil -10

op het peil -20

Datum : 1 april '76



N O O R D Z E E

Fig 6 69

LEGENDE

BEREKENDE STUIGHOOGTE

op het peil 0

op het peil -10

op het peil -20

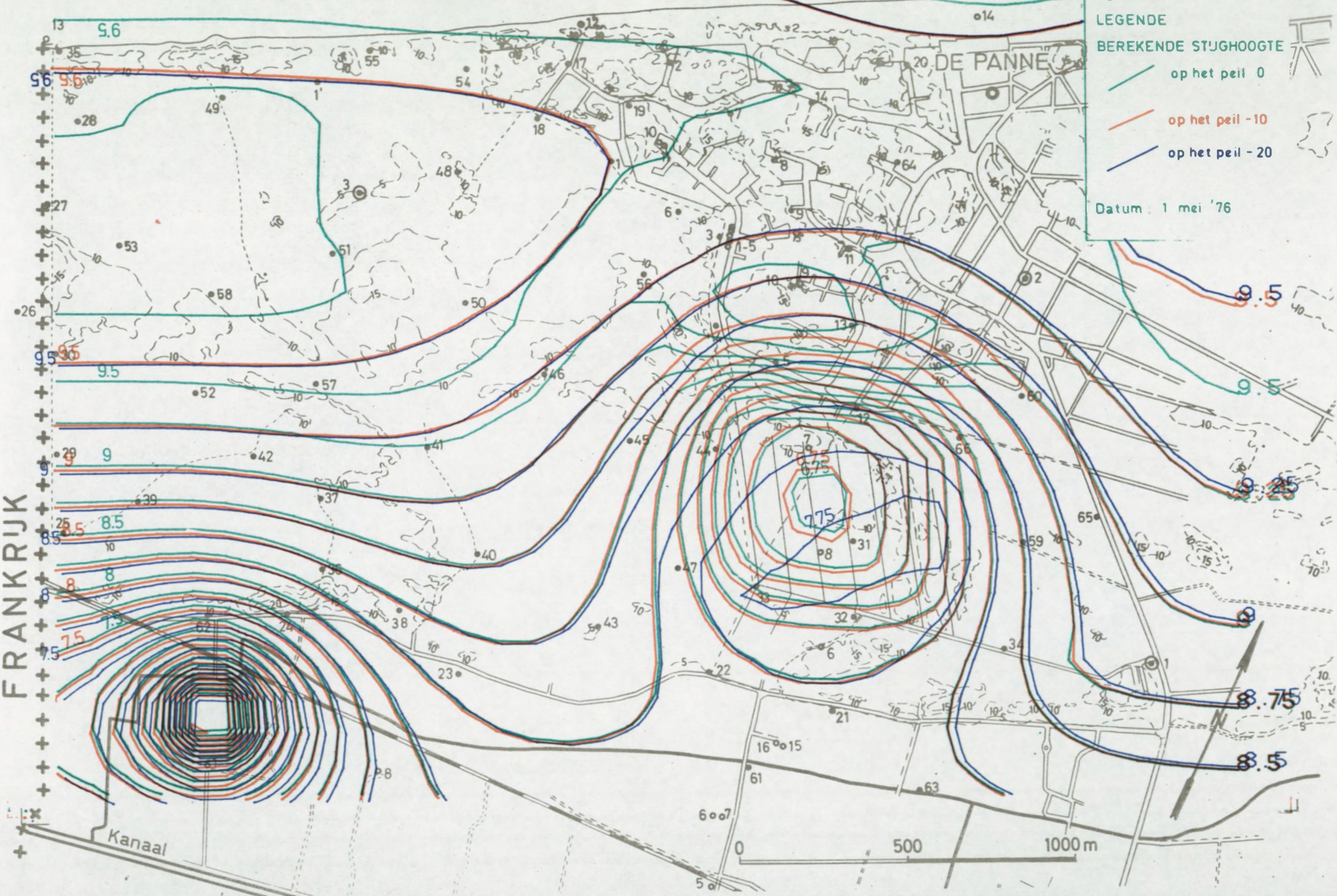
Datum 1 mei '76

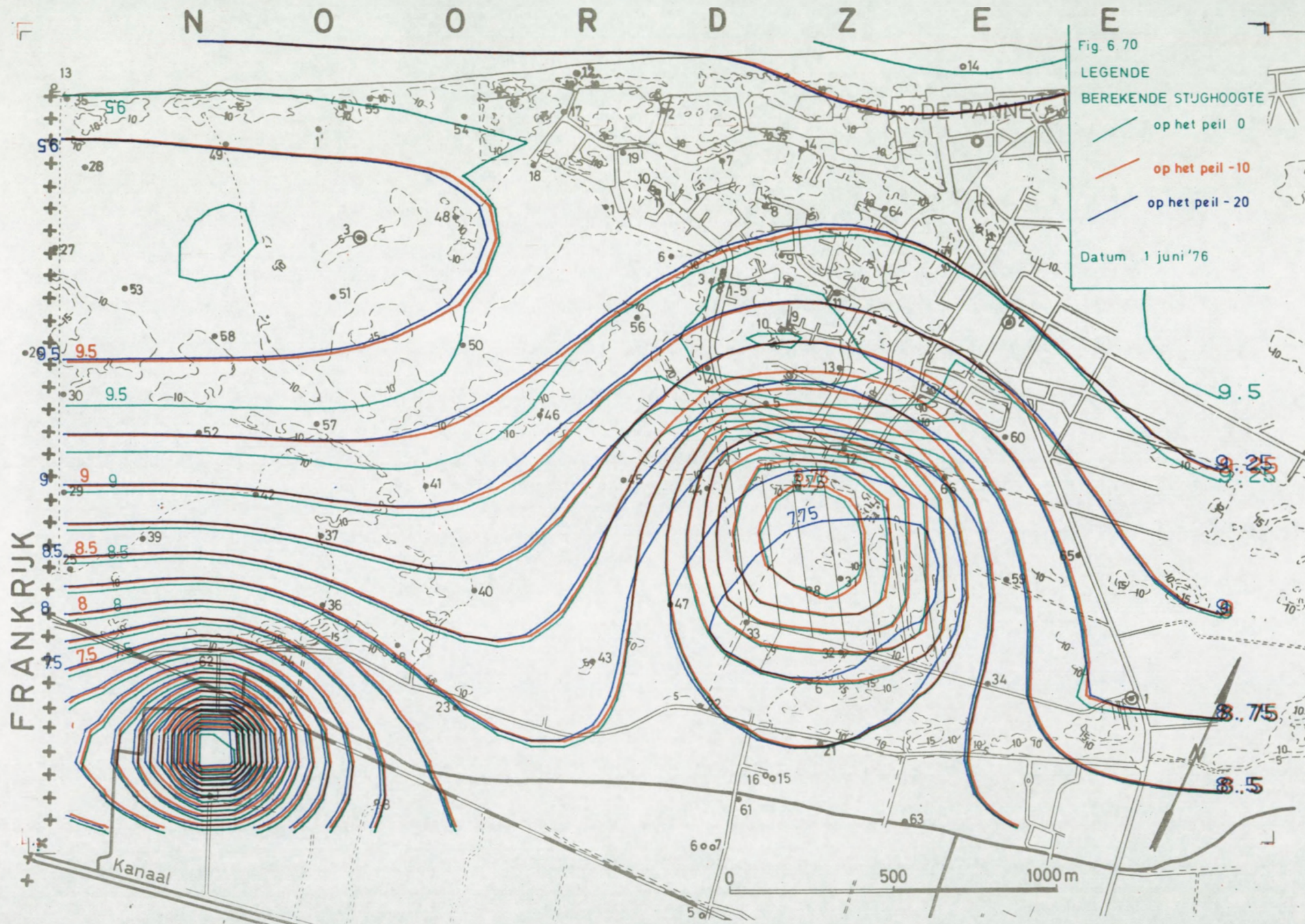
FRANKRIJK

Kanaal

DE PANNE

0 500 1000 m





N O O R D Z E E

Fig. 6. 71

LEGENDE

BEREKENDE STUJHOOGTE

op het peil 0

op het peil -10

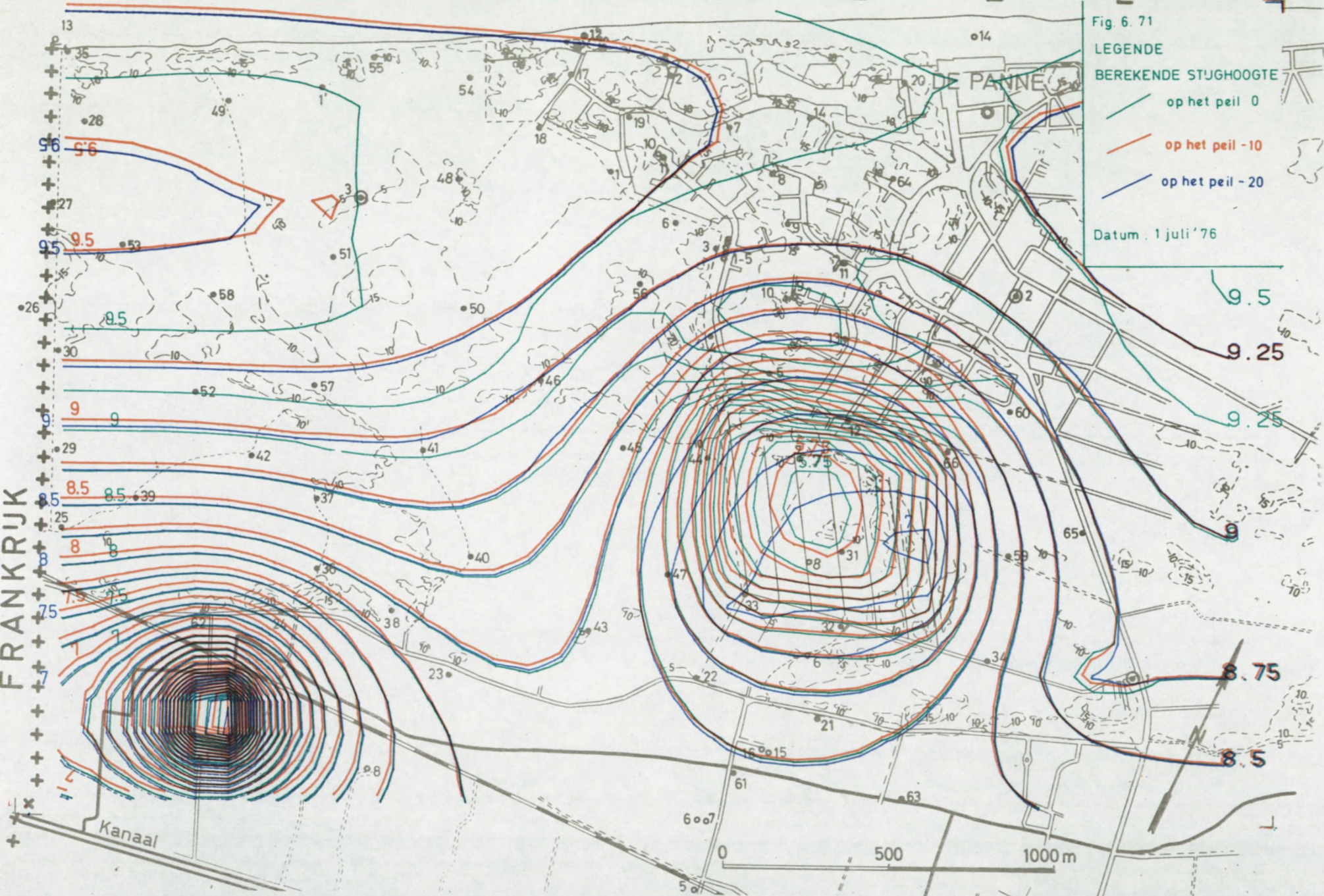
op het peil -20

Datum: 1 juli '76

FRANKRIJK

Kanaal

0 500 1000 m



N O O R D Z E E

Fig. 6.72

LEGENDE

BEREKENDE STUIGHOOGTE

op het peil 0

op het peil -10

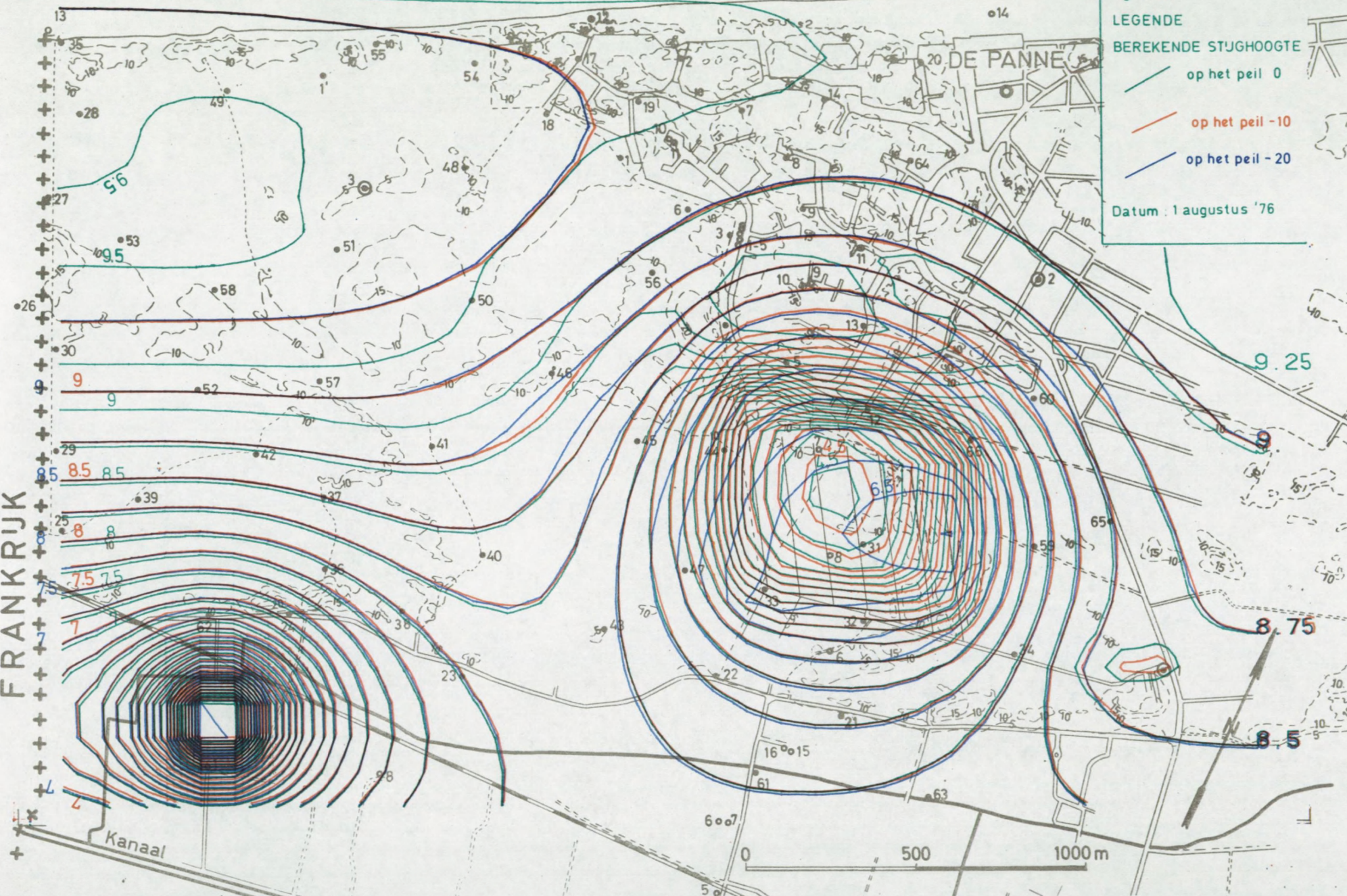
op het peil -20

Datum : 1 augustus '76

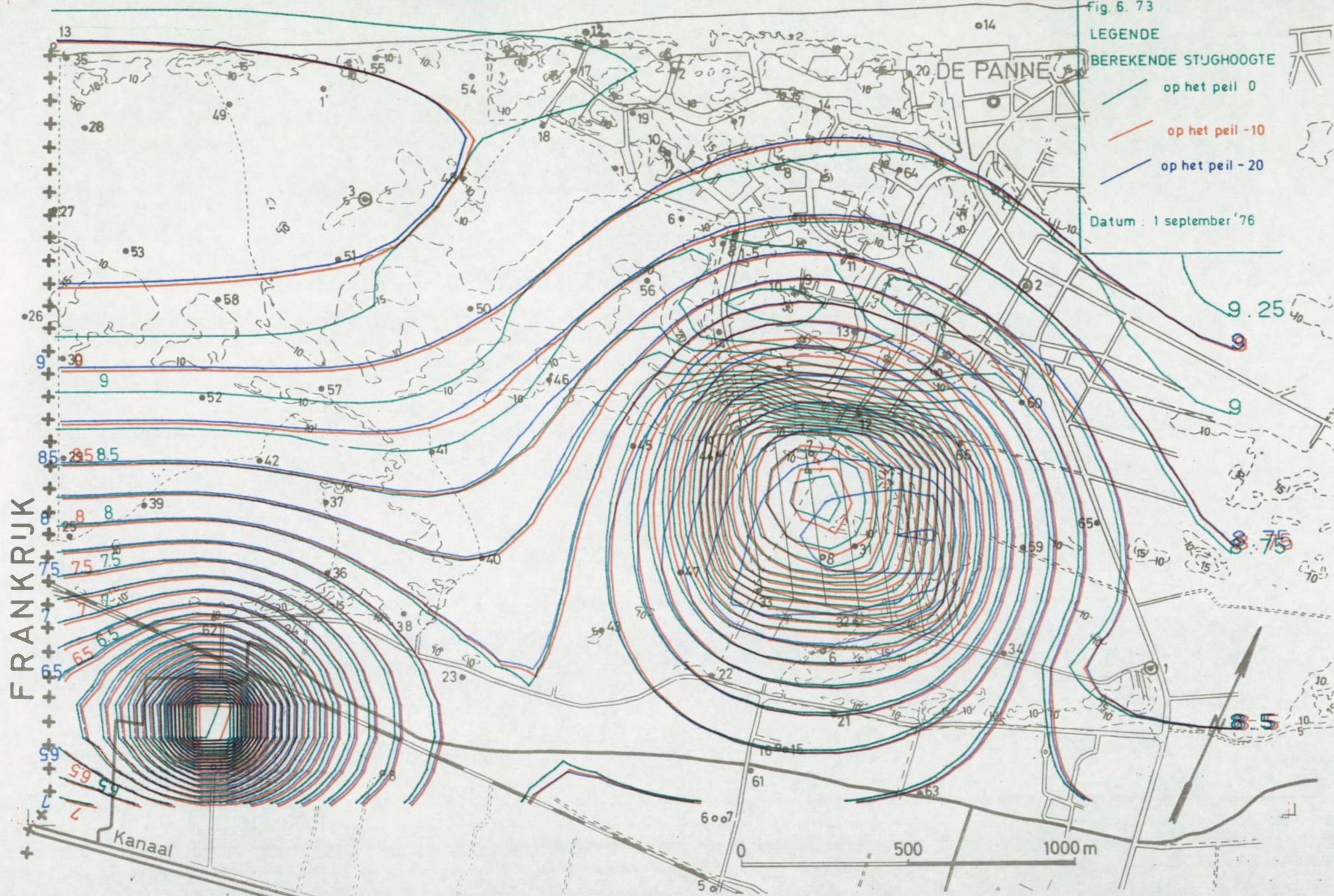
FRANKRIJK

Kanaal

DE PANNE



N O O R D Z E E



N O O R D Z E E

Fig 6.74

LEGENDE

BEREKENDE STIJGHOOGTE

- op het peil 0
- op het peil -10
- op het peil -20

Datum 1 oktober '76

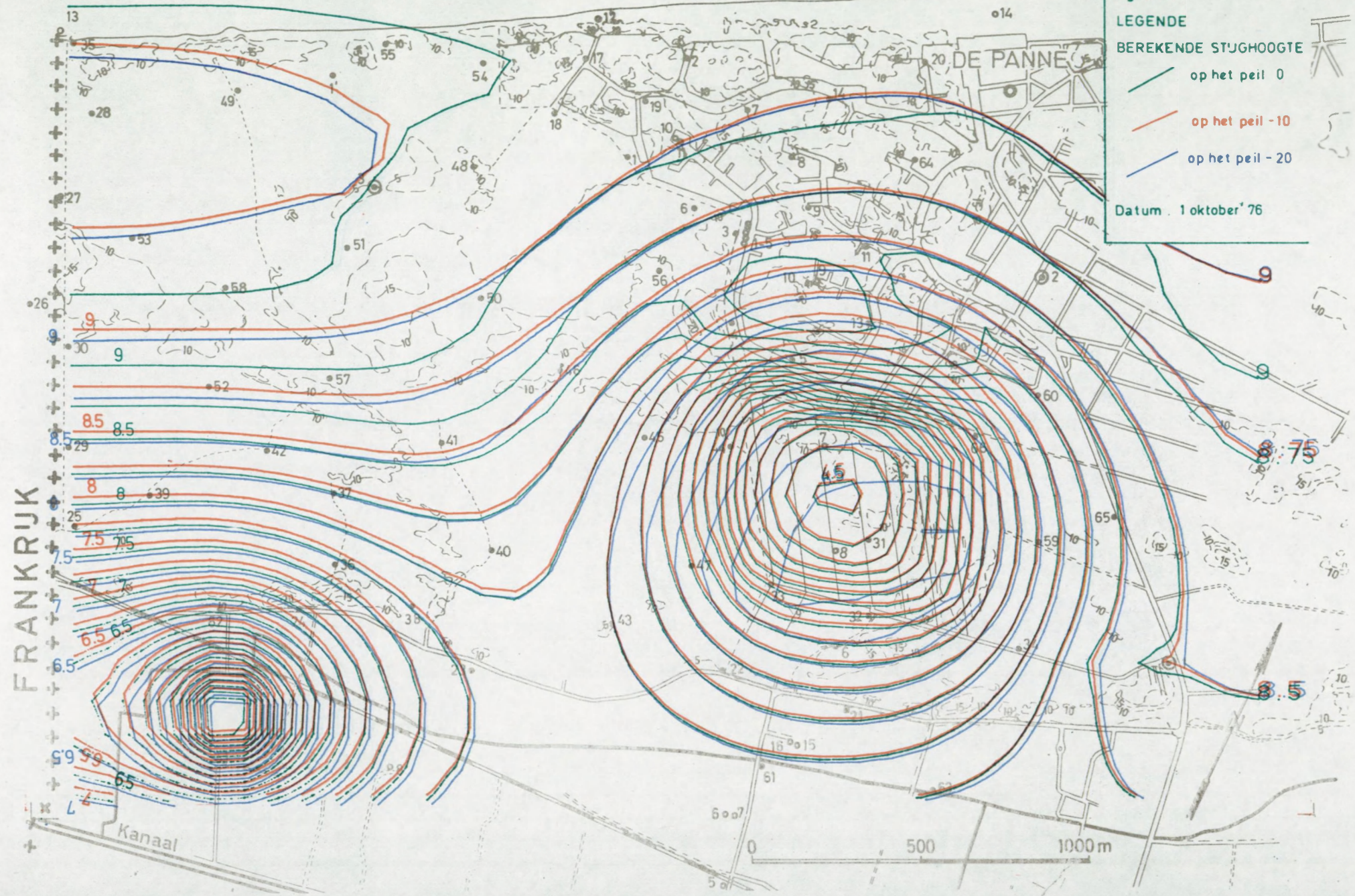


Fig. 6.75

LEGENDE

BEREKENDE STIJGHOOGTE

op het peil 0

op het peil - 10

✓ op het peil - 20

Datum : 1 november '76

9.25

88.55

FRANKRIJK

Kanaal

A horizontal scale bar with markings at 0, 500, and 1000 m.

N O O R D Z E E

Fig. 6.76

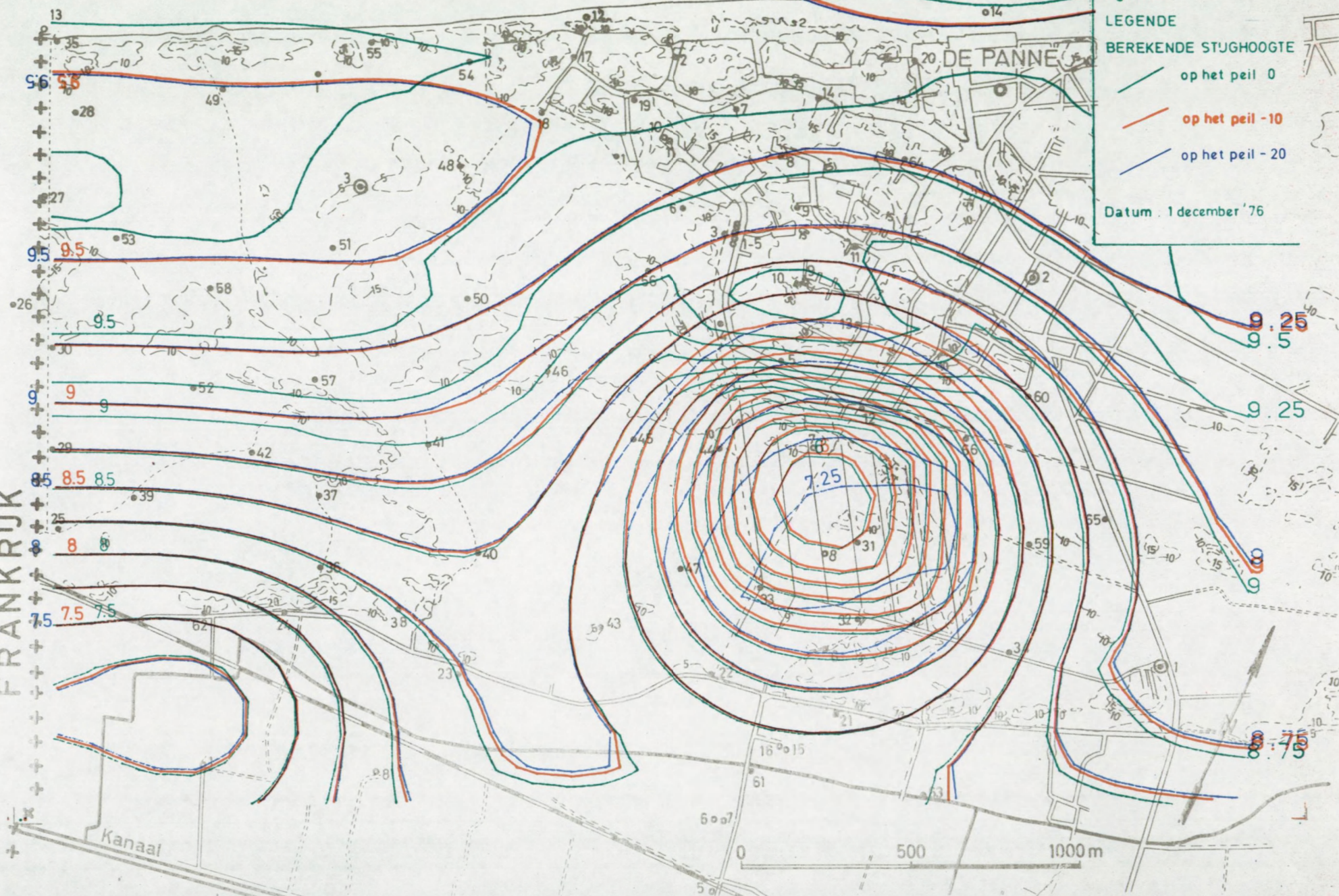
LEGENDE

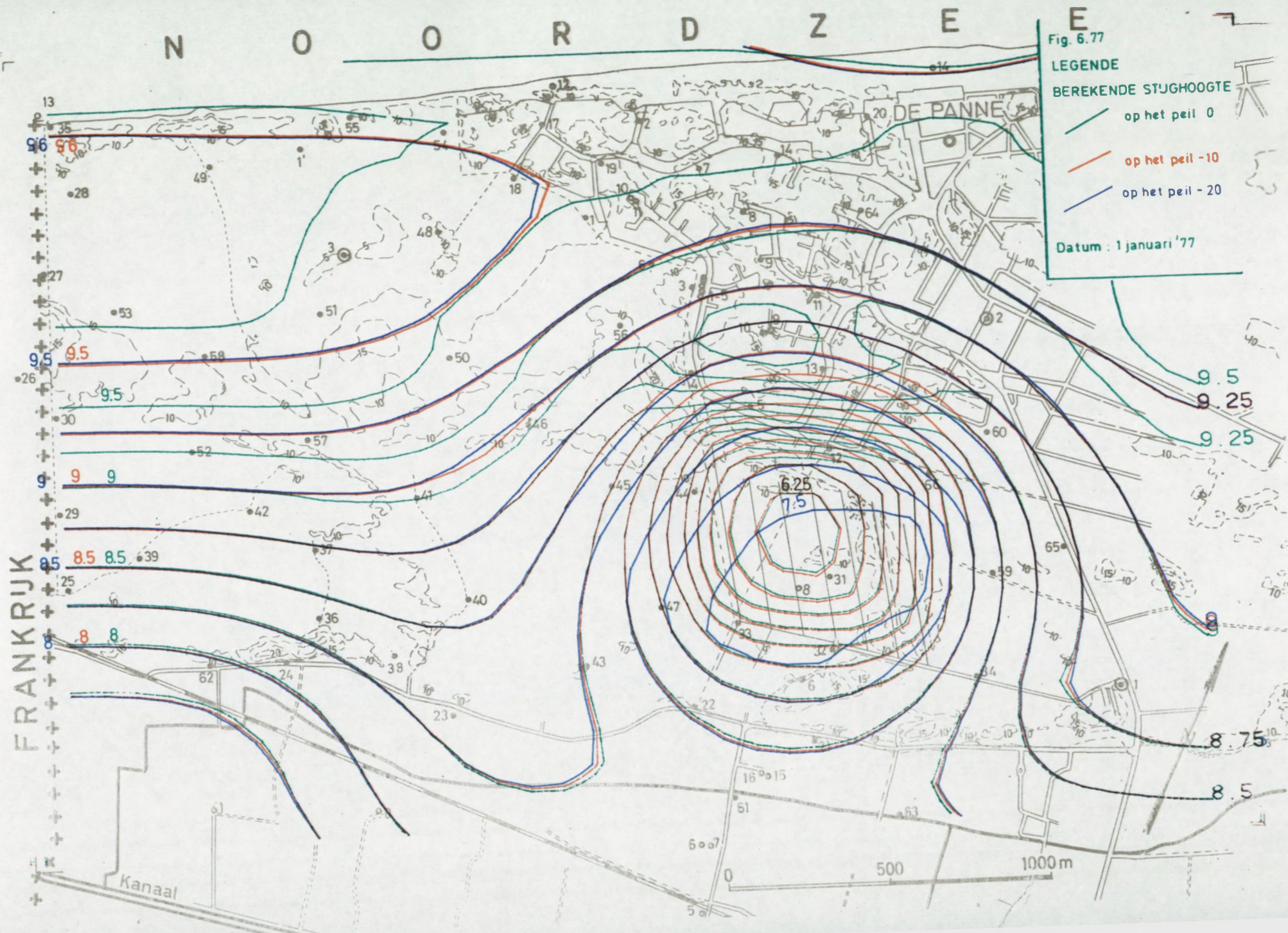
BEREKENDE STUIGHOOGTE

- op het peil 0
- op het peil -10
- op het peil -20

Datum: 1 december '76

FRANKRIJK





N O O R D Z E E

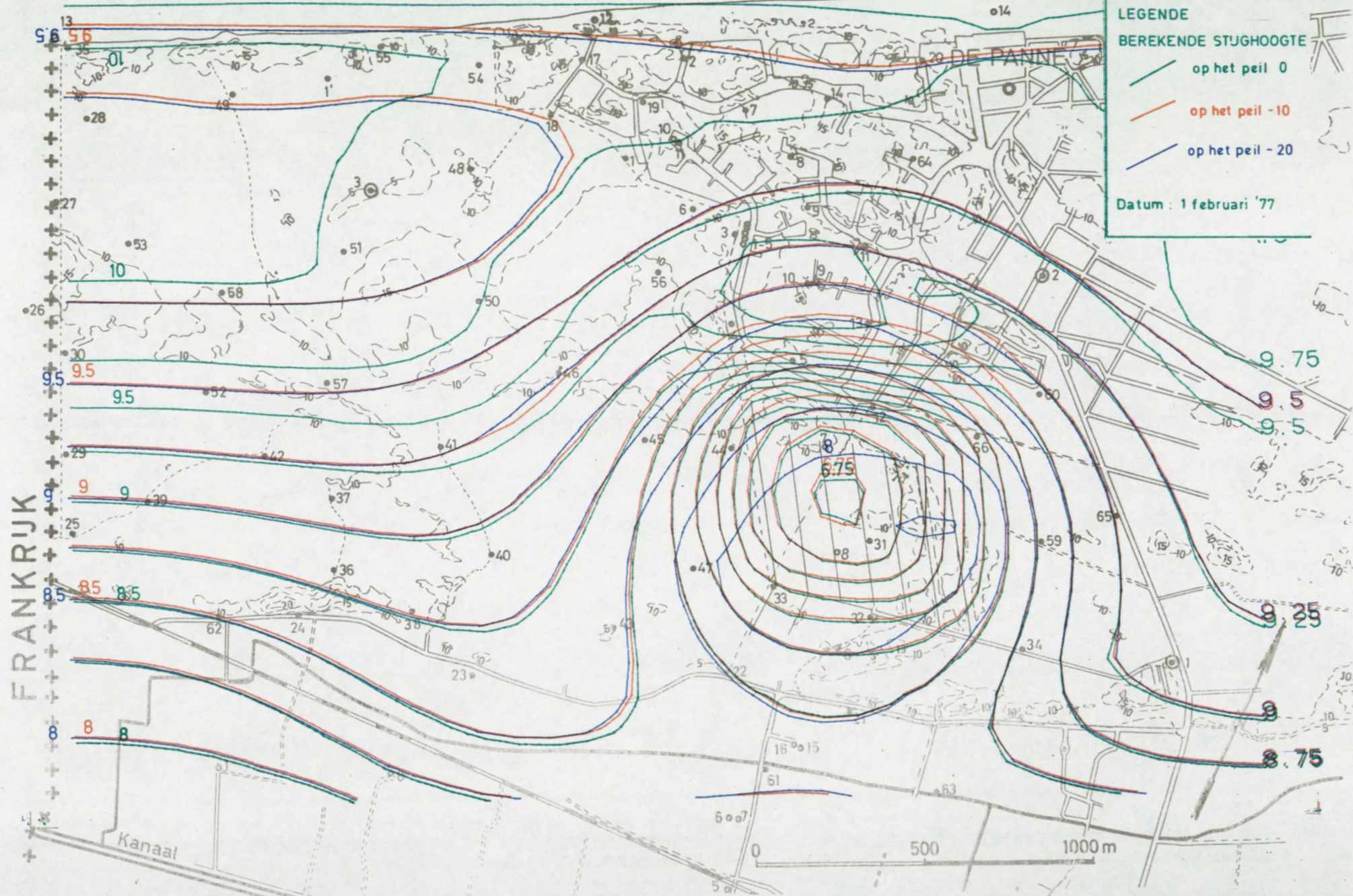
Fig. 6.78

LEGENDE

BEREKENDE STUGHOOGTE

- op het peil 0
- op het peil -10
- op het peil -20

Datum : 1 februari '77



FRANKRIJK

Kanaal

DE PANNE

N O O R D Z E E

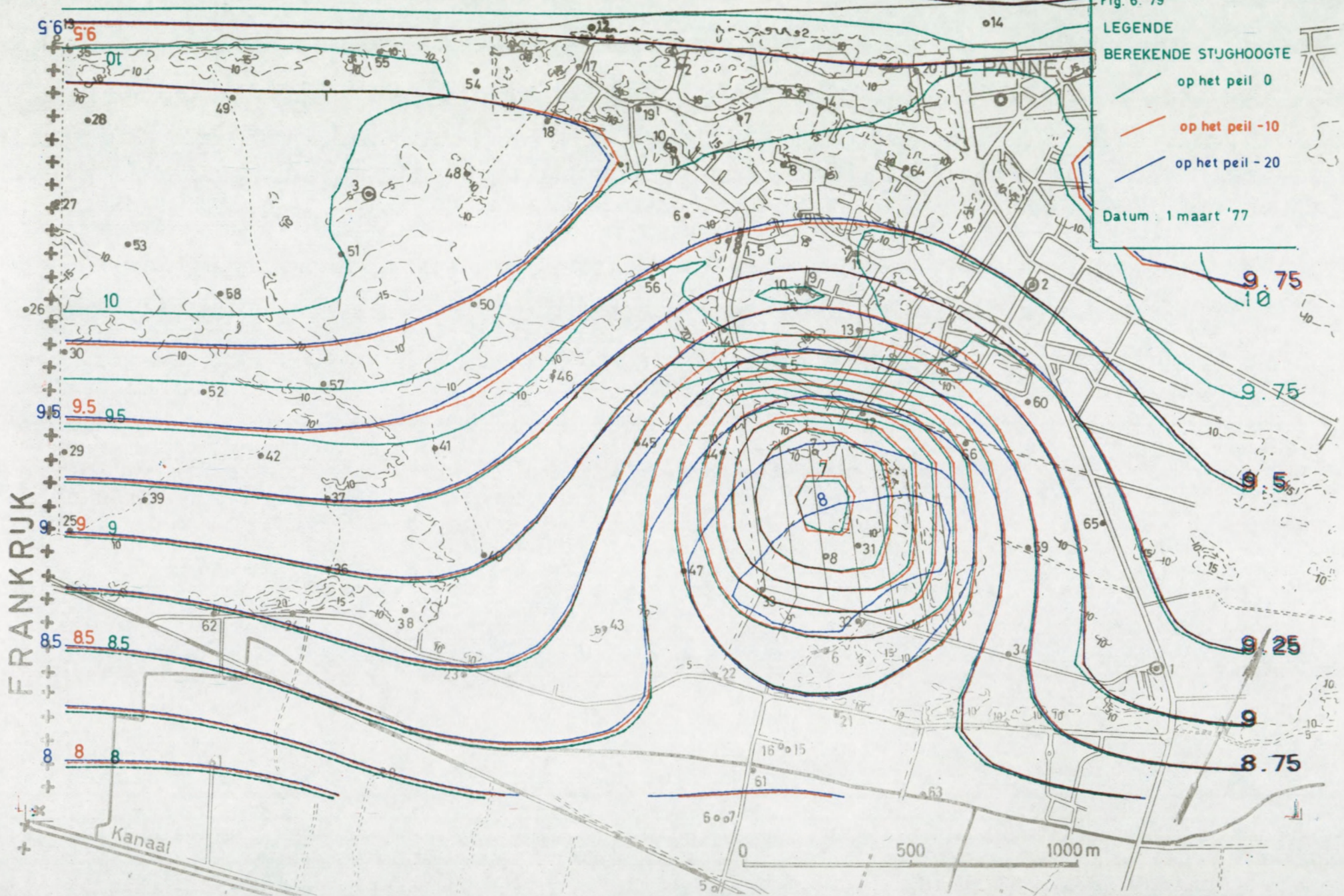
Fig. 6. 79

LEGENDE

BEREKENDE STUIGHOOGTE

- op het peil 0
- op het peil -10
- op het peil -20

Datum : 1 maart '77



FRANKRIJK

N O O R D Z E E

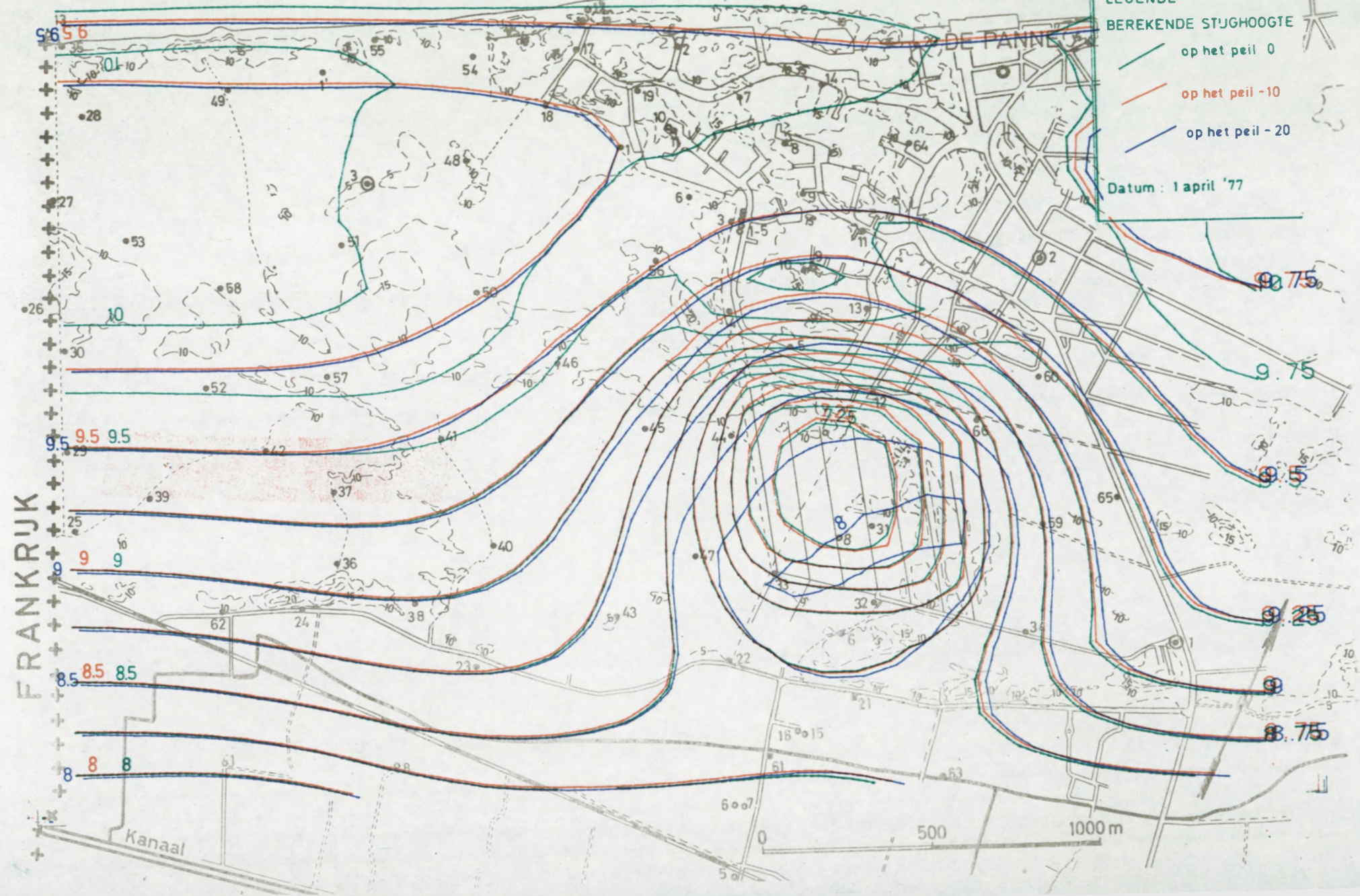
Fig 6.80

LEGENDE

BEREKENDE STIJGHOOGTE

- op het peil 0
- op het peil -10
- op het peil -20

Datum: 1 april '77



AANHANGSEL 1

VOORNAAMSTE GEGEVENS UIT DE
WATERANALYSES

Analyses van regenwater en grondwater uit de Westhoek

Analyse nr.	Datum	Peil filter	Na ⁺ mg/l	K ⁺ mg/l	Ca ⁺⁺ mg/l	Mg ⁺⁺ mg/l	Tot.Fe mg/l	Cl ⁻ mg/l	SO ₄ ⁻⁻ mg/l	NO ₃ ⁻ mg/l	HCO ₃ ⁻ mg/l	CO ₃ ⁻⁻ mg/l	Tot.min. mg/l	Tot.min. meq/l
Regenwater														
117/ R1	01.02.75	-	2,94	0,32	3,27	0,47	0,02	9,60	6,59	0	0	0	24,13	0,796
Water in de duinen														
117/ HB1F1	22.04.75	-3,2	11,33	4,95	66,13	4,03	0,30	33,33	40,79	0	153,11	0	314,29	8,575
HB7F1	20.03.75	+1,8	13,75	1,65	56,71	6,35	0,05	28,50	31,72	0,15	161,04	0	300,27	8,116
HB8F1	29.04.75	+2,8	30,50	2,42	109,68	5,83	2,30	65,20	45,94	0,07	308,66	0	583,10	16,036
HB10F1	12.05.75	+4,6	9,25	1,75	105,85	4,02	1,35	27,60	41,26	0,01	280,60	0	472,47	12,400
HB12F1	21.07.75	+2,8	169,0	4,25	127,75	5,27	0,05	146,60	174,07	0,62	423,34	0	1051,89	29,018
HB13F1	22.04.75	+3,7	31,70	2,29	143,88	5,18	1,03	41,93	130,19	0,13	330,01	0	691,62	18,692
HB17F1	20.03.75	0	19,5	1,75	72,83	1,00	0,18	42,90	28,22	0,04	173,85	0	340,64	9,284
HB18F1	23.06.75	+0,7	25,6	1,50	75,81	5,96	0,12	40,00	73,75	0,33	159,21	6	388,69	10,928
HB20F1	30.04.75	+1,5	36,25	2,90	87,10	5,95	2,30	74,40	68,60	0,44	168,97	0	448,29	12,885
HB23F1	12.05.75	-0,6	10,25	2,30	91,94	3,93	5,92	24,00	26,16	0,07	292,80	0	465,15	12,128
HB24F1	22.04.75	+0,5	15,75	4,70	108,07	4,68	2,00	29,27	72,72	0,07	308,05	0	554,74	14,531
HB31F1	30.04.75	-1,3	12,00	2,10	197,40	5,80	16,30	30,20	261,00	0,01	320,86	0	848,09	23,450
HB32F1	22.04.75	-1,5	5,50	1,20	75,81	2,88	1,68	19,40	6,39	0,03	233,63	0	347,03	8,926
HB33F1	30.04.75	-1,4	16,25	3,85	125,17	5,45	24,78	32,80	105,47	0,06	345,26	0	653,21	17,796
HB36F1	04.06.75	+1,2	21,25	1,50	100,01	3,34	3,65	28,13	83,43	0,10	241,56	0	457,29	13,113
HB37F1	04.06.75	+1,3	7,00	1,00	69,36	2,42	3,95	16,93	18,54	0,03	207,40	0	329,25	8,588
HB37F2	04.06.75	+3,5	19,50	2,00	130,49	3,87	1,90	49,80	86,52	0,09	274,50	0	571,32	15,645
HB38F1	17.03.75	+0,5	22,00	2,25	111,80	3,92	0,78	18,80	71,28	0,02	313,54	0	545,92	7,177
HB38F2	17.03.75	+4,7	2,75	0,40	46,99	1,08	0,18	18,80	9,68	0,08	117,12	0	200,33	5,395
HB44F1	23.06.75	+0,9	16,10	1,20	153,24	5,62	1,05	33,00	149,76	0,03	311,10	0	673,38	18,165

analyse nr.	Datum	Peil filter	Na ⁺ mg/l	K ⁺ mg/l	Ca ⁺⁺ mg/l	Mg ⁺⁺ mg/l	Tot.Fe mg/l	Cl ⁻ mg/l	SO ₄ ⁻⁻ mg/l	NO ₃ ⁻ mg/l	HCO ₃ ⁻ mg/l	CO ₃ ⁻⁻ mg/l	Tot.min. mg/l	Tot.min. meq/l
Water in de duinen														
117/ HB48F1	01.07.75	+2,3	14,84	1,32	43,55	2,37	0,13	21,73	25,13	0,01	123,22	0	232,79	6,229
HB50F1	12.05.75	+1,3	8,50	1,75	100,01	4,21	3,43	21,40	26,99	0,01	290,97	0	458,63	12,335
HB51F1	01.07.75	-0,5	27,80	0,07	106,46	3,77	0,13	22,47	7,62	-	376,98	0	549,17	14,125
DB4F4	04.06.75	+0,1	13,25	1,00	77,94	3,46	11,23	30,13	3,50	0,08	310,49	0	462,65	12,029
DB4F3	04.06.75	-6,9	14,50	1,50	98,52	3,94	11,20	26,53	4,12	0,03	367,22	0	536,47	13,841
DB4F1	14.06.75	-26,2	80,00	7,50	85,49	6,60	5,35	80,93	4,12	0,03	395,89	0	679,77	17,825
DB10F1	09.08.75	-11 tot -26	20,87	1,75	89,15	8,60	0,05	27,60	46,10	0,13	262,00	0	456,80	6,036
DB11F1	09.08.75	-5 tot -7,5	17,97	2,19	65,33	4,08	0,02	24,20	35,40	0,12	175,07	0	324,80	8,746
IP1F1	23.06.75	?	20,80	3,50	113,72	3,92	1,38	25,20	22,04	0,10	362,95	0	554,79	14,240
Water van strand en windgeulen														
117/ HB54F1	01.07.75	-0,2	997,50	17,76	351,63	61,47	0,03	2071,9	276,35	0,02	214,72	0	3991,6	134,15
HB54F1	15.01.75	-0,2	967,58	15,77	370,99	88,39	0,05	2150,0	296,85	4,41	172,63	1320	4080,2	138,43
HB55F1	15.01.76	-0,3	3243,0	73,14	409,70	316,57	0,08	5900,0	861,70	1,02	243,39	1380	1106	378,19
HB1F1	23.06.76	+1,0	173,30	21,70	27,42	20,10	0,25	104,70	38,73	0,04	430,05	1620	883,58	22,518
HB1F2	23.06.76	+4,0	214,20	24,40	20,97	16,99	0,30	143,00	38,93	0,03	408,09	1647	884,87	25,536
HB1F1	23.01.76	+1,0	6869,7	215,42	256,47	698,32	0,13	121,00	1493,9	2,26	142,74	0	21779	749,17
HB49F1	01.07.75	-1,0	900,00	22,21	75,81	41,82	0,05	1327,8	215,27	0,02	279,38	0	2862,7	93,445
HB49F1	23.01.76	-1,0	385,96	18,04	50,00	32,61	0,13	530,00	129,78	4,89	235,46	1920	1406,8	44,693
HB35F1	17.03.75	+2,5	130,00	4,00	125,57	15,17	0,08	245,70	83,02	0,50	261,08	0	873,96	26,496
DB13F4	28.07.76	+0,6	5984,0	278,88	202,85	673,40	2,74	10370	1552,0	34,31	172,63	0	19271	661,15
DB13F3	28.07.76	-8,4	6712,9	213,11	330,14	834,59	2,41	11685	1832,2	42,13	230,58	0	21883	754,65

Analyse nr.	Datum	Peil filter	Na ⁺ mg/l	K ⁺ mg/l	Ca ⁺⁺ mg/l	Mg ⁺⁺ mg/l	Tot.Fe mg/l	Cl ⁻ mg/l	SO ₄ ⁻⁻ mg/l	NO ₃ ⁻ mg/l	HCO ₃ ⁻ mg/l	CO ₃ ⁻⁻ mg/l	Tot.min. mg/l	Tot.min. meq/l
Water van strand en windgeulen														
17/ DB13F2	28.07.76	8,2	21,95	34,21	11,2	25,99	8,40	98,4	79,5	19,8		67,6	560	Vb3g4
DB13F1	28.07.76	8,2	23,75	31,00	11,3	24,13	6,27	10,2	58,1	18,3		76,3	513	Vb1h4
DB14F4	09.08.76	7,8	17,88	4,50	11,8	359,40	352,07	400,6	10,3	77,4		1,1	23305	Sh6a1
DB14F3	09.08.76	7,6	19,05	29,68	11,5	474,92	458,23	506,2	10,0	78,1		0,9	29520	Sh6a1
DB14F2	09.08.76	7,7	25,50	41,70	11,3	113,08	85,20	200,4	9,7	75,3		6,2	6806	Bh5a1
DB14F1	09.08.76	7,3	26,98	18,39	11,5	34,59	12,46	5,8	127,8	22,5		51,5	859	Fc1f5
nfiltrerend zeewater in windgeul														
17HB1Z	14.01.76	7,9	11,80	1,65	4,5	404,14	393,43	449,9	9,4	80,9		0,6	27047	Zi6a1
ater in het overdekte waddenlandschap														
17/ HB21F1	17.03.75	7,0	35,50	29,75	10,2	56,72	22,69	6,1	482,9	15,0		50,9	1028	Fb1f7
HB22F1	22.04.75	7,0	40,35	20,04	10,8	90,31	51,65	10,3	200,2	23,8		33,3	1822	Ac1d5
DB16F4	28.07.76	7,6	37,50	14,54	11,5	63,73	32,76	11,0	15,6	19,3		43,0	1250	Fb1e2
DB16F3	28.07.76	7,7	37,15	39,98	11,2	55,80	27,30	65,3	11,7	65,0		22,5	2800	Ag3c2
DB16F2	28.07.76	8,1	33,55	50,46	11,2	30,47	3,30	26,3	5,9	23,8		81,2	697	Vc2i2
DB16F1	28.07.76	8,2	80,55	51,30	11,5	510,17	450,00	375,8	10,9	76,6		3,7	33800	Zh6a2
93/ DB6F4	28.07.76	8,0	39,95	40,84	11,5	48,23	14,76	27,8	3,3	66,9		26,5	2600	Ag2c1
DB6F3	28.07.76	8,2	53,80	95,15	11,5	114,81	75,00	244,0	9,1	79,0		9,8	9890	Ch5a1
DB6F2	28.07.76	8,2	69,00	59,44	12,5	305,67	277,50	363,1	11,0	77,0		5,2	21500	Sh6a2
DB6F1	28.07.76	8,1	52,10	30,36	15,8	149,11	120,00	163,0	8,9	73,2		9,5	10100	Ch4a1
DB5F2	23.06.75	7,2	52,55	4,50	11,2	60,63	10,62	13,5	120,6	25,2		64,9	1243	Fc1g5

Analyses van regenwater en grondwater uit de Westhoek

Analyse nr.	Datum	pH	TAC	SiO ₂ mg/l	Temp. water °C	Tot.hard. °F	Blijf. hard. °F	Mgca	SoCl	$\frac{100(\text{Na}^+ + \text{K}^+)}{\Sigma \text{K}}$	$\frac{100(\text{HCO}_3^- + \text{CO}_3^{--})}{\Sigma \text{K}}$	Ge- leidb. μS/cm (bij 10°C)	Type
Regenwater													
117R1	01.02.75	7,4	0	0,06	4,7	1,01	1,00	23,9	50,6	40,2	0	43,1	Ge2a4
Water in de duinen													
117/													
HB1F1	22.04.75	7,8	12,55	4,01	10,7	18,33	7,65	10,0	90,3	14,6	58,4	383	Wblg4
HB7F1	20.03.75	7,8	13,20	4,25	10,6	16,77	6,10	18,4	82,2	16,0	64,3	355	Wblg4
HB8F1	29.04.75	7,4	25,30	7,59	10,2	30,12	8,77	8,7	52,0	18,9	64,4	643	Vblg4
HB10F1	12.05.75	7,3	23,00	6,01	10,5	28,23	6,82	6,3	110,5	7,4	73,7	506	Valh5
HB12F1	21.07.75	7,7	34,70	7,22	12,3	34,62	13,28	6,8	87,7	52,3	47,2	1646	Felf4
HB13	22.04.75	7,3	27,05	8,82	10,7	38,55	13,76	5,9	229,4	15,9	58,1	729	Vblf6
HB17F1	20.03.75	7,4	14,28	6,00	10,6	18,67	6,22	2,3	48,6	19,4	61,3	423	Vblg3
HB18F1	23.06.75	8,2	14,05	1,07	11,8	22,98	11,15	12,9	136,2	21,2	49,5	514	Vcle5
HB20F1	30.04.75	7,5	13,85	7,88	11,0	24,31	12,22	11,2	68,1	25,4	44,0	608	Vale4
HB23F1	12.05.75	7,1	24,00	32,61	13,5	24,43	5,63	7,0	80,5	9,3	79,7	467	Valh4
HB24F1	22.04.75	7,4	25,25	26,99	10,4	28,76	7,06	8,2	183,6	12,2	68,3	625	Vblg5
HB31F1	30.04.75	7,2	26,30	33,14	10,8	51,71	27,81	4,8	638,0	5,3	45,5	825	Fale7
HB32F1	22.04.75	7,0	19,15	19,78	10,5	20,40	4,74	6,2	54,7	6,3	84,9	359	Wbli4
HB33F1	30.04.75	7,2	28,30	29,93	10,1	34,30	11,92	7,2	237,5	10,7	64,5	652	Vblg6
HB36F1	04.06.75	7,4	19,80	30,06	9,6	29,06	12,22	5,5	299,2	15,5	61,0	566	Vblg4
HB37F1	04.06.75	7,3	17,00	26,99	10,1	18,63	5,22	5,7	80,9	8,3	79,8	327	Walh4
HB37F2	04.06.75	7,9	22,5	12,69	14,2	34,04	13,40	4,9	128,3	11,6	58,4	619	Vblf5
HB38F1	17.03.75	7,5	25,7	35,75	10,4	29,67	7,11	5,8	280,2	14,7	71,8	589	Vblh6
HB38F2	17.03.75	8,0	9,6	4,50	10,2	12,28	4,27	3,8	38,1	5,1	72,4	230	Walh3
HB44F1	23.06.75	7,5	25,50	4,81	11,5	40,80	17,02	6,0	335,0	8,2	55,7	695	Valf7

Analyse nr.	Datum	pH	TAC	SiO ₂ mg/l	Temp. water °C	Tot.hard. °F	Blijf. hard. °F	Mgca	Socl	$\frac{100(\text{Na}^+ + \text{K}^+)}{\Sigma \text{K}}$	$\frac{100(\text{HCO}_3^- + \text{CO}_3^{--})}{\Sigma \text{K}}$	Ge- leidb. μS/cm (bij 10°C)	Type
Water in de duinen													
117/ HB48F1	01.07.75	7,6	10,10	4,94	13,5	12,22	5,22	9,0	85,5	22,3	64,0	379	Wc1g4
HB50F1	12.05.75	7,2	23,85	10,02	10,4	26,89	4,09	6,9	93,2	7,2	80,4	478	Valk4
HB51F1	01.07.75	7,2	30,90	22,72	12,2	28,23	3,32	5,8	25,1	17,7	88,6	516	Vbli3
DB4F4	04.06.75	7,0	25,45	21,38	10,3	24,73	6,40	7,3	8,6	12,6	84,6	487	Vbli1
DB4F3	04.06.75	7,1	30,10	26,19	10,3	28,64	4,15	6,6	11,5	11,3	87,8	533	Vbli2
DB4F1	04.06.75	7,3	32,45	26,19	10,4	25,03	0,89	12,7	3,8	43,3	73,3	730	Velh1
DB10F1	09.08.75	7,8	21,48	27,88	12,2	25,85	7,31	15,9	123,4	15,6	71,2	492	Vblh5
DB11F1	09.08.75	7,6	14,35	10,24	11,8	25,82	6,56	10,3	108,1	18,9	66,9	358	Wblg5
IP1F1	23.06.75	7,2	29,75	5,40	11,9	30,90	4,98	5,8	64,0	14,2	83,6	600	Vbli4
Water van strand en windgeulen													
117/ HB54F1	01.07.75	7,7	17,60	10,42	12,3	114,51	99,39	28,8	9,9	66,0	5,2	5555	Bg2a1
HB54F1	15.01.76	8,3	16,35	11,23	11,0	128,42	112,49	39,2	10,2	62,2	4,7	5904	Bg2a2
HB55F1	15.01.76	8,3	22,25	8,29	10,9	232,74	218,44	127,3	10,8	75,4	2,4	13967	Sh4a2
HB1F1	23.06.75	8,3	37,95	1,04	15,4	15,54	1,60	120,7	27,3	72,8	65,2	938	Fh4g3
HB1F2	23.06.75	8,3	36,15	0,86	15,5	12,69	0,95	133,4	27,2	80,3	58,0	1068	Fi4f3
HB1F1	23.01.76	8,0	11,70	1,63	10,0	351,17	344,03	448,5	9,1	81,2	0,6	24104	Si6a1
HB49F1	01.07.75	7,9	22,90	5,88	12,4	36,25	17,08	90,9	11,9	84,6	9,8	3793	Bi3a2
HB49F1	23.01.76	8,4	22,50	6,15	10,1	25,89	7,53	107,4	18,1	76,9	20,3	2140	Ah4c2
HB35F1	17.03.75	7,7	21,40	5,50	9,9	38,62	19,79	19,9	25,0	43,4	33,1	1285	Feld3
DB13F4	28.07.76	8,2	14,15	8,12	11,9	327,53	301,16	546,8	11,1	80,3	0,9	27000	Si6a1
DB13F3	28.07.76	7,9	18,90	16,46	11,2	425,58	397,50	416,0	11,6	77,7	1,0	30000	Sh6a1

analyse nr.	Datum	pH	TAC	SiO ₂ mg/l	Temp. water °C	Tot.hard. °F	Blijf. hard.	Mgca	Socl	$\frac{100(\text{Na}^+ + \text{K}^+)}{\Sigma \text{K}}$	$\frac{100(\text{HCO}_3^- + \text{CO}_3^{--})}{\Sigma \text{K}}$	Ge- leidb. μS/cm (bij 10°C)	Type
----------------	-------	----	-----	--------------------------	----------------------	-----------------	-----------------	------	------	---	--	---	------

Waters van strand en windgeulen

117/

DB13F2	28.07.76	-16,4	22,82	11,46	52,49	31,36	2,38	41,50	44,70	7,35	267,79	0	483,36	13,268
DB13F1	28.07.76	-24,1	23,46	2,52	87,78	5,41	7,59	33,00	25,96	5,18	289,75	0	481,67	12,653
DB14F4	09.08.76	+1,2	5522,6	240,28	287,28	698,61	0,06	10302,0	1436,2	0,01	218,08	0	18714,0	642,40
DB14F3	09.08.76	-7,3	7294,5	305,16	301,86	927,63	0,11	13495,0	1834,4	0,01	232,41	0	24402,0	839,65
DB14F2	09.08.76	-12,3	1452,0	55,13	141,41	172,07	0,12	2506,8	329,47	0,02	311,10	0	4974,8	168,83
DB14F1	09.08.76	-29,8	70,18	5,10	207,63	7,35	6,19	79,00	136,64	0,01	329,10	0	844,62	25,19

Infiltrerend zeewater in windgeul

117/HB1Z	14.01.76	-	7760,4	241,17	294,37	804,06	0,10	13500,0	1716,0	3,41	143,96	0	24464,0	843,30
----------	----------	---	--------	--------	--------	--------	------	---------	--------	------	--------	---	---------	--------

Water in het overdekte waddenlandschap

117/

HB21F1	17.03.75	+0,2	44,20	2,70	213,46	7,95	9,15	41,60	271,92	0,07	433,04	0	1029,5	13,984
HB22F1	22.04.75	+0,1	80,35	83,80	327,44	20,43	2,00	190,87	517,27	0,07	492,27	0	1718,5	28,219
DB16F4	28.07.76	-1,2	57,29	21,89	217,03	23,23	8,90	44,50	385,43	5,10	427,50	0	1192,7	32,744
DB16F3	28.07.76	-9,2	464,36	21,31	135,17	53,64	6,10	815,00	128,54	0,69	453,23	0	2082,6	65,581
DB16F2	28.07.76	-16,7	35,60	13,74	96,65	15,42	4,50	52,00	4,12	6,52	409,31	0	639,63	16,693
DB16F1	28.07.76	-23,7	7511,7	227,10	429,55	979,96	10,70	13292,0	1967,5	25,45	982,71	0	25479,0	868,62

193/

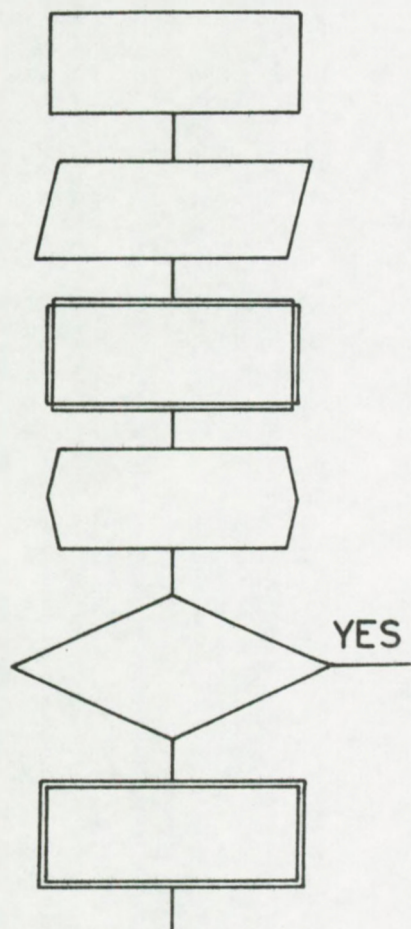
DB6F4	28.07.76	-0,6	444,44	6,40	151,13	25,53	8,55	759,50	33,58	0,69	487,39	0	1918,1	59,754
DB6F3	28.07.76	-9,6	1934,7	79,84	133,59	198,10	0,25	3229,0	339,02	17,00	656,36	0	6651,4	219,71
DB6F2	28.07.76	-16,1	4598,0	202,54	264,41	582,88	1,21	7995,0	1185,9	17,56	841,80	0	15691,0	530,60
DB6F1	28.07.76	-24,6	1834,7	66,72	227,28	224,68	3,61	3236,5	390,16	13,68	635,62	0	6641,2	221,93
DB5F2	23.06.75	-0,7	82,90	15,75	209,69	17,27	2,90	91,20	148,94	0,07	641,11	0	1210,8	32,264

AANHANGSEL 2

FLOWCHART VAN HET ITERATIEF PROCES

FLOWCHART VOOR HET OPSTELLEN VAN BALANS

FLOWCHART SYMBOLS



CALCULATION.

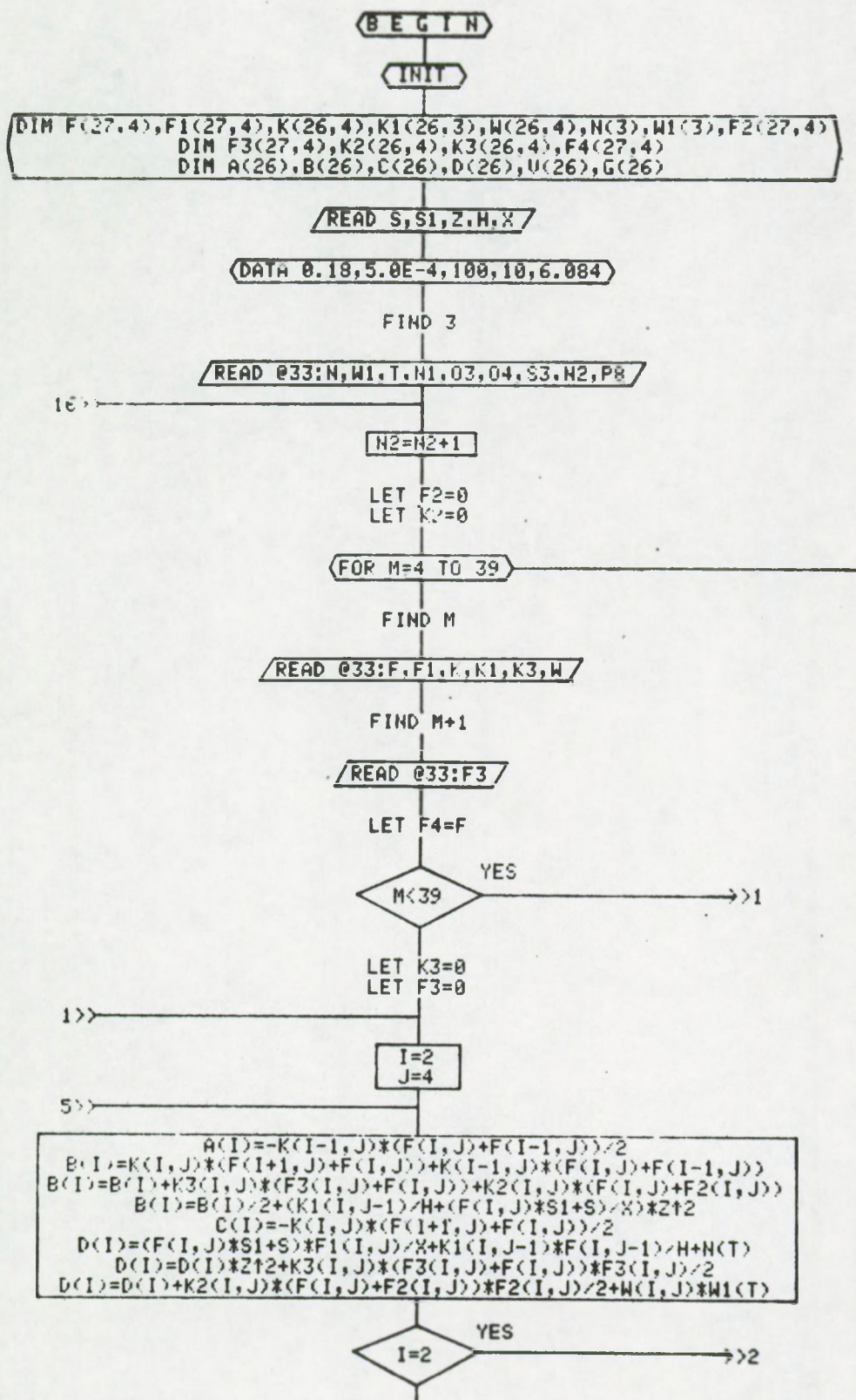
INPUT/OUTPUT OPERATION.

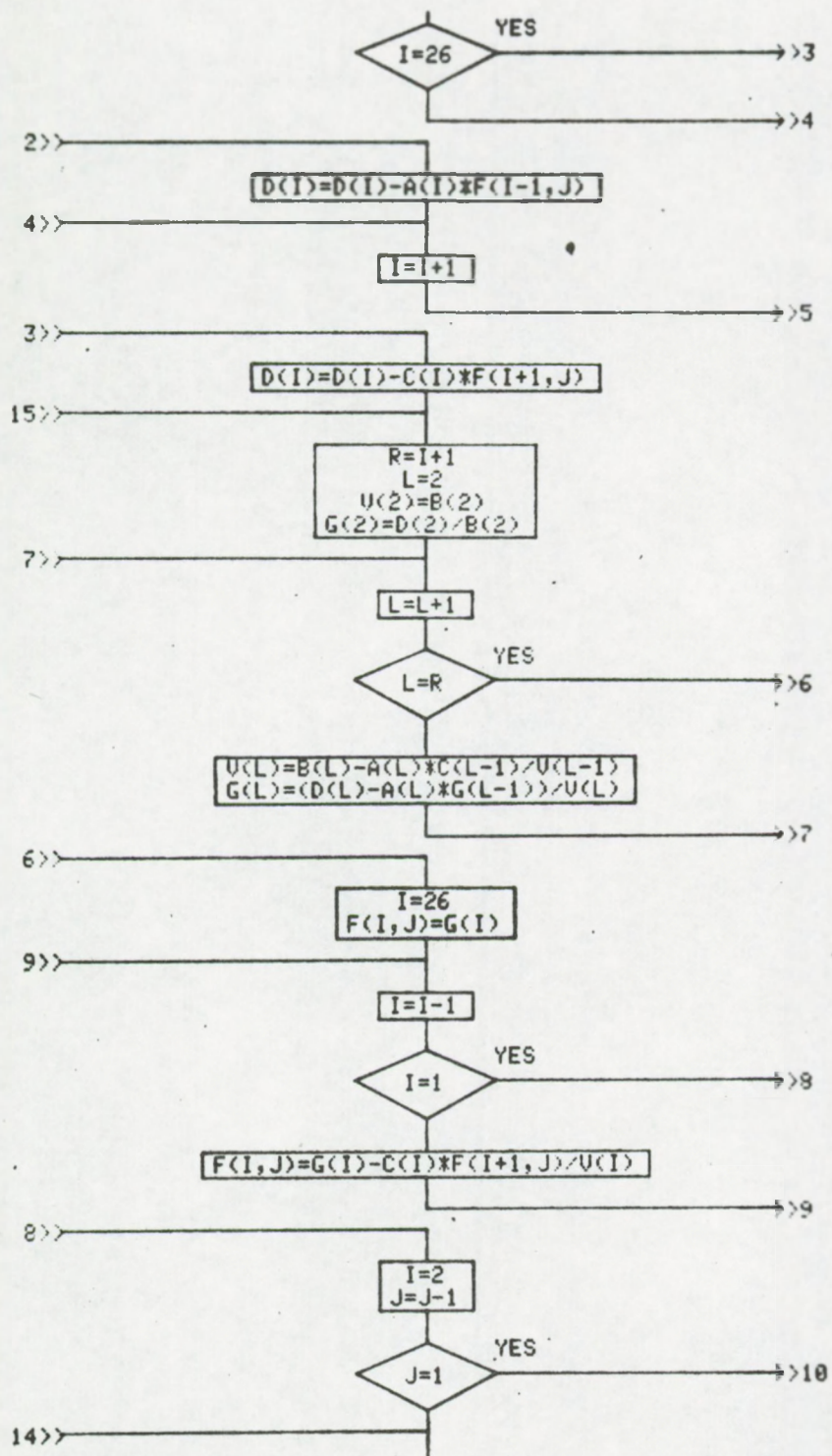
GRAPHICS.

MISCELLANEOUS.

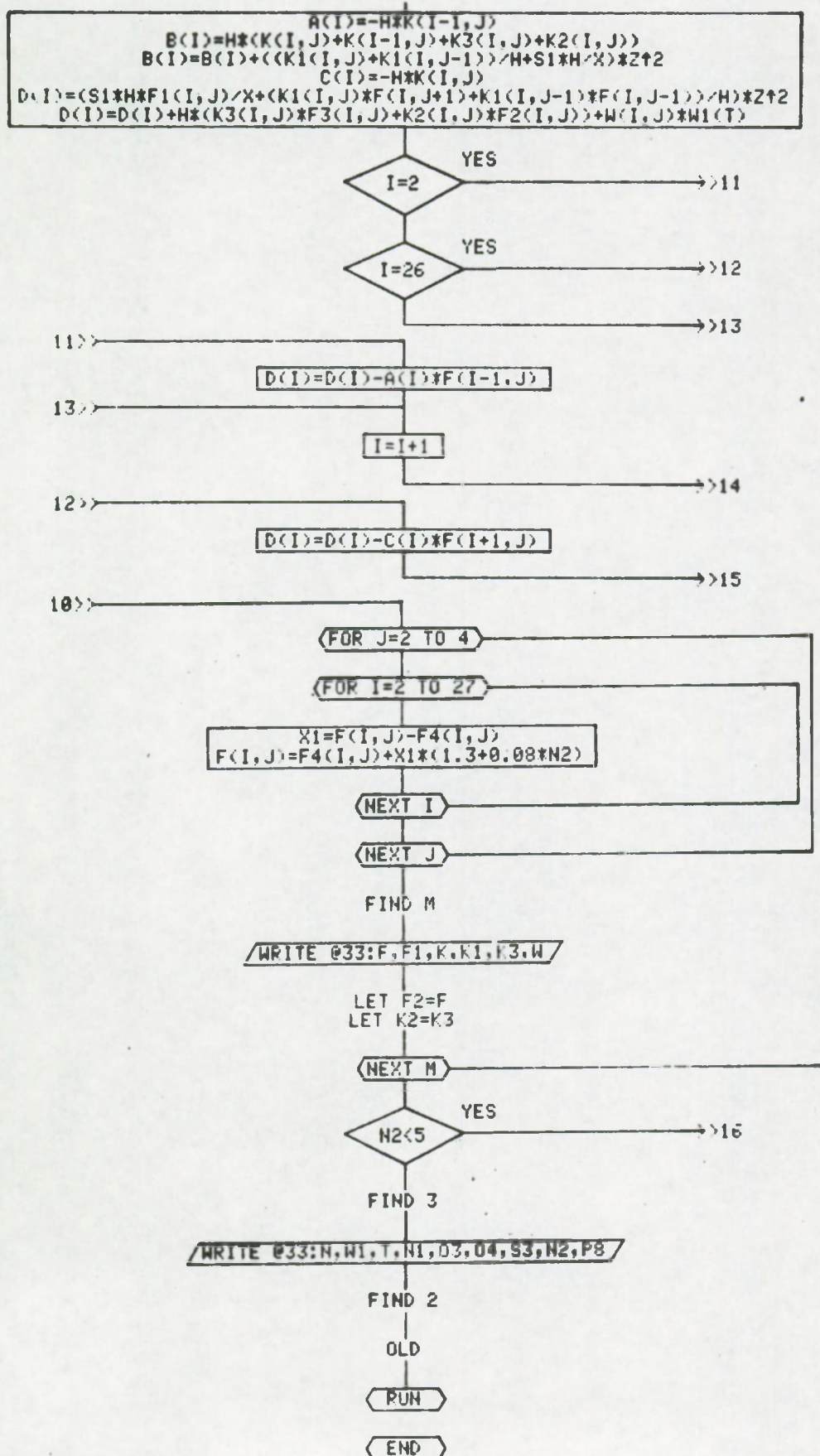
CONDITIONAL BRANCH.

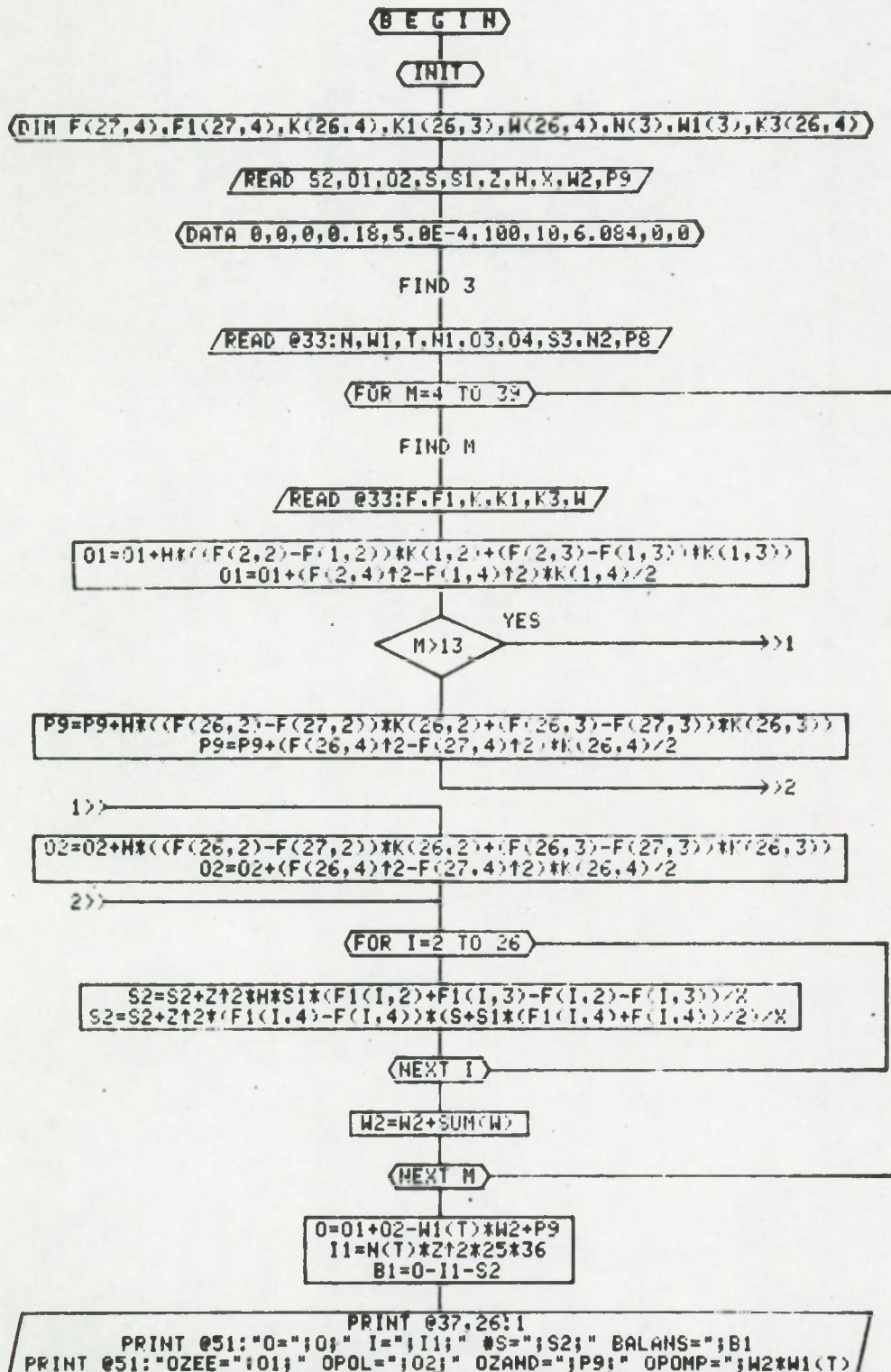
SUBROUTINE CALL.



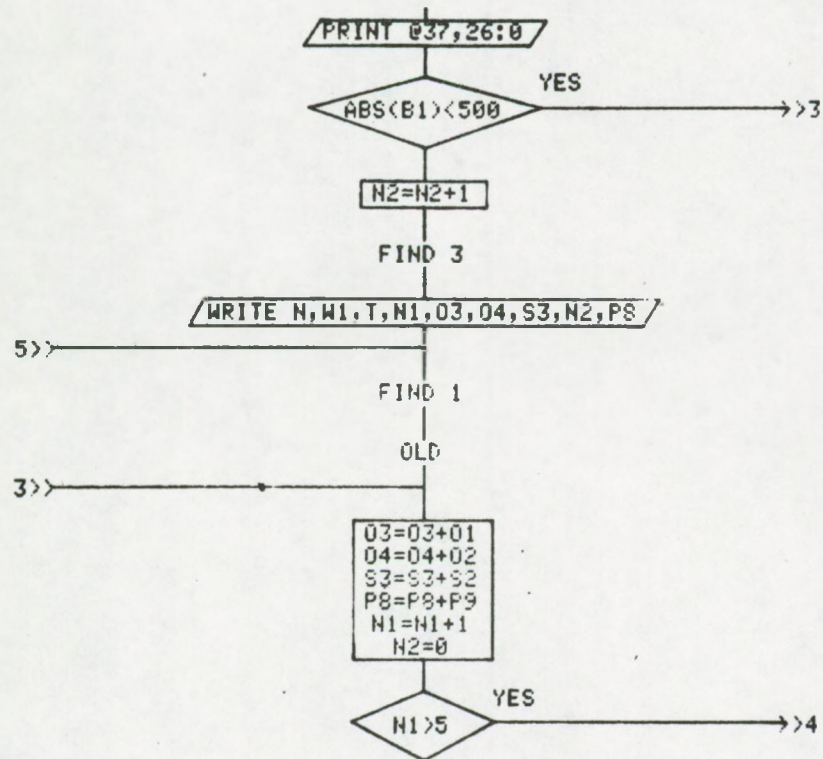


D

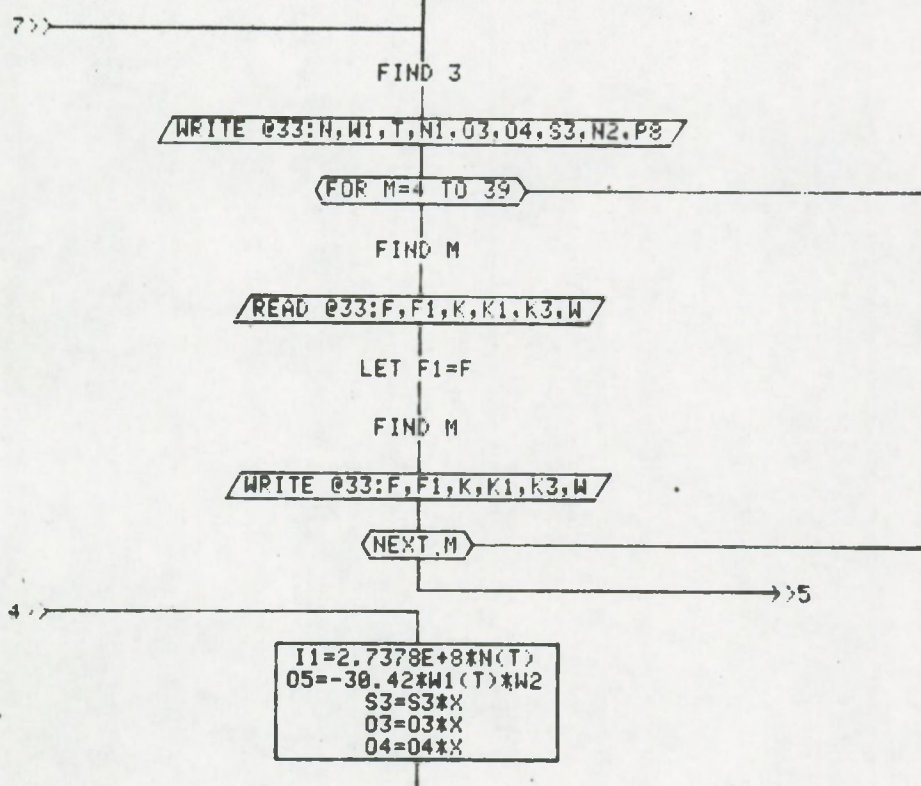




B



C



D

D

