

geothermisch onderzoek

BIBLIOTHEEK
Dienst Weg- en Waterbouwkunde
Van der Burghweg
Postbus 5044, 2600 GA Delft
Tel. 015 - 699111

dienst grondwaterverkenning
afdeling geofysisch onderzoek



RAPPORT INZAKE EEN ONDERZOEK NAAR DE TOEPASSINGS-
MOGELIJKHEDEN VAN DE GEOTHERMISCHE METHODE
IN NEDERLAND

Auteur: Drs. J. Csonka

Datum : November, 1968

BIBLIOTHEEK
Dienst Weg- en Waterbouwkunde
Van der Burghweg
Postbus 5044, 2600 GA Delft
Tel. 015 - 699111

15 APR. 1992

DIENST GRONDWATERVERKENNING TNO
Afdeling Geofysisch Onderzoek
DELFT

I N H O U D

	blz.
I. <u>INLEIDING</u>	3
II. <u>DE GEOTHERMISCHE METHODE</u>	4
1. <u>Algemeen</u>	4
2. <u>Theoretische grondslagen</u>	6
A. Lijst van symbolen	6
B. Warmtestroom	7
C. Warmtegeleiding	7
D. Periodieke temperatuurvariatie	8
3. <u>Factoren welke temperatuur-anomalieën op een geringe diepte (1,5m) onder de oppervlakte veroorzaken</u>	10
A. Oppervlakte effecten	12
a. Locale verschillen in de thermische eigenschappen van de bovenste aardlagen	12
b. Locale verschillen in de amplitude van de temperatuur-golf aan de oppervlakte (T_{AO}) en in de gemiddelde oppervlaktetemperatuur (T_0)	12
B. Eliminatie van oppervlakte effecten	13
C. Invloed van diepere oorsprong	14
a. Warmtegeleidingsvermogen van gesteenten en concentra-tie van radioactieve mineralen	14
b. Warmtestroom	14
c. Convectief warmtetransport	15
4. <u>Invloed van diepere effecten op de verticale tempera-tuurgradiënt</u>	16
A. Warmtegeleidingsvermogen van gesteenten	16
B. Invloed van verticale grondwaterbewegingen	18
III. <u>UITVOERING VAN HET ONDERZOEK</u>	20
1. <u>Toegepaste meetmethoden en apparatuur</u>	20
A. Horizontale temperatuurverdeling	20
B. Verticale temperatuurgradiënt	23
2. <u>Interpretatie der meetgegevens</u>	24
A. Horizontale temperatuurverdeling	24
a. Temperatuurkaarten en profielen	24
b. Berekening van de kwelstroomsnelheid	25
c. Kwalitatieve indeling van de kwelstroomsnelheid	26

	blz.	
B.	Verticale temperatuurgradiënt	26
a.	Stroomsnelheidsberekening beneden de invloedssfeer van de insolatie	29
b.	Stroomsnelheidsberekening onder invloed van de insolatie	30
IV.	<u>DE RESULTATEN VAN HET ONDERZOEK</u>	34
1.	<u>Beschrijving der metingen</u>	34
A.	Horizontale temperatuurverdeling	34
a.	Temperatuurmetingen betreffende ondiepe en matig diepe kwel	34
b.	Temperatuurmetingen ter localisering van breuken	35
B.	Verticale temperatuurgradiënt	36
2.	<u>Bespreking van de uitkomsten</u>	36
A.	Meting van de horizontale temperatuurverdeling betreffende ondiepe en matig diepe kwel	36
a.	Temperatuurmetingen bij Streefkerk, Alblasserwaard	36
b.	Temperatuurprofiel bij Goudriaan, Alblasserwaard	40
c.	Temperatuurmetingen op Schouwen-Duiveland	40
d.	Temperatuurprofiel bij Creil, NO-Polder	41
e.	Temperatuurprofielen bij Zijderveld, Betuwe	42
f.	Temperatuurprofiel bij Hei- en Boeikop, Betuwe	44
g.	Temperatuurmetingen bij Harderwijk	45
B.	Meting van de horizontale temperatuurverdeling ter localisatie van breuken	46
a.	Temperatuurprofiel bij Corle, Achterhoek	46
b.	Temperatuurprofiel bij Oldenzaal, Twente	46
c.	Temperatuurprofielen over de Peelrandbreuk	47
C.	Meting van de verticale temperatuurgradiënt	47
a.	Onderzoek Oostelijk Flevoland	47
V.	<u>SAMENVATTING</u>	51
	<u>LIJST DER BIJLAGEN</u>	53
	<u>LITERATUURLIJST</u>	54

I. I N L E I D I N G

In het kader van een onderzoek naar de mogelijkheden, welke geofysische methoden bieden voor de geohydrologische verkenning van Nederland, werd door de Werkgroep Geo-elektrisch Onderzoek TNO in april 1964 een nota opgesteld betreffende een voorstel tot studie van de praktische toepassing van de geothermische methode. De nota bevatte een kort overzicht van de mogelijkheden, welke van deze methode konden worden verwacht onder de in Nederland aanwezige geologische en hydrologische omstandigheden.

Nadat het voorstel door het bestuur van de Werkgroep werd aangenomen, werd in het zelfde jaar een aanvang gemaakt met de ontwikkeling van apparatuur en de uitvoering van het meetprogramma.

Het onderzoek, waarbij zowel temperatuurmetingen op een constante geringe diepte onder de oppervlakte (horizontale temperatuurverdeling) als metingen in filterbuizen ter bepaling van de verticale temperatuurgradiënt werden betrokken, vond plaats in de jaren '64 t/m '67 en omvatte ca 4.000 veldwaarnemingen. De waarnemingen werden hoofdzakelijk in de zomer- en wintermaanden verricht.

In dit rapport worden achtereenvolgens besproken de beginselen van de geothermische methode, de uitvoering van het onderzoek en de bereikte resultaten.

De schrijver is zeer erkentelijk voor de medewerking en de hulp, welke van de zijde van de Dienst der Zuiderzeewerken alsmede van het Koninklijke Nederlandse Meteorologische Instituut werden ontvangen tijdens de uitvoering van het onderzoek.

II. DE GEOTHERMISCHE METHODE

II.1. A l g e m e e n

De temperatuur in het diepere gedeelte van de aardkorst wordt alleen bepaald door de warmtestroom uit de diepte naar de oppervlakte. De warmtestroom wordt tot stand gebracht door het warmtegeleidingsvermogen van de gesteenten.

Door de warmtestroom treedt warmteverlies op, dat geschat wordt op ca 2×10^{20} cal/jaar voor de gehele aarde. Het verlies echter wordt, althans ten dele, aangevuld door de warmte, welke ontstaat tijdens de spontane desintegratie van radioactieve elementen (Joly, 1909).

De temperatuur in de bovenste aardlagen wordt mede bepaald door de bestraling van de zon.

De hoeveelheid warmte, die de aarde ten gevolge van de insolatie ontvangt en vervolgens in de ruimte terugstraalt is een factor van ca 10^4 groter dan het verlies door de warmtestroom uit de diepte, zodat laatstgenoemde slechts een te verwaarlozen aandeel levert tot de temperatuur van de aardoppervlakte (Birch, 1954).

Onder gelijke geologische en hydrologische omstandigheden kan worden verwacht, dat de in een bepaald gebied op een bepaalde diepte gelijktijdig gemeten temperaturen nagenoeg dezelfde zijn. Anomalieën, welke beneden de invloedsfeer van de insolatie optreden, kunnen onder meer de volgende oorzaken hebben:

1. Sterke afwijkingen in de grootte van de warmtestroom (vulkanische, hydrothermale gebieden).
2. Verschil in warmtegeleidingsvermogen van de dieper gelegen gesteenten.
3. Locale concentratie van radioactieve of sterk oxiderende mineralen.
4. Warmtetransport door convectie, d.i. door breuken, spleten en andere structuren (b.v. hiaten in een hydrologisch afsluitende laag) opstijgend of inzijgend water.

Anomalieën, welke in het door de insolatie beïnvloede gedeelte van de bodem optreden kunnen worden veroorzaakt door:

1. De hierboven sub 1 t/m 4 genoemde invloeden;

2. Oppervlakte effecten, zoals locale verschillen in de thermische eigenschappen (warmtegeleidingsvermogen, soortelijke warmte, temperatuurvereffeningscoëfficiënt) van de vaste bodemcomponenten aan en vlak onder de oppervlakte; variërend vochtgehalte; plaatselijke variaties van de amplitude van de dagelijkse en jaarlijkse temperatuurgolf en van de oppervlakte temperatuur (door b.v. verschillende begroeiing); terreinhoogteverschillen etc.

Temperatuurmetingen in de aardkorst verschaffen een inzicht omtrent de grootte van de warmtestroom. Deze is van groot belang bij theoretische overwegingen betreffende de warmtehuishouding van de aarde en de daarmee samenhangende fysische en chemische processen, die zich onder de aardkorst afspelen.

De toepassingsmogelijkheden van temperatuurmetingen in het gebied van de mijnbouw, structurele geologie en niet in de laatste plaats in de geohydrologie zijn talrijk. Zij kunnen een belangrijke bijdrage leveren tot een betere kennis van o.a.: ligging en uitgestrektheid van ertsvoorkomens, zoutdomes, intrusiva etc.; ventilatie van mijngangen; locatie van karstwaterreservoirs; verloop en spronghoogte van breuken; verticale grondwaterbewegingen alsmede geologische structuren, welke deze bewegingen mogelijk maken.

Bij het onderzoek naar de toepassingsmogelijkheden in Nederland van de geothermische methode werd in de eerste plaats gedacht aan de verstoring van het temperatuurevenwicht door kwel (Vink, 1926; Sieben en v.d. Molen, 1955).

Kwel is in de lage delen van Nederland een veel voorkomend verschijnsel, waarmee ernstig rekening moet worden gehouden bij diverse problemen van de waterhuishouding, land- en tuinbouw etc. Voor een globale berekening van de totale kwel van een bekend gebied staan verschillende methoden ter beschikking. Een nauwkeurige localisatie van kwelplekken echter is, uitgezonderd bij een zeer sterke doorstroming, zeer moeilijk.

In het onderhavige onderzoek werd nagegaan, in hoeverre de geothermische methode hierin verbetering kan brengen. De mogelijkheden van een kwantitatieve evaluatie van temperatuurmetingen in verband met kwelproblemen werden eveneens bestudeerd.

In de oostelijke en zuidoostelijke gebieden van Nederland kun-

nen temperatuuranomalieën ontstaan doordat gesteenten met een totaal verschillend warmtegeleidingsvermogen ten gevolge van breuken, diapiervorming en dergelijke naast elkaar komen te liggen. Warmtetransport door het langs breuken opstijgende water kan hiertoe een belangrijke bijdrage leveren.

Van den Bouwhuysen (1932) heeft in de Achterhoek over een bekende breuk aanmerkelijke temperatuuranomalieën gevonden.

Nagegaan werd in hoeverre zijn metingen reproduceerbaar zijn en in hoeverre andere breuken door middel van temperatuurmetingen kunnen worden gelocaliseerd.

Bij de uitvoering van het onderzoek werd gebruik gemaakt van de volgende meetmethoden:

1. Meting van de temperatuur op een geringe constante diepte (1,5 m) onder de oppervlakte ter bepaling van de horizontale temperatuurverdeling.
2. Bepaling van het verloop met de diepte van de temperatuur (verticale temperatuurgradient) in reeds aanwezige, tot waarnemingsputten ingerichte boringen.

Beide meetmethoden zijn in par. III sub 1 uitvoeriger beschreven.

II.2. T h e o r e t i s c h e g r o n d s l a g e n

Hieronder wordt een kort overzicht gegeven van die fysische en mathematische beginselen, welke de theoretische basis vormen van de geothermische methode.

A. Lijst van symbolen.

q = warmtestroom, $\text{cal cm}^{-2} \text{sec}^{-1}$

T = temperatuur op een willekeurige punt en tijdstip, $^{\circ}\text{C}$

t = tijd, sec

x, y, z = cartesische coördinaten, cm

K = warmtegeleidingsvermogen van verzadigde grond, $\text{cal cm}^{-1} \text{sec}^{-1} \text{ } ^{\circ}\text{C}^{-1}$

d = temperatuurvereffeningscoëfficiënt, $\text{cm}^2 \text{sec}^{-1}$

c = soortelijke warmte van verzadigde grond, $\text{cal g}^{-1} \text{ } ^{\circ}\text{C}^{-1}$

ρ = soortelijk gewicht van verzadigde grond, g cm^{-3}

c_0 = soortelijke warmte van poriënvloeistof, $\text{cal g}^{-1} \text{ } ^\circ\text{C}^{-1}$

ρ_0 = soortelijk gewicht van poriënvloeistof, g cm^{-3}

v_x, v_y, v_z = snelheidscomponenten van bewegende vloeistof,
 cm sec^{-1}

B = inwendige warmteproductie, $\text{cal cm}^{-3} \text{ sec}^{-1}$

T_0 = gemiddelde oppervlaktetemperatuur, $^\circ\text{C}$

T_{A0} = amplitude van de temperatuurgolf aan de oppervlakte, $^\circ\text{C}$

P = periode, sec

λ = golflengte, cm

B. Warmtestroom

De warmtestroom in een homogeen, thermisch isotroop medium kan worden beschreven door de volgende vergelijking:

$$q = \frac{\partial Q}{\partial t} = K \left(\frac{\partial T}{\partial x} + \frac{\partial T}{\partial y} + \frac{\partial T}{\partial z} \right) = K \nabla T = K \text{ grad } T \dots \quad (1)$$

De per tijdseenheid doorstromende warmte $\frac{\partial Q}{\partial t}$ is dus een vec-

tor, waarvan de x, y en z componenten zijn: $K \frac{\partial T}{\partial x}$, $K \frac{\partial T}{\partial y}$ en

$$K \frac{\partial T}{\partial z}$$

Hieruit volgt, dat de warmtestroom zich overal loodrecht op de isothermale vlakken voortplant.

De eendimensionale verticale warmtestroom in de aardkorst, de zg. geothermische flux, volgt uit (1)

$$q_z = K \frac{\partial T}{\partial z} = K \text{ grad}_z T \dots \quad (2)$$

waarin $\frac{\partial T}{\partial z}$ is de verticale temperatuurgradient.

C. Warmtegeleiding

De algemene differentiaalvergelijking van de warmtegeleiding is een mathematische weergave van de veronderstelling, dat de warmtetoename in een infinitesimaal volume-element gelijk is aan de som van de inwendige warmteproduktie (B) van het

element en de warmte, welke van buitenaf door de oppervlakte van het element binnenstroomt.

$$\frac{\partial T}{\partial t} = d \left(\frac{B}{K} + \nabla^2 T \right) \quad (3)$$

Neemt men nu aan, dat in de materie geen warmte wordt geproduceerd ($B = 0$) dan wordt (3):

$$\frac{\partial T}{\partial t} = d \nabla^2 T \quad (4)$$

De temperatuur op een willekeurige plaats in een homogeen, isotroop medium als functie van de tijd is gelijk aan $\frac{K}{\rho C}$

maal de Laplace operator van de temperatuur. De temperatuurverdeling wordt volgens (4) dus bepaald door het warmtegeleidingsvermogen, de soortelijke warmte en het soortelijk gewicht van het betreffende medium. Een verandering van deze parameters kan de oorzaak zijn van een verandering in de warmtetoestand, hetgeen temperatuur-anomalieën ten gevolge kan hebben.

Bij een stationaire warmtetoestand ($\frac{\partial T}{\partial t} = 0$) wordt (4) teruggebracht tot de differentiaalvergelijking van Laplace, waar de temperatuur geen functie is van de tijd

$$\nabla^2 T = 0 \quad (5)$$

Oplossingen van deze vergelijking voor geothermische problemen kunnen naar analogie van andere fysische vraagstukken uit de potentiaaltheorie worden gevonden.

De differentiaalvergelijking voor een gelijktijdige warmte- en vloeistofstroom door een isotroop, homogeen en volledig verzadigd poreus medium kan worden afgeleid van (3), waarin

$$B = c_0 \rho_0 \nabla \cdot v(x, y, z)^T$$

na substitutie volgt

$$\nabla^2 T - \frac{c_0 \rho_0}{K} \left[\frac{\partial(v_x^T)}{\partial x} + \frac{\partial(v_y^T)}{\partial y} + \frac{\partial(v_z^T)}{\partial z} \right] = \frac{1}{d} \frac{\partial T}{\partial t} \quad (6)$$

D. Periodieke temperatuurvariatie

De dagelijkse en jaarlijkse temperatuurfluctuatie heeft bij goede benadering een sinusoidaal verloop. De temperatuurgolf



Fig.1. Jaarlijkse gang van de grondtemperaturen op -25 (—) en -100 (— — —) cm te Wageningen, gemiddeld over 1917-'41. (Peerlkamp, 1944).

op de aardoppervlakte kan derhalve worden weergegeven door de formule:

$$T = T_{A0} \cos \omega t$$

waar $\omega = \frac{2\pi}{P}$ = cirkelfrequentie

P = periode

Deze temperatuurgolf plant zich in de bodem met een exponentieel afnemende amplitude en toenemende faseverschuiving voort (fig. 1).

$$\bar{T} = T_{A0} \exp \left(-\frac{z}{\sqrt{d}} \cdot \sqrt{\frac{\omega}{2}} \right) \cos \left(\omega t - \frac{z}{\sqrt{d}} \cdot \sqrt{\frac{\omega}{2}} \right) \quad (8)$$

De temperatuur op een willekeurige diepte en tijdstip, wordt gegeven door de volgende formule

$$T = T_0 + z \text{ grad } T_z + \bar{T} \quad (9)$$

De golflengte (λ) kan als volgt worden uitgedrukt:

$$\lambda = \frac{2\pi}{\sqrt{\frac{\omega}{2d}}} = \sqrt{4\pi dP} \quad (10)$$

Uit tabel I blijkt, dat d voor losse, verzadigde sedimenten gemiddeld ca 0,005 bedraagt. De golflengte van de dagelijkse en jaarlijkse variatie is hieruit resp. 75 cm en 14 m.

De amplitude van de periodieke variatie op een diepte van één golflengte neemt met een faktor $\exp(-2\pi) = 0,002$ af. Hieruit volgt, dat de invloed van de dagelijkse en jaarlijkse variatie op de respectievelijke diepten van één golflengte voor de meeste doeleinden verwaarloosbaar is.

II.3. Factoren welke temperatuuraanomalieën op een geringe diepte (1,5 m) onder de oppervlakte veroorzaken

Hieronder wordt een kwantitatieve analyse gegeven van die factoren, welke de oorzaak kunnen zijn van temperatuurafwijkingen op 1,5 m onder de oppervlakte. Uit de grootte van deze afwijkingen kan worden nagegaan, in hoeverre deze van belang zijn voor het onderhavige onderzoek.

TABEL I

Medium	$K \cdot 10^{-3}$ $\text{cal. cm}^{-1} \cdot \text{sec}^{-1} \cdot ^\circ\text{C}^{-1}$	c $\text{cal. g}^{-1} \cdot ^\circ\text{C}^{-1}$	$d \cdot 10^{-3}$ $\text{cm}^2 \cdot \text{sec}^{-1}$
water (onbewogen)	1,5	1	1,5
ijs	5,5	0,45	12
moerasgrond (nat)	2	0,7	3
moerasgrond (droog)	0,15	0,1	1,5
veen (nat)	-	0,9	-
veen (droog)	2 - 3	0,15	-
humus	3	0,57	5
klei (nat)	3 - 4	-	7
klei (droog)	2,5	0,22	-
leem (nat)	-	0,51	-
leem (droog)	-	0,31	-
zuiver kwartszand (nat)	8 - 9	-	-
zuiver kwartszand (droog)	1 - 3	0,19	-
zand (nat)	2 - 4	0,4	10
zand (droog)	0,8- 0,9	0,3	1,3
zandsteen (nat)	5 - 7	-	-
zandsteen (droog)	2 - 3	0,22	-
kalksteen	5 - 8	0,2	-
steenzout	6 -13	-	-

De factoren, welke temperatuuranomalieën op de betreffende diepte tot gevolg hebben, kunnen in twee groepen worden ingedeeld.

1. Oppervlakte effecten
2. Invloed van verschijnselen uit grotere diepte.

A. Oppervlakte effecten

- a. Locale verschillen in de thermische eigenschappen van de bovenste aardlagen

In tabel I wordt een overzicht gegeven van de uit de literatuur bekende thermische eigenschappen van de meest voorkomende sedimenten en van het water.

Door differentiatie van vergelijking (8) kan het temperatuurverschil ten gevolge van verschillende temperatuurcoëfficiënten worden berekend. Neemt men nu aan, dat de amplitude van de jaarlijkse temperatuurgolf aan de oppervlakte (T_{A0}) is 10°C en de temperatuurvereffeningscoëfficiënt (d) van b.v. natte moerasgrond en nat zand resp. $0,003\text{ cm}$ en $0,01\text{ cm}^2/\text{sec}$ bedraagt, dan wordt op $1,5\text{ m}$ diepte een temperatuurverschil van ca $0,6^{\circ}\text{C}$ gevonden. Het temperatuurverschil tussen droog en nat zand is nog groter, nl. ca $0,8^{\circ}\text{C}$ voor $T_{A0} = 10^{\circ}\text{C}$.

Hieruit blijkt, dat op de betreffende diepte aanzienlijke anomalieën kunnen worden veroorzaakt door verschillen in bodemstructuur en vochtigheidsgraad van de dicht onder de oppervlakte aanwezige afzettingen.

- b. Locale verschillen in de amplitude van de temperatuurgolf aan de oppervlakte (T_{A0}) en in de gemiddelde oppervlakte-temperatuur (T_0)

Vershillen in T_{A0} en T_0 waarden worden in de eerste plaats veroorzaakt door verschillende begroeiing en vochtigheid van de oppervlakte. Deze verschillen kunnen in extreme gevallen (b.v. dicht, nat bos en droog, open veld) een temperatuurafwijking van ca $1,5^{\circ}\text{C}$ op $1,5\text{ m}$ diepte ten gevolge hebben (Keränen, 1929; Kappelmeyer, 1957).

B. Eliminatie van oppervlakte effecten

Uit voorgaande blijkt, dat door de oppervlakte effecten aanzienlijke temperatuur-anomalieën op 1,5 m diepte kunnen worden veroorzaakt. De mate, waarop zij kunnen worden geëlimineerd is bepalend voor de praktische toepassingsmogelijkheden van dergelijke temperatuurmetingen.

In principe kunnen alle oppervlakte effecten worden geëlimineerd, indien op ieder meetpunt de T_{AO} , T_0 en d waarden worden bepaald, waaruit de temperatuur op de waarnemingsdiepte kan worden berekend. Door de gemeten en berekende temperaturen onderling te vergelijken kan worden nagegaan, in hoeverre de verschillen in de gemeten temperaturen door oppervlakte effecten zijn veroorzaakt.

Dit is echter bij een omvangrijk onderzoek praktisch niet uitvoerbaar. In de meeste gevallen moet men dus genoegen nemen met meer eenvoudige methoden.

In Nederland kan vaak worden volstaan met een zorgvuldige selectie van gebieden met de zelfde begroeiing. Daarnaast dienen de metingen zoveel mogelijk te worden verricht in een volledig verzadigd bodemprofiel.

Laatstgenoemde kan gemakkelijk worden bereikt door de meetpunten in ondiepe sloten te projecteren. Door het slootpeil als referentievlak te kiezen kan bovendien een zeer gelijkmatige waarnemingsdiepte worden aangehouden.

Een nadeel van metingen in sloten is de invloed, welke de vorm van het slootprofiel, de ligging van de sloot t.o.v. de zon en de heersende windrichting, de hoeveelheid water in de sloot etc. kan uitoefenen op de bodemtemperatuur. Afwijkingen, welke op de waarnemingsdiepte door genoemde oorzaken kunnen optreden, zijn, voor zover kon worden nagegaan, max. $\pm 0,5^{\circ}\text{C}$ in de zomer. In de winterperiode zijn deze verwaarloosbaar door de egalizerende invloed van sneeuw en ijs.

Genoemde afwijkingen kunnen gemakkelijk worden geïdentificeerd, daar deze langs een bepaalde sloot zeer regelmatig optreden en steeds aan één zijde van de gemiddelde normale temperatuur liggen.

Het verdient aanbeveling het polderpeil gedurende de waarnemingsperiode regelmatig te controleren om rekening te kunnen houden met eventuele veranderingen.

Ervaring leert, dat door een selectie van gunstige meetomstandigheden de invloed van oppervlakte effecten tot op $\pm 0,2 - 0,3^{\circ}\text{C}$ kan worden teruggebracht. In gebieden met minder gunstige omstandigheden (geen sloten, niet volledig verzadigd bodemprofiel, sterk wisselende vegetatie, etc.) moet rekening worden gehouden met een spreiding van $\pm 0,4 - 0,8^{\circ}\text{C}$. Temperatuuranomalieën, welke niet door oppervlakte effecten zijn veroorzaakt, kunnen slechts dan met succes worden gekarteerd, indien zij groter zijn dan de bovengenoemde waarden.

C. Invloed van diepere oorsprong

a. Warmtegeleidingsvermogen van gesteenten en concentratie van radio-actieve mineralen.

Berekeningen van Kappelmeyer (1957) tonen aan, dat anomalieën, welke zijn veroorzaakt door verschillen in warmtegeleidingsvermogen en concentratie van radio-actieve mineralen van diepergelegen gesteenten, maximaal $0,1^{\circ}\text{C}$ bedragen op de waarnemingsdiepte. Derhalve kunnen deze onmogelijk worden onderscheiden van afwijkingen, welke door oppervlakte effecten zijn veroorzaakt.

Breuken, zoutdome's, horsten en soortgelijke structuren alsmede radio-actieve zone's kunnen aldus niet worden opgespoord door middel van temperatuurmetingen op een geringe diepte.

b. Warmtestroom

Uit een lijst van de tot nu toe verzamelde gegevens betreffende de grootte van de natuurlijke warmtestroom op het land blijkt, dat deze over het algemeen niet hoger is dan ca $2 \times 10^6 \text{ cal cm}^{-2}\text{sec}^{-1}$ (Lee, 1965). De bijdrage tot de temperatuur van de bodem op 1,5 m diepte, welke hieruit kan worden berekend, bedraagt ca $0,1^{\circ}\text{C}$. Een warmtestroom van ca 8 maal de normale waarde is dus nodig om een temperatuuranomalie teweeg te brengen, welke in de

orde van grootte is als de door de oppervlakte effecten veroorzaakte maximale afwijking.

Warmtestroomwaarden van deze grootte zijn echter alleen in vulkanische en hydrothermale gebieden aanwezig.

c. Convectief warmtetransport

Warmtetransport door convectieve grondwaterstromingen (in Nederland voornamelijk kwel) is verreweg de belangrijkste oorzaak van temperatuur-anomalieën in de bodem. De grootte ervan kan anomalieën van andere oorsprong vele malen overtreffen, afhankelijk van de temperatuur, de hoeveelheid en de snelheid van het bewegende water.

Teneinde de invloed van kwel op de bodemtemperatuur op de waarnemingsdiepte beter te kunnen omschrijven, wordt in dit rapport een indeling van kwel in drie diepte-typen ingevoerd.

1. Ondiepe kwel
2. Matig diepe kwel
3. Diepe kwel.

Ondiepe kwel is afkomstig van een diepte minder dan 8 m. De temperatuur van het oorspronkelijke kwelwater wordt sterk beïnvloed door de jaarlijkse temperatuurschommeling. De kweltemperatuur bedraagt in de zomer minimaal ca 11°C en in de winterperiode maximaal ca 10°C. Met afnemende diepte van oorsprong neemt de invloed van kwel op de temperatuur op 1,5 m diepte af. Kwel van een diepte van ca 3 m of minder veroorzaakt anomalieën, welke in de orde van grootte zijn van afwijkingen teweeg gebracht door oppervlakte effecten, en kunnen derhalve niet van deze worden onderscheiden.

Matig diepe kwel is afkomstig van een diepte van 8-30 m. De kwelwatertemperatuur wordt niet of slechts weinig beïnvloed door de jaargetijde-wisseling en bedraagt ca 10-11°C. Matig diepe kwel kan onder de hier te lande heersende klimatologische omstandigheden anomalieën van ten hoogste ± 2 à 3°C veroorzaken, afhankelijk van de jaarlijkse maximale en minimale normale temperatuur op de waarnemingsdiepte.

Diepe kwel, afkomstig van meer dan 30 m diepte wordt alleen beïnvloed door de natuurlijke warmtestroom. De temperatuur van het kwelwater bedraagt meer dan 11°C en is gedurende het gehele jaar constant. Anomalieën op 1,5 m diepte, welke een gevolg zijn van diepe kwelwaterstromingen, kunnen in de zomer 0°C of meer en in de winter ca 3°C of meer bedragen.

Het is duidelijk, dat temperatuurmetingen in een bepaalde periode, b.v. in de winter uitgevoerd, veelal in de zomer herhaald moeten worden om op te helderen, welk kweltype de anomalieën heeft veroorzaakt.

R e s u m é

Het localiseren van kwelplaatsen door middel van temperatuurmetingen op een geringe diepte, i.c. 1,5 m, is in principe mogelijk.

Breuken, spleten e.d. kunnen slechts dan worden aangetoond, indien daarlangs warmtetransport door grondwaterbewegingen plaats vindt.

II.4. I n v l o e d v a n d i e p e r e e f f e c t e n o p d e v e r t i k a l e t e m p e r a t u u r g r a d i e n t

A. Warmtegeleidingsvermogen van gesteenten

De temperatuur neemt beneden de invloedssfeer van de insolatie in een homogene ondergrond lineair met de diepte toe. De temperatuur is op elke willekeurige diepte afhankelijk van de grootte van de warmtestroom en het warmtegeleidingsvermogen van de gesteenten. De warmtestroom verschilt over het algemeen slechts weinig over zeer grote gebieden (Lee, 1965).

Het warmtegeleidingsvermogen der gesteenten daarentegen kan zowel in horizontale als in verticale richting abrupte veranderingen vertonen ten gevolge van breuken, horsten, domestructuren e.d. en de gelaagdheid.

Plotselinge veranderingen in de helling van het verticale temperatuurverloop weerspiegelen meestal dan ook verschillen in warmtegeleidingsvermogen van de op elkaar volgende ge-

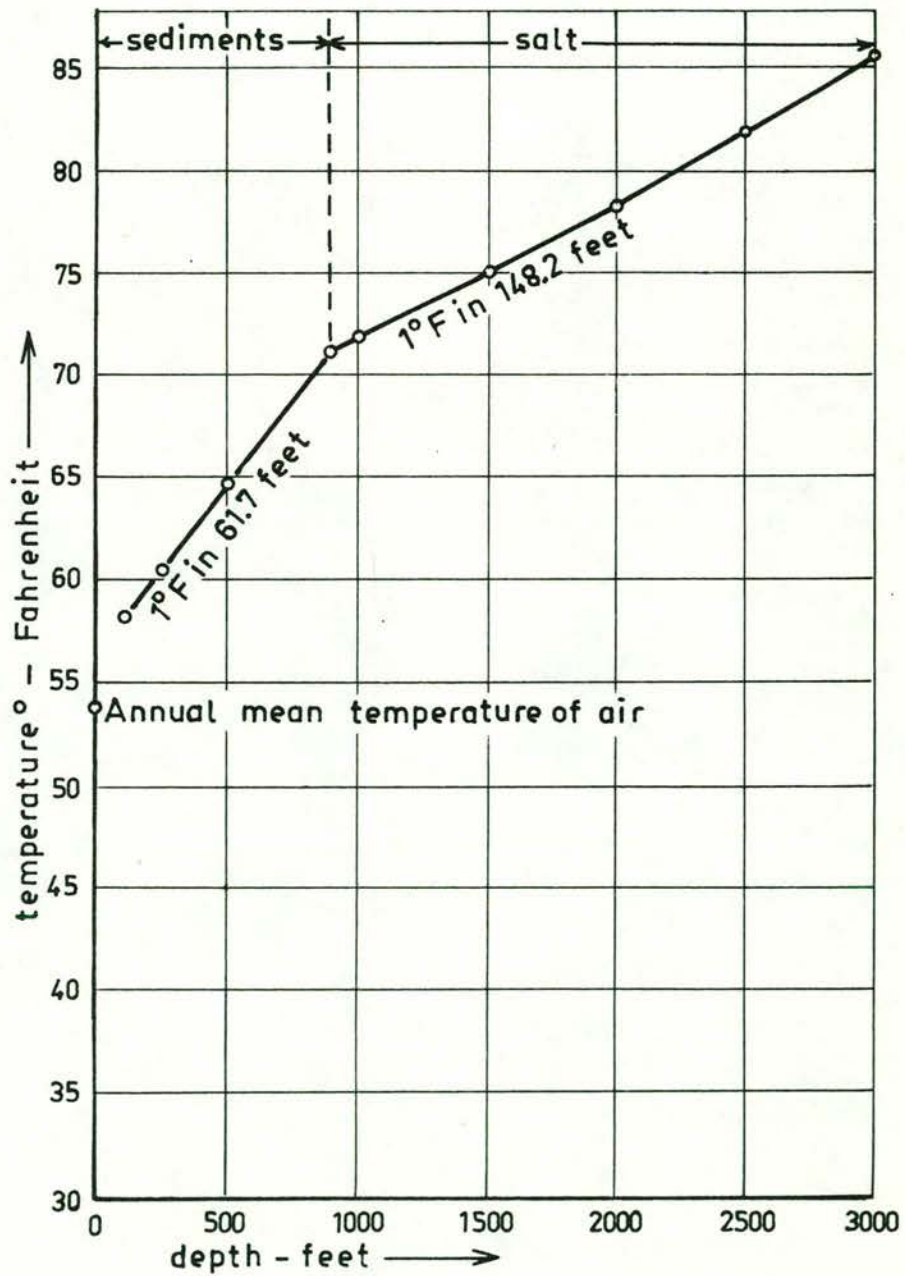


Fig. 2. Verticale temperatuurgradient in een diepe boring (Birch, 1954).

steenten. Onderlinge afwijkingen in de op verschillende plaatsen gemeten verticale temperatuurgradiënten wijzen vaak op het voorkomen van tectonische structuren.

Fig. 2 is een voorbeeld van de invloed van afwijkende warmtegeleidingsvermogens van opeenvolgende lagen op de verticale temperatuurgradient.

De gemiddelde jaarlijkse temperatuur van de lucht komt over het algemeen overeen met de temperatuur van de bodem op die diepte, waar de invloed van de jaarlijkse temperatuurschommeling net niet merkbaar is. Uit fig. 2 kan worden afgeleid, dat de temperatuur op de genoemde diepte boven de zoutdome ca 2°C hoger is dan de normale waarde. Deze anomalie wordt ongetwijfeld veroorzaakt door het relatief hoge warmtegeleidingsvermogen van het steenzout (zie tabel I).

Het is te verwachten, dat afwijkingen van deze orde van grootte gemakkelijk kunnen worden opgespoord door middel van temperatuurmetingen op een constante, betrekkelijk geringe diepte (15 à 20 m) onder de oppervlakte.

Uit het anomalieënbeeld kunnen de contouren van de zoutdome worden gevonden.

B. Invloed van verticale grondwaterbewegingen

De invloed van verticale grondwaterbewegingen op de temperatuur in de ondergrond is reeds in par. II sub 3.C.c. besproken.

Reeds een geringe waterbeweging kan de verticale temperatuurgradient wijzigen.

De vorm van de T-z curve wordt convex of concaaf ten opzichte van de normale lineaire temperatuurgradiënt bij resp. opstijgend en inzijgend water.

Een sterke convectieve warmtestroom kan de verticale temperatuurgradiënt zelfs tot 0 reduceren. De temperatuur blijft dan in een bepaald interval constant met toenemende diepte

$$\text{grad } T = \frac{T_1 - T_2}{\Delta z} = 0$$

$$\text{daar } T_1 = T_2$$

Uit metingen van de verticale temperatuurgradiënt kan in bepaalde gevallen de stroomsnelheid van het water worden berekend (zie par. III sub 2.B.).

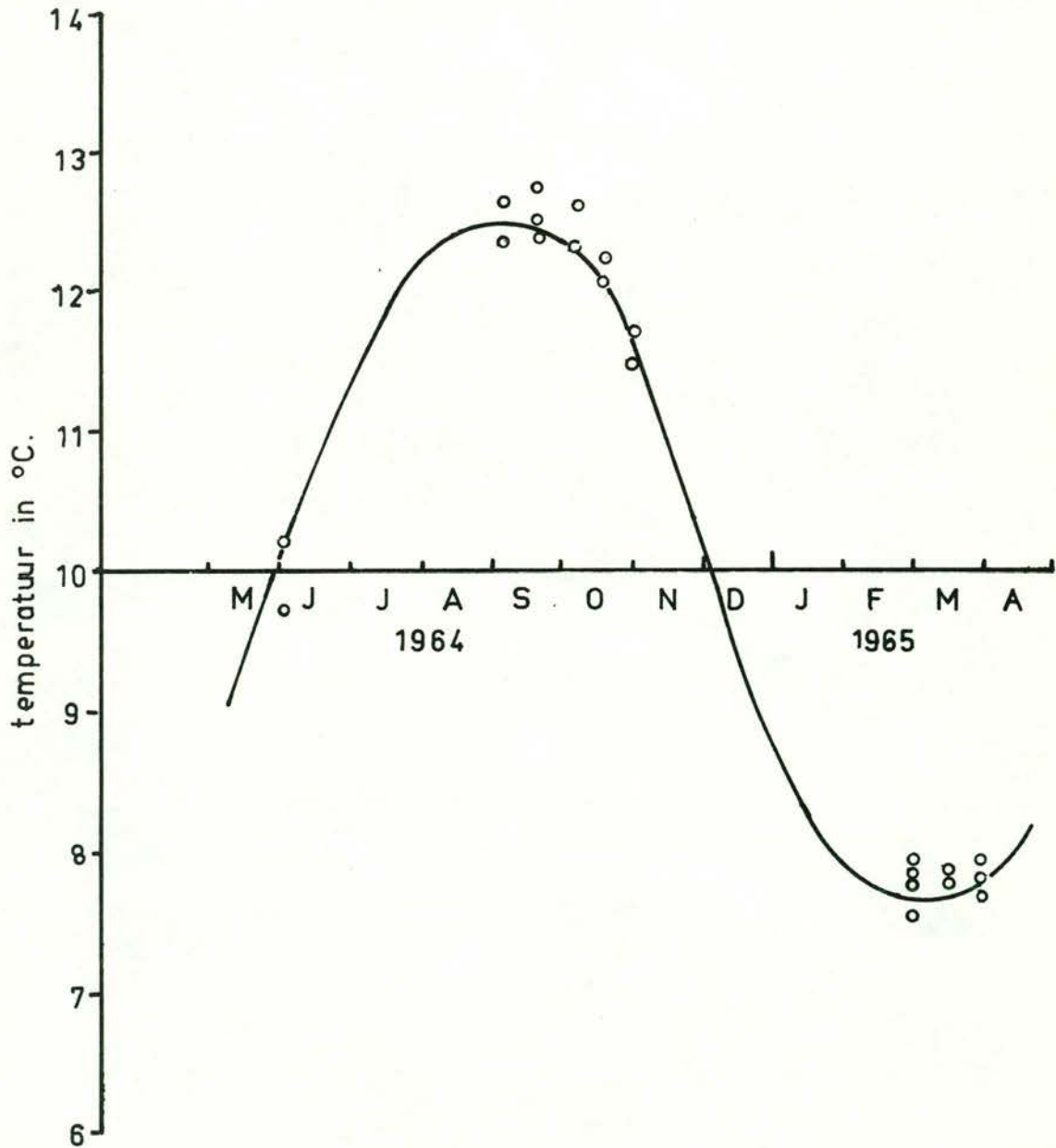


Fig. 3. Verloop van temperatuur tussen mei '64 - april '65 op 1,5 m diepte - slootpeil bij Streefkerk (Albl'waard)

III. UITVOERING VAN HET ONDERZOEK

III.1. Toegepaste meetmethoden en apparatuur

Bij de uitvoering van het onderzoek werd gebruik gemaakt van de volgende meetmethoden.

1. Meting van de horizontale temperatuurverdeling op een constante diepte (1,5 m) onder de oppervlakte.
2. Meting van de verticale temperatuurgradiënt in filterstijgbuizen.

A. Horizontale temperatuurverdeling

De meting van de horizontale temperatuurverdeling werd uitgevoerd op 1,5 m diepte, waar de dagelijkse temperatuurvariatie geen invloed heeft. Er werd naar gestreefd de temperatuurwaarnemingen zoveel mogelijk in ondiepe sloten te verrichten, het slootpeil als referentievlak te gebruiken en in een gebied met de zelfde begroeiing te meten. Hiermee werd beoogd de invloed van oppervlakte effecten op de gemeten temperaturen tot een minimum te beperken.

Bij de uitvoering van het onderzoek werd rekening gehouden met de verhouding van de te verwachten anomalieën tot de jaarlijkse temperatuurgang op de waarnemingsdiepte. De veldwaarnemingen werden uitgevoerd in een periode, waarin de grootste anomalieën konden worden verwacht.

Gedurende de uitvoering van een meetprogramma werd het jaarlijkse temperatuurverloop bepaald door een of meer metingen regelmatig te herhalen. De individuele waarnemingen werden zonodig hiermee gecorrigeerd teneinde een "momentopname" voor alle meetpunten te verkrijgen.

Fig. 3 geeft een globaal beeld van het temperatuurverloop op 1,5 m beneden polderpeil in de periode van mei 1964 tot april 1965 in de omgeving van Streefkerk, Alblasserwaard. De temperatuurmetingen werden niet regelmatig gedurende het gehele jaar uitgevoerd, maar zijn hoofdzakelijk beperkt tot de zomer- en wintermaanden.

Uit de grafiek van fig. 3 blijkt, dat het kleinste tempe-



Fig.4. Temperatuurmeting in sloot.

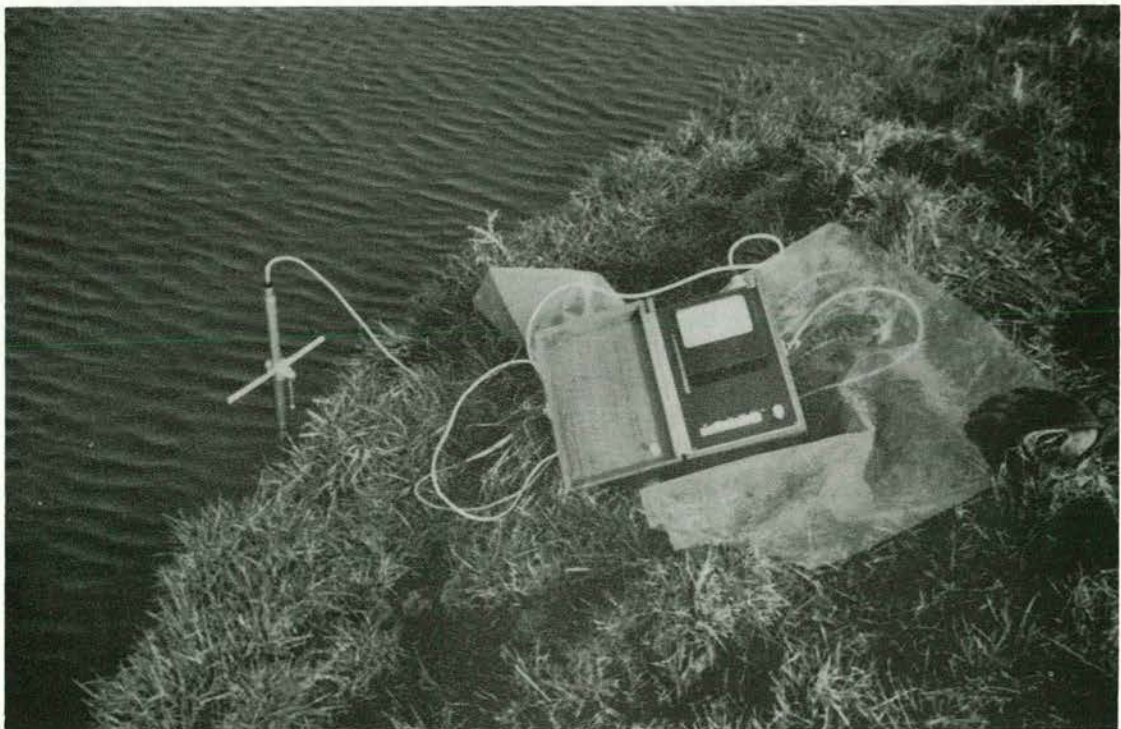


Fig.5. Meetopstelling.

ratuurverloop in de maanden rondom het zomermaximum en winterminimum valt. Metingen, welke in deze periode worden uitgevoerd, behoeven niet of nauwelijks op het jaarlijkse verloop te worden gecorrigeerd.

Het temperatuurverstorende effect van ondiepe en matig diepe kwel is ook in genoemde perioden het grootst. De grootste anomalieën kunnen dan ook in de zomer en winter worden verwacht.

Diepe kwel veroorzaakt maximale afwijkingen in de winterperiode.

Fig. 4 en 5 zijn opnamen van de meetopstelling.

De apparatuur bestaat uit een temperatuursonde en een meetinstrument. De sonde is een 1,8 m lange roestvrij stalen staaf, voorzien van een verschuifbare handgreep.

Het temperatuurgevoelige element (voeler) bestaat uit een transistor. De voeler is omgeven door een puntig toelopen- de koperen beschermkop. De beschermkop wordt van de staaf door een tussenstuk van warmteïsolerend materiaal gescheiden om warmteuitwisseling tussen voeler en verlengstaaf te verhinderen.

De sonde wordt door een verlengsnoer met het meetinstrument verbonden. Een speciale sonde werd geconstrueerd waarmee temperatuurmetingen op het IJsselmeer konden worden uitgevoerd.

De meting van de temperatuur is gebaseerd op de temperatuurgevoelige eigenschap van transistors. In de elektrotechniek worden transistors meestal op deze eigenschap gecompenseerd. De compensatiespanning is daarbij recht evenredig met de temperatuurverandering.

Het onderhavige instrument is zo geconstrueerd, dat hiermee de compensatiespanning wordt gemeten.

De meter is zo geijkt, dat de temperatuur direkt van de schaal kan worden afgelezen. Het schaalbereik bestrijkt een temperatuurgebied van 0 tot $+30^{\circ}\text{C}$, verdeeld in drie gelijke stappen van 10°C . De nauwkeurigheid van de aflezing is ca $0,05^{\circ}\text{C}$.

In principe kunnen een onbeperkt aantal sonden op één instrument worden aangesloten.

De sonde kan vrij gemakkelijk met de hand in de bodem worden gedrukt. Alleen bij zeer compacte zandafzettingen moet gebruik worden gemaakt van hulpmiddelen.

De insteltijd van de voeler varieert over het algemeen van 1 tot 3 minuten.

De onderlinge afstand van de meetpunten bedroeg in de regel 25 m. Op plaatsen, waar belangrijke anomalieën werden gevonden, werd meer gedetailleerd gemeten.

Een meetploeg, bestaande uit een meettechnicus en een hulparbeider, uitgerust met één meetinstrument en twee sonden, kan ca 100-150 temperatuurmetingen per dag verrichten, afhankelijk van de bodemgesteldheid en de onderlinge afstand der meetpunten.

De productiviteit kan aanzienlijk worden opgevoerd door meer sonden te gebruiken.

B. Verticale temperatuurgradiënt

Boringen voorzien van een filterstijgbuis bieden de gelegenheid om de verticale temperatuurgradiënt daarin te meten.

Metingen, welke betrekking hebben op dat gedeelte van het bodemprofiel, waar de temperatuur niet beïnvloed wordt door de jaarlijkse variatie ($\frac{\partial T}{\partial t} = 0$), kunnen gedurende het gehele jaar worden uitgevoerd. Wordt de vertikale temperatuurgradiënt in het bovenste, door de jaarlijkse variatie beïnvloede gedeelte van de ondergrond gemeten, dan moet wel worden overwogen, in welke periode de grootste anomalieën kunnen worden verwacht.

Bij de meting van de vertikale temperatuurgradiënt werd gebruik gemaakt van de boven beschreven apparatuur, voorzien van een speciale sonde en een schrijver voor continue registratie.

III.2. I n t e r p r e t a t i e d e r m e e t g e g e v e n s

In dit rapport worden alleen interpretatie-methoden behandeld, welke verband houden met de invloed van grondwaterbewegingen op de horizontale temperatuurverdeling en de verticale temperatuurgradiënt.

A. Horizontale temperatuurverdeling

a. Temperatuurkaarten en profielen

De temperatuurmetingen, welke op een constante diepte onder de oppervlakte zijn uitgevoerd, kunnen worden verwerkt in kaarten en profielen. Op de kaart worden de plaatsen met gelijke temperatuur door middel van continue lijnen (isothermen) met elkaar verbonden. Het interval tussen de isothermen dient zodanig te worden gekozen, dat de afwijkingen, welke door de oppervlakte effecten kunnen zijn veroorzaakt, worden onderdrukt. De overblijvende anomalieën kunnen dan worden gecorreleerd met kwelplaatsen.

Dit interval is doorgaans $0,5^{\circ}\text{C}$.

Door het tekenen van isothermen wordt geen rekening gehouden met de omstandigheid, dat de temperatuurmetingen meestal alleen betrekking hebben op sloten. Dit is niet geheel juist, daar de kwelsituatie, dus ook de temperatuurverdeling op het land totaal van die in de sloten kan verschillen. Hierdoor kan het gebied, dat door middel van isothermen als kwelplaats wordt aangegeven, vele malen groter zijn dan in werkelijkheid het geval is.

Desondanks wordt bij de weergave van de temperatuurverdeling de voorkeur gegeven aan isothermen, daar hierdoor de geologische structuren (breuken, hiaten in een afsluitende laag e.d.), welke kwelstromingen mogelijk maken, goed tot uitdrukking worden gebracht. In een temperatuurprofiel worden de gemeten temperaturen tegen de plaats van waarneming uitgezet.

Hierin wordt veelal ook de lithologie van het bodemprofiel tussen de oppervlakte en waarnemingsdiepte weergegeven.

Afwijkingen, welke groter zijn dan ca $0,5^{\circ}\text{C}$, geven de kwelplaatsen aan. Het lithologische profiel tezamen met het anomalieënbeeld kan een inzicht verschaffen betreffende de vorm en verloop van de structuur, ten gevolge waarvan kwel kan optreden. Een globale kennis echter van de geologische opbouw van de ondergrond is daartoe noodzakelijk.

b. Berekening van de kwelstroomsnelheid

De snelheid van het kwelwater kan in principe uit de gevonden temperatuuranomalieën met behulp van vergelijking (6) worden berekend. Temperatuurmetingen echter, die op een constante diepte zijn uitgevoerd, lenen zich slecht voor een kwantitatieve analyse.

De voornaamste bezwaren hieromtrent zijn:

1. de kritische kwelsnelheid, waarbij in het vlak van de waarnemingsdiepte de temperatuur van het oorspronkelijke kwelwater wordt bereikt. Snelheden, welke de kritische waarde overschrijden, hebben geen invloed op de temperatuur;
2. moeilijkheden bij het vinden van een geschikte oplossing voor vergelijking (6), waarbij de parameters alleen uit de horizontale temperatuurverdeling moeten worden bepaald.

Thans is een methode in ontwikkeling, welke wordt gebaseerd op metingen van de verticale temperatuurgradiënt van het bovenste bodemprofiel tussen 0 en ca 4 m op kwelplaatsen. Hierdoor zullen bovengenoemde bezwaren grotendeels vervallen.

Echter blijft alsnog de vraag, in hoeverre dergelijke berekeningen betrouwbaar zullen blijken. Voor een nauwkeurige bepaling van kwelstroomsnelheden uit temperatuurmetingen alleen zijn aanvullende gegevens van de geologie en hydrologie van de diepere ondergrond noodzakelijk, welke veelal ontbreken.

Een alternatief kan zijn de rechtstreekse meting van de stroomsnelheid met daartoe geschikte apparatuur op plaatsen, waar met behulp van temperatuurmetingen ano-

malieën zijn gevonden. Hierdoor kunnen de temperatuur-anomalieën direct op stroomsnelheden worden geijkt.

c. Kwalitatieve indeling van de kwelstroomsnelheid

In par. II sub 3.C.c. is aangetoond, dat de temperatuur van de bodem op 1,5 m diepte beïnvloed kan worden door kwelstromingen. De mate van beïnvloeding is o.a. afhankelijk van de stroomsnelheid, hetgeen tot uitdrukking komt in het anomalieënbeeld. Op grond hiervan kan in eerste instantie vaak een kwalitatieve kwelsnelheidsindeling van een bepaald gebied uit de gevonden temperatuur-anomalieën worden opgesteld, indien redelijkerwijze kan worden aangenomen, dat de temperatuur van het oorspronkelijke kwelwater over het gehele gebied dezelfde is.

Als voorbeeld wordt hier gegeven een kwelsnelheidsindeling voor de winteranomalieënkaart van bijlage 1, behorende bij het onderzoek naar de kwelverdeling in de omgeving van Streefkerk, Alblasserwaard.

De temperatuur van het oorspronkelijke kwelwater, gemeten in een welput, bedraagt $10,4^{\circ}\text{C}$.

De gemiddelde normale temperatuur op 1,5 m beneden polderpeil, bepaald uit een groot aantal temperatuurmetingen in kwelvrije grond, is $7,7^{\circ}\text{C}$.

Uitgaande van $\pm 0,3^{\circ}\text{C}$ blijvende spreiding ten gevolge van oppervlakte effecten, kan een globale snelheidsindeling b.v. in 4 stappen als volgt worden opgesteld:

Temp. in $^{\circ}\text{C}$	kwel
< 8	geen of zeer zwak
$8 - 8,8$	zwak
$8,8 - 9,6$	matig
$> 9,6$	sterk of zeer sterk

B. Verticale temperatuurgradiënt

De temperatuur beneden de invloedsfeer van de insolatie neemt over het algemeen lineair met de diepte toe, grad

$$T_z = \text{constant}$$

Ten gevolge van verticale grondwaterbewegingen wordt op de lineaire temperatuurtoename de invloed van het convectieve warmtetransport gesuperponeerd. De temperatuurgradiënt is dan een functie van diepte en stroomsnelheid.

$$\text{grad } T_z = f(z, v_z)$$

Het door de periodieke temperatuurvariatie beïnvloede gedeelte van de bodem bevindt zich niet in een stationaire warmtetoestand. De temperatuur is mede afhankelijk van de tijd.

De verticale gradiënt wordt dan

$$\text{grad } T_z = f(z, t)$$

en onder invloed van verticale grondwaterstromingen

$$\text{grad } T_z = f(z, t, v_z)$$

Hiervan uitgaande kan in bepaalde gevallen met behulp van vergelijking (6) de stroomsnelheid van de verticale waterbeweging worden berekend. Metingen van de verticale temperatuurgradiënt leveren daarbij de nodige gegevens op voor de berekening van de parameters.

In het volgende worden twee methoden voor de berekening van de stroomsnelheid beschreven.

1. Berekening van de stroomsnelheid beneden de invloedssfeer van de insolatie.

$$\left(\frac{\partial T}{\partial t} = 0 \right), \text{ en } T_z - T_0 = \Delta z \text{ grad } T_z \text{ als } v_z = 0$$

2. Berekening van de stroomsnelheid onder invloed van de insolatie.

$$\left(\frac{\partial T}{\partial t} \neq 0 \right), \text{ en } T_z - T_0 = \Delta z \text{ grad } T_z + v_z e^{-bz}$$

$$\cdot \cos(\omega t - bz) \text{ als } v_z = 0$$

Daar de meting van de verticale temperatuurgradiënt in ondiepe boringen in een beperkt gebied hooguit enkele dagen in beslag neemt, treden in die periode geen significante temperatuurveranderingen op. Derhalve kan worden gesteld, dat voor de meetperiode $\omega t = \text{const.}$, en $\frac{\partial T}{\partial t} = 0$.

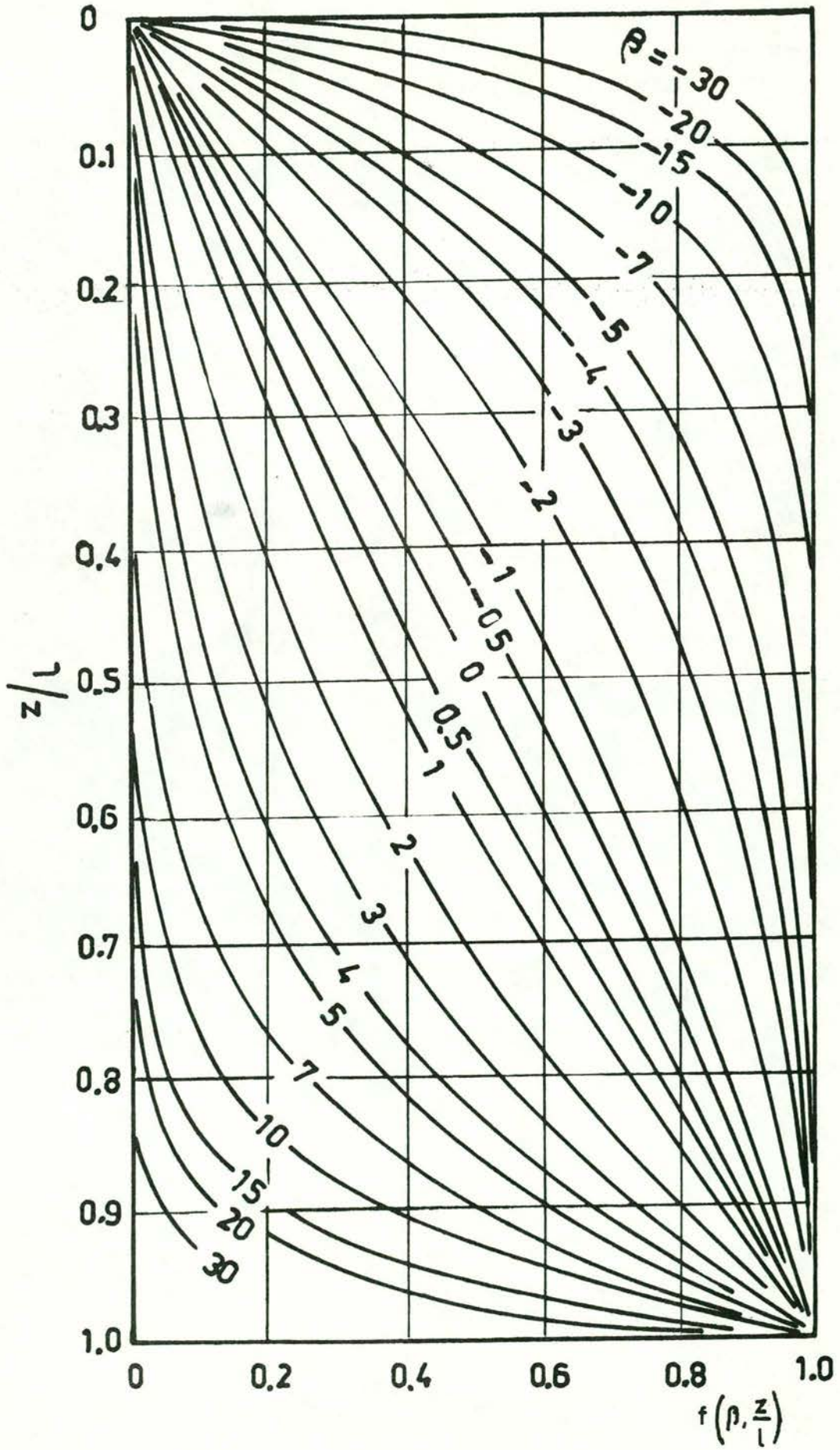


Fig.6. Type-curven van de functie $f(\beta, \frac{z}{l})$

a. Stroomsnelheidsberekening beneden de invloedssfeer van de insolatie. ')

Bij de berekening wordt uitgegaan van vergelijking (6),

$$\frac{\partial^2 T}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 T}{\partial y^2} + \frac{\partial^2 T}{\partial z^2} - \frac{c_o \rho_o}{K} \left[\frac{\partial(v_x^T)}{\partial x} + \frac{\partial(v_y^T)}{\partial y} + \frac{\partial(v_z^T)}{\partial z} \right] = \frac{1}{d} \frac{\partial T}{\partial t}$$

Indien warmte- en vloeistofstroom stationair en een-dimensionaal (i.c. verticaal) is, dan wordt (6)

$$\frac{\partial^2 T_z}{\partial z^2} - \frac{c_o \rho_o v_z}{K} \frac{\partial T_z}{\partial z} = 0 \quad (11)$$

De oplossing van deze vergelijking voor de randvoorwaarden

$$T_z = T_o \quad \text{op } z = 0$$

$$T_z = T_L \quad \text{op } z = L \text{ is:}$$

$$\frac{T_z - T_o}{T_L - T_o} = f \left(\beta, \frac{z}{L} \right) \quad (12)$$

waar T_z = temperatuur op een willekeurige diepte

T_o = bovenste temperatuurmeting

T_L = onderste temperatuurmeting

L = verticale afstand tussen T_o en T_L

$$f \left(\beta, \frac{z}{L} \right) = \frac{\exp \left(\beta \frac{z}{L} \right) - 1}{\exp(\beta) - 1}$$

$$\text{en } \beta = \frac{c_o \rho_o v_z L}{K}$$

β is een dimensieloze parameter, negatief of positief, afhankelijk van de richting van de verticale vloeistofcomponent v_z .

') Uitgewerkt door: U.S. Geological Survey Arlington, Virginia (Bredehoeft and Papadopoulos, 1965).

De oplossing van vergelijking (12), waaruit v_z kan worden berekend, geschiedt grafisch met behulp van de zg. "Type-curve" procedure. Een set type-curven is weergegeven in fig. 6, uitgezet van $f(\beta, \frac{z}{L})$ tegen $\frac{z}{L}$ voor verschillende waarden van β .

Uit de gemeten temperaturen T_o , T_L en afstand L wordt voor verschillende T_z en z waarden een grafiek

$\frac{T_z - T_o}{T_L - T_o}$ tegen $\frac{z}{L}$ geconstrueerd op de zelfde schaal als de type curven.

Deze grafiek wordt vervolgens vergeleken met de type-curven zodanig, dat de coördinate-assen op elkaar vallen. De waarde voor β wordt gegeven door die type-curve, welke het meest overeenkomt met de grafiek.

De stroomsnelheid kan nu worden berekend uit de verhouding

$$v_z = \frac{K \beta}{c_o \rho_o L} \quad (13)$$

De kleinste stroomsnelheid, welke nog kan worden waargenomen, is ca 1 mm/etm.

b. Stroomsnelheidsberekening onder invloed van de insolatie. ')

Hieronder wordt een nieuwe methode besproken aan de hand waarvan snelheidsberekeningen kunnen worden uitgevoerd in het bovenste, door de jaarlijkse temperatuurgang beïnvloede gedeelte van de bodem.

Een gewijzigde vorm van vergelijking (6) dient als uitgangspunt bij de berekening.

$$\frac{\partial^2 T_z}{\partial z^2} - \frac{c_o \rho_o v_z}{K} \frac{\partial T_z}{\partial z} = n z \nu_o e^{iA} e^{-nz} \quad (14)$$

waar $n = (1+i)b$; $A = \omega t$ en ν_o = amplitude van de jaarlijkse temperatuurgolf ter hoogte van de bovenste temperatuurwaarneming.

') Uitgewerkt door: I. Csikós, Koninklijke Nederlandse Meteorologische Instituut, De Bilt. (Publicatie in voorbereiding).

Indien

$$M = \frac{c_o \rho_o v_z}{K} \quad (14a)$$

$$N = n.z. \psi_o e^{iA}$$

dan volgt na substitutie de vereenvoudigde vorm van vergelijking (14),

$$\frac{\partial^2 T_z}{\partial z^2} - M \frac{\partial T_z}{\partial z} = N e^{-nz}$$

waar b , ψ_o , A , en M zijn nader te bepalen coëfficiënten.

Hierbij werd aangenomen, dat de temperatuur in de ondergrond dieper dan ca. 1,5 m - m.v. constant blijft gedurende de meetperiode.

De oplossing van vergelijking (14) voor de randvoorwaarden

$$T_z = T_o \quad \text{op } z=0$$

$$T_z = T_L \quad \text{op } z=L \quad \text{is:}$$

$$\frac{T_z - T_o}{T_L - T_o} = (1 + pu_L - rw_L)s - pu + rw \quad (15)$$

waarbij

$$p = \frac{\psi_o}{T_L - T_o} \frac{2b^2 + bM}{(b+M)^2 + b^2}$$

$$r = \frac{\psi_o}{T_L - T_o} \frac{bM}{(b+M)^2 + b^2}$$

$$s = \frac{e^{Mz} - 1}{e^{ML} - 1}$$

$$u_L = \cos A - e^{-bL} \cos(A - bL)$$

$$w_L = \sin A - e^{-bL} \sin(A - bL)$$

$$u = \cos A - e^{-bz} \cos(A - bz)$$

$$w = \sin A - e^{-bz} \sin(A - bz)$$

T_z = temperatuur op een willekeurige diepte

T_o = bovenste temperatuurmeting

T_L = onderste temperatuurmeting

L = verticale afstand tussen T_o en T_L

De oplossing van vergelijking (15) wordt gebaseerd op de aanname, dat de normale (ongestoorde) verticale temperatuurgradiënt bekend is in een bepaald gebied, waarin verticale grondwaterstromingen optreden.

Uitgaande van de normale (berekende of gemeten) verticale temperatuurgradiënt krijgt men

$$M = \frac{\xi_0 \cdot c_0}{K} v_z = 0, \text{ daar } v_z = 0$$

In dit geval kunnen de coëfficiënten b , ψ_0 en A uit vergelijking (15) worden berekend.

Is het verticale temperatuurverloop door grondwaterstromingen beïnvloed ($v_z \neq 0$), dan kan m.b.v. de reeds bepaalde coëfficiënten b , ψ_0 , A en uit de gemeten anormale temperatuurgradiënt de daarbij behorende coëfficiënt M worden berekend.

De stroomsnelheid volgt nu uit formule (14a)

$$v_z = \frac{K}{C_0 \xi_0} M$$

De betrouwbaarheid van deze methode is sterk afhankelijk van de nauwkeurigheid, waarmede de coëfficiënt ψ_0 kan worden bepaald. Beschikt men niet over voldoende bodemklimatologische waarnemingen van het betrokken gebied, dan moet ψ_0 uit een gemeten normale T-z curve worden berekend. Eventuele zwakke kwelstromingen, welke aan de hand van de curve niet als zodanig kunnen worden geïdentificeerd, kunnen bij de berekening tot een foutieve ψ_0 -waarde leiden en daarmee de nauwkeurigheid van de snelheidsberekening ongunstig beïnvloeden.

Een verdere ontwikkeling van deze methode is thans in studie.

Vooralsnog moet rekening worden gehouden met een onnauwkeurigheid van $\pm 4\%$ bij zeer grote snelheden oplopend tot $\pm 15\%$ bij lage snelheden.

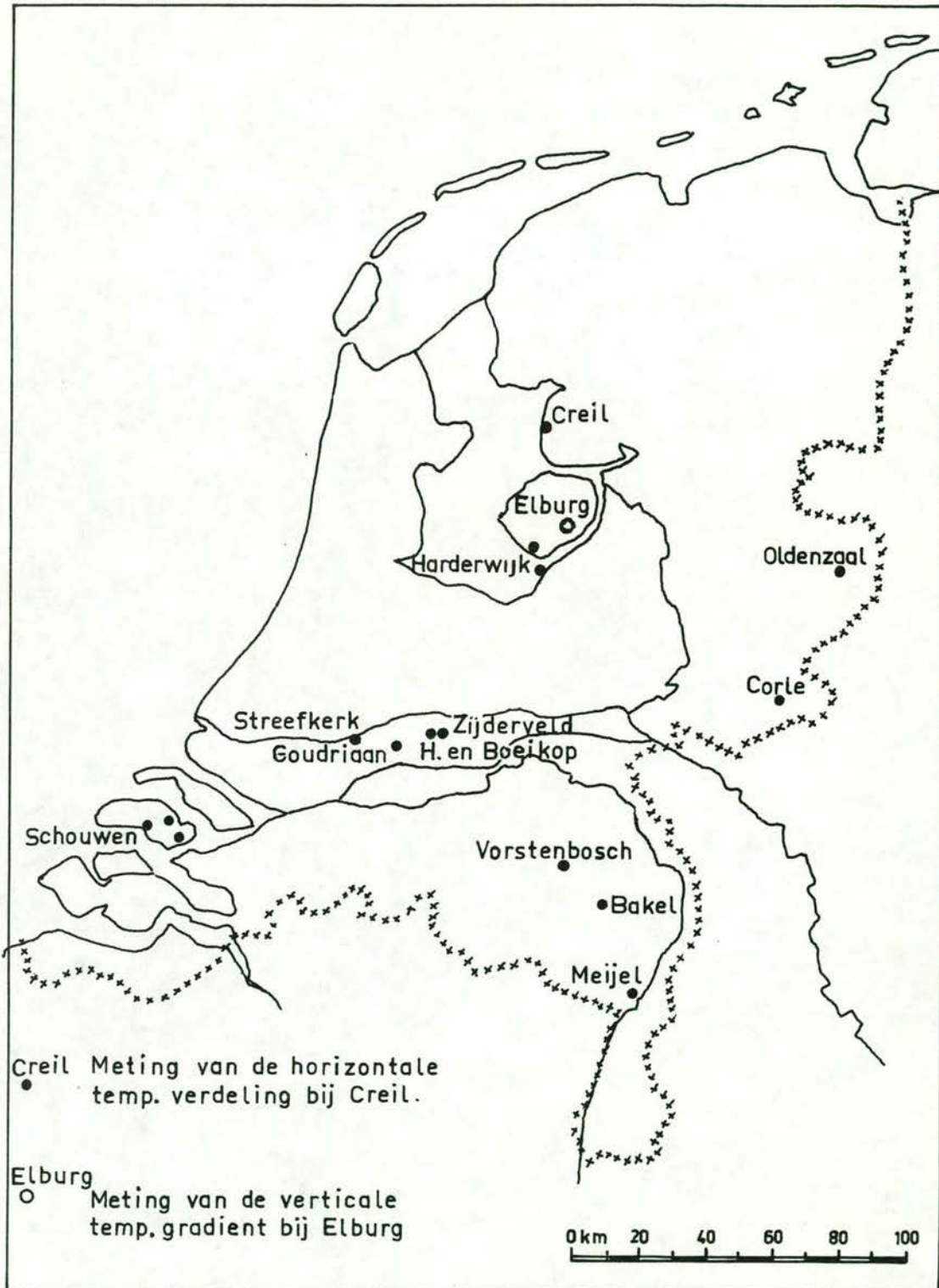


Fig.7. Overzicht van het uitgevoerde onderzoek.

IV. DE RESULTATEN VAN HET ONDERZOEK

IV.1. Beschrijving der metingen

Hieronder zal een overzicht worden gegeven van onderzoeken, welke werden uitgevoerd ter bepaling van de horizontale temperatuurverdeling op 1,5 m diepte alsmede de verticale temperatuurgradiënt in filterstijgbuizen. Op de kaart van fig. 7 zijn de plaatsen weergegeven, waar temperatuurmetingen plaats vonden.

A. Horizontale temperatuurverdeling

Meting van de horizontale temperatuurverdeling werd verricht:

1. in verband met problemen betreffende ondiepe en matig diepe kwel
2. ter localisatie van breuken.

a. Temperatuurmetingen betreffende ondiepe en matig diepe kwel

In dit verband werden temperatuurmetingen uitgevoerd in de volgende gebieden.

1. In het donkengebied bij Streefkerk (Alblasserwaard) werden van 29 september tot 9 oktober 1964 ca 260 temperatuurmetingen uitgevoerd. De metingen, verdeeld over een oppervlakte van ca 14 ha, werden hoofdzakelijk in sloten op en rondom reeds bekende kwelplaatsen geprojecteerd.

In de periode van 25 maart tot 2 april 1965 werden de metingen herhaald en uitgebreid tot ca 700.

De voornaamste resultaten zijn weergegeven in de isothermenkaart van bijlage 1.

Nagegaan werd, in hoeverre anomalieën met bekende kwelplekken kunnen worden gecorreleerd.

In bijlage 2 is een serie metingen van het verticale temperatuurverloop tot ca. 1,5 m beneden slootpeil weergegeven, welke zijn uitgevoerd op karakteristieke kwelplaatsen en kwelvrije grond.

In het temperatuurprofiel van bijlage 3.a. is een detailopname weergegeven, welke over een sterke kwelplaats werd uitgevoerd.

2. Begin oktober 1964 werden ca 200 metingen uitgevoerd op Schouwen-Duiveland bij Brouwershaven, Zonnemaire en Serooskerke op plaatsen, waar een kwelkaart van de Deltadienst sterke contrasten in kwelintensiteit aangeeft.
Alleen de temperatuurmetingen bij Brouwershaven zijn weergegeven (kaart van bijlage 4).
3. Naar aanleiding van een kwelkaart uit de literatuur (Sieben, van der Molen, 1952), werd op 30 oktober 1964 in de Noordoostpolder bij Creil een temperatuurprofiel gelegd loodrecht op de IJsselmeerdijk.
Het profiel is ca 1 km lang en bevat 10 metingen (bijl. 5).
4. Een aantal profielen werd gelegd over een verzande fossiele riviergeul (zandbaan) in de Betuwe resp. bij Zijderveld op 21-9-'64, 2-4-'65 en 22-9-'65 (bijl. 6) en bij Hei- en Boeikop op 28-8-'65 (bijl. 7) teneinde kwelplaatsen over de zandbaan te localiseren.
5. In de Alblasserwaard bij Goudriaan werd op 28-9-'64 langs een boezemdijk een ca 4 km lang profiel geprojecteerd. Het doel was om doorlatende dijkgedeelten, waar boezemwater kan ontsnappen, op te sporen.
De metingen werden op 2-4-'65 herhaald (bijl. 3.b.).
6. Twee temperatuurprofielen werden gelegd in de omgeving van Harderwijk, waarvan één loodrecht op de Knardijk in de Oostelijke Flevopolder op 16-3-'67 en één loodrecht op de kust in het toekomstige randmeer van Zuidelijk Flevoland op 14-4-'67 (situatiekaart, bijl. 8; profielen, bijl. 9.).
Nagegaan werd, hoeverre kwel kan optreden door de afwezigheid van een diepere kleilaag.

b. Temperatuurmetingen ter localisering van breuken

1. Een gedeelte van de temperatuurmetingen van Van den Bouwhuysen over een bekende breukzone in de Achterhoek (1931) werden herhaald om na te gaan hoeverre zijn metingen reproduceerbaar zijn. De metingen vonden plaats op 25-5-'65 en zijn weergegeven op bijl. 10.

2. Temperatuurmetingen werden uitgevoerd op 1-6-'65 over een bekende breuk bij Oldenzaal in Twente.
Nagegaan werd, in hoeverre het aldaar opgeperste steenzout van invloed is op de temperatuurverdeling op 1,5 m diepte (bijl. 11).
3. Drie temperatuurprofielen werden gelegd over de Peelrandbreuk, te weten bij Meyel op 3-5-'65 (bijl. 12), Bakel op 4-5-'65 (bijl. 13) en Vorstenbosch op 5-5-'65 (bijl. 14).

B. Verticale temperatuurgradiënt

In samenwerking met de Dienst der Zuiderzeewerken werd in Oostelijk Flevoland bij Elburg op 11 en 12 november 1965 in 16 filterstijgbuizen de verticale temperatuurgradiënt gemeten. De metingen werden op 20 en 21 april 1966 herhaald. Doel van dit onderzoek was om de grootte van de temperatuur-anomalieën op verschillende diepten ten gevolge van diepe kwel door hiaten in een diepere kleilaag na te gaan. De resultaten zijn weergegeven op de bijlagen 15 t/m 30.

IV.2. B e s p r e k i n g v a n d e u i t k o m s t e n

A. Meting van de horizontale temperatuurverdeling betreffende ondiepe en matig diepe kwel

a. Temperatuurmetingen bij Streefkerk, Alblasserwaard

De eerste metingen om de invloed van kwel op de horizontale temperatuurverdeling op geringe diepte te velde te onderzoeken vonden plaats in de omgeving van Streefkerk in de Alblasserwaard.

Het onderzoekgebied ligt even ten Zuidwesten van genoemde plaats, en vormt een deel van een reeks geheel of ten dele afgegraven donken.

Deze jong-pleistocene (of oud holocene) zandlichamen vormen abrupte lithologische onderbrekingen in het doorgaans goed afsluitende, ca 10-12 m dikke holocene klei - veen dek.

Het was reeds vanouds bekend, dat sterke kwelstromingen optreden langs de afgravingen en aan de rand van de donken



Fig.8. Karakteristieke kwelplaats.



Fig.9. "Close-up" van Fig.8.

(Vink, 1926). Vele kwelplekken zijn aan de hand van oppervlakteverschijnselen goed waarneembaar (zinkwallen, karakteristieke begroeiing, aanslag van ijzeroxide).

Op de foto van fig. 8 is een karakteristieke kwelplaats weergegeven. De stroming is zo sterk, dat de sloot ten gevolge van de voortdurende wegzakking van het talud niet opgehouden kan worden. De omvang van de kwelplaats wordt eveneens gemarkeerd door de overdadige begroeiing.

Fig. 9 is een "close-up" van dezelfde kwelplaats. Het kwelwater wordt in de met modder gevulde sloot in smalle meanderende stroompjes afgevoerd.

Uit de temperatuurmetingen van zowel de zomer- als de winteropname werden afzonderlijke temperatuurkaarten vervaardigd, waarop de isothermen met een interval van $0,5^{\circ}\text{C}$ werden ingetekend. Beide kaarten zijn in bijlage 1 naast elkaar weergegeven.

Uit een analyse van temperatuurmetingen in kwelvrije grond werd het gemiddelde normale zomermaximum en winterminimum op de waarnemingsdiepte berekend op resp. $12,4^{\circ}\text{C}$ en $7,7^{\circ}\text{C}$. In een welput werd de temperatuur van het oorspronkelijke kwelwater gemeten. Deze bedroeg op 12 m diepte $10,4^{\circ}\text{C}$. De zelfde waarde werd gevonden door extrapolatie van de verticale temperatuurgradiënt, welke werd gemeten tot 1,5 m beneden slootpeil op een sterke kwelplaats (zie grafieken I(30-9-'64) en I(25-3-'65) op bijlage 2). De maximale afwijking bedraagt hieruit 2°C in de zomer en $2,7^{\circ}\text{C}$ in de winter.

Een vergelijking van de temperatuurkaarten met de reeds bekende kwelverdeling leert het volgende:

1. Een gedeelte van de maximale anomalieën op beide kaarten komt goed overeen met plaatsen waar de kwelverschijnselen duidelijk zichtbaar zijn.
2. Anomalieënmaxima van kleine omvang kunnen niet of slechts met moeite worden gecorreleerd met oppervlakteverschijnselen.
3. Zwakke of matige anomalieën corresponderen in het geheel niet met genoemde verschijnselen.

4. Het anomalieënbeeld op beide kaarten vertoont goede gelijkenis.

Het bovenste temperatuurprofiel van bijlage 3 is een detailopname over een bekende kwelplaats met een sterke doorstroming.

In het linker gedeelte van het profiel, waar normale temperaturen werden gemeten, is de sloot sterk modderig en de slootkant drassig; verschijnselen, welke karakteristiek zijn voor sterke kwelplaatsen. Het ontbreken van anomalieën echter wijst op de afwezigheid ter plaatse van een opwaartse waterbeweging van een dergelijke omvang. Een eventuele oorzaak van genoemde verschijnselen kan zijn een sterke afvoer van kwelwater en slib van het rechter gedeelte van het profiel en het slechte onderhoud van de sloot. Het rechter gedeelte van het temperatuurprofiel vertoont enkele maxima en minima, hetgeen wijst op de heterogeniteit van de kwel aldaar. De stippellijn werd getrokken om de juiste kwelverdeling beter te benaderen. Dit gedeelte van het profiel kan door visueel goed waarneembare oppervlakteverschijnselen als één sterke kwelplaats worden gekwalificeerd.

Betreffende de bruikbaarheid van temperatuurmetingen ter opsporing van kwelplaatsen met kwelwater van matig diepe oorsprong kunnen hieruit de volgende conclusies worden getrokken.

1. Sterke kwelplaatsen, welke met het blote oog kunnen worden waargenomen, kunnen ook als zodanig worden aangetoond door middel van temperatuurmetingen. De kwelplaatsen kunnen bovendien met deze methode veel meer gedetailleerd worden aangegeven (zie detailprofiel).
2. De temperatuurafwijking is mede afhankelijk van de kwelintensiteit. Derhalve kunnen ook minder sterke kwelplaatsen, of sterke kwelplaatsen met een kleinere omvang, waar anomalieën niet worden vergezeld door duidelijk waarneembare oppervlakteverschijnselen, met deze methode worden opgespoord.

Hierbij wordt er van uitgegaan, dat de temperatuur van het oorspronkelijke kwelwater in het gehele onderzoeksgebied de zelfde is.

3. Het onderzoek kan in de zomer- en in de winterperiode met evenveel succes worden uitgevoerd.

's Winters echter is de maximale anomalie iets groter. Door hogere buitenwaterstanden is de kwelintensiteit in deze periode ook hoger.

b. Temperatuurprofiel bij Goudriaan, Alblasserwaard

Het temperatuuronderzoek biedt mogelijkheden om doorlatende gedeelten van kanaal en boezemdijken, waar water kan ontsnappen, op te sporen. De temperatuur van het open water kan gedurende de periode van een jaar van 0°C tot meer dan 20°C variëren. De temperatuur van de bodem op 1,5 m diepte varieert over het algemeen van ca 7°C in de winter tot ca 14°C in de zomer. Dit kan anomalieën ten gevolge hebben ter plaatse van doorlatende dijkgedeelten. Deze methode werd reeds in Duitsland toegepast (Kappelmeyer, 1957).

Bij Goudriaan in de Alblasserwaard werd langs de buitenzijde van een boezemdijk een ca 4 km lang profiel geprojecteerd met het doel om bovengenoemde methode te beproeven.

Een gedeelte van de dijk rust op een zandige riviergeul. Verwacht kan worden, dat op die plaats onder de dijk kwel kan optreden.

Het temperatuurprofiel, dat weergegeven is in bijlage 3.b., bestaat uit een zomer- en een winteropname.

Aan de rechterzijde van het profiel wordt een duidelijke anomalie aangetroffen. In de zomer en winteropname werden aldaar resp. hogere en lagere waarden gemeten dan de normale bodemtemperatuur. Deze temperatuurafwijking wijst wellicht op kwellend boezemwater.

c. Temperatuurmetingen op Schouwen-Duiveland

Een serie temperatuurmetingen vonden plaats op Schouwen Duiveland om de invloed van ondiepe kwel op de horizontale temperatuurverdeling op 1,5 m diepte na te gaan.

Aan de hand van een recente kwelkaart van de Deltadienst werden drie onderzoekgebieden uitgekozen resp. bij Brouwershaven, Zonnemaire en Serooskerke, waar de kaart sterke

contrasten in kwelintensiteit aangeeft. De kwelkaart werd samengesteld uit gegevens van kwelmetingen. De metingen werden verricht met een apparaat, dat werd ontworpen door het I.C.W. te Wageningen voor directe kwelmetingen in sloten.

De lithologische opbouw van de bovenste lagen in genoemde gebieden is als volgt.

Aan de oppervlakte komt een ca 1-2 m dikke leemlaag voor. Het leemdek rust op een matig fijne tot matig grove zandlaag, welke in dit gebied de bovenste watervoerende laag vormt. De zandlaag wordt door de meeste sloten aangesneden.

Op de kaart van bijlage 4 is de temperatuurverdeling door middel van isothermen aangegeven, naast een indeling voor kwelintensiteitverschillen voor het gebied bij Brouwershaven.

Temperatuur-anomalieën van enige betekenis komen niet voor. Bij ca 90% van de metingen varieert de temperatuur van 12 tot 13°C, hetgeen als normaal kan worden beschouwd. Een overeenkomst tussen temperatuurverdeling en kwelintensiteit kan evenmin worden gevonden.

De geringe invloed van kwel op de temperatuur moet ongetwijfeld worden gezocht in de omstandigheid, dat de temperatuur van het kwelwater nagenoeg met die van de normale bodemtemperatuur op de waarnemingsdiepte overeenkomt (ondiepe kwel).

Evenwel kan worden verwacht, dat op plaatsen, waar matig diep of diep kwelwater naast ondiep kwelwater opstijgt, meetbare anomalieën kunnen worden gevonden.

De temperatuurmetingen bij Zonnemaire en Serooskerke zijn niet weergegeven, daar deze nog geringere onderlinge verschillen vertonen dan die in het besproken gebied.

d. Temperatuurprofiel bij Creil, N.O. Polder

In de omgeving van Creil in de Noordoostpolder werd in een sloot loodrecht op de IJsselmeerdijk een temperatuurprofiel van ca 1 km gelegd om na te gaan, in hoeverre de daar aanwezige zeer sterke dijkkwel van invloed is op de temperatuurverdeling (bijl.5).

Het kwelwater stroomt onder een ca 1 m dik leemdek in een zandlaag via drains in de sloot. De intensiteit van de stroming is het sterkst dicht bij de dijk en neemt landinwaarts geleidelijk af. Op ca 300 m van de dijk kan geen kwel meer worden waargenomen.

Het temperatuurprofiel vertoont geen anomalieën van betekenis. Dit kan mogelijk worden veroorzaakt doordat 1) de temperatuur van het kwelwater nagenoeg gelijk is aan de op de waarnemingsdiepte heersende normale bodemtemperatuur, 2) de meetperiode niet juist werd gekozen (zie grafiek van fig.3 voor 30 oktober). Uiteraard kunnen beide factoren hierbij van invloed zijn geweest.

e. Temperatuurprofielen bij Zijderveld, Betuwe.

Een drietal temperatuurprofielen werd gelegd over een holocene, verzande fossiele riviergeul bij Zijderveld. Het holocene klei-veen dek is hier ca 6-7 m dik, waarin de geul zich op de meeste plaatsen tot in de grove, pleistocene watervoerende laag heeft ingesneden. De geul is slechts door een ca 1 à 2 m dikke kleilaag afgedekt. Plaatselijk is het holocene zandlichaam door een meer of minder dunne kleilaag van de watervoerende laag gescheiden. De watervoerende laag staat in verbinding met de grote rivieren en wordt hoofdzakelijk door deze gevoed. Daar de waterstand in de rivieren doorgaans hoger is dan het polderpeil, kan op die plaatsen waar de deklaag dun is of ontbreekt (b.v. in sloten, welke de deklaag doorsnijden), kwel optreden.

De temperatuurmetingen van de profielen a en b werden resp. in de winter- en zomerperiode verricht in dezelfde ondiepe sloot, terwijl opname c een daaraan evenwijdige, in het weiland uitgevoerde zomeropname is.

In bijlage 6 zijn weergegeven achtereenvolgens de drie profielen, het lithologische profiel tussen slootbodem en waarnemingsdiepte, dat werd bepaald tijdens het inbrengen van de sonde, en een schematische voorstelling van het bodemprofiel tot de bovenzijde van de watervoerende laag, hetwelk is geconstrueerd uit het anomalieënbeeld en de lithologische opbouw van de bovenste 1,5 m.

In het winterprofiel kunnen duidelijk 2 temperatuurmaxima worden onderscheiden. De grootste daarvan is ca 2°C hoger dan de normale gemiddelde wintertemperatuur, hetgeen op de aanwezigheid van sterke kwel wijst.

Het bodemprofiel bij deze anomalie bestaat tot 1,5 m diepte onder de slootbodem uit zand. Aangenomen kan worden, dat de geul zich ter plaatse tot de pleistocene zanden heeft ingesneden (gefundeerde zandbaan).

Een aanzienlijk kleinere anomalie, ca $0,7^{\circ}\text{C}$, werd aangetroffen op een plaats, waar onder de slootbodem een ca 0,5-1,5 m dikke zandige kleilaag voorkomt.

Verondersteld wordt, dat de geul hier eveneens gefundeerd is, waardoor kwel optreedt. De doorstroming echter wordt geremd door de afdekkende kleilaag.

Het gedeelte van het profiel, waar de bodem tot 1,5 m diepte wel uit zand bestaat en waarbij geen temperatuur-anomalieën zijn waargenomen, kan worden gecorreleerd met de oeverwallen van de fossiele rivier. Deze rusten over het algemeen op klei- en veenlagen, welke het optreden van kwel belemmeren.

De zomeropname blijkt een spiegelbeeld te zijn van het winterprofiel. De bodem ter plaatse van de anomalieën is dan kouder dan de kwelvrije omgeving.

Tussen de zomer- en winteropname bestaat op de sterke kwelplaats een temperatuurverschil van ca $1,3^{\circ}\text{C}$. Dit wordt ongetwijfeld veroorzaakt door de invloed van de jaarlijkse temperatuurfluctuatie op de temperatuur van het oorspronkelijke kwelwater (ondiepe kwel, afkomstig van ca 6 m - m.v.).

Het temperatuurprofiel, dat in het weiland op ca 10 m afstand evenwijdig aan de kwelsloot is geprojecteerd, vertoont geen temperatuurafwijking ter hoogte van de grote anomalie in de sloot. Hieruit kan worden geconcludeerd, dat op het land geen kwel van betekenis kan optreden ten gevolge van de aanwezigheid van een ca 1-2 m dikke, goed afsluitende kleilaag. Het meeste kwelwater stroomt van de pleistocene watervoerende laag rechtstreeks naar de slo-ten.

Een duidelijke anomalie werd alleen op die plaats gevonden, waar een dwarsslotje het profiel snijdt.

f. Temperatuurprofiel bij Hei- en Boeikop

Een temperatuurprofiel werd geprojecteerd over dezelfde riviergeul op een plaats, waar de Geologische Dienst een gedetailleerde verkenning door middel van boringen heeft uitgevoerd. De temperatuurmetingen vonden plaats in een sloot op ca 5 m afstand van het geologische profiel. Beide profielen zijn in bijlage 7 weergegeven. Doel van het temperatuuronderzoek was om na te gaan, in hoeverre een in het geologische profiel aangetroffen diepere kleilens van invloed is op de kwelverdeling. Het gedeelte van het temperatuurprofiel boven de geul vertoont verschillende maxima en minima. Uit een vergelijking van het anomalieënbeeld met de contouren van het kleidek blijkt, dat temperatuurminima samenvallen met gedeelten van het profiel, waar het geulzand door de sloot wordt ontsloten, of slechts dunne resten van het kleidek zijn overgebleven. Het is dan ook te verwachten, dat de meeste kwel op die plaatsen in de sloot terecht komt, waar het bodemprofiel relatief goed doorlatend is. De aanwezigheid van de diepere kleilens blijkt geen invloed te hebben op de kwelverdeling. Het is echter wellicht mogelijk, dat de kleilens een aanzienlijk kleinere omvang heeft dan in het geologische profiel is weergegeven. Het verrichten van temperatuurmetingen over fossiele geulen is niet alleen van belang voor een hydrologisch onderzoek. Deze methode kan in bepaalde gevallen ook worden toegepast bij een geologische verkenning van geulen. De nauwkeurige bepaling van de kwelverdeling over een geul kan een inzicht verschaffen betreffende de lithologische opbouw van de geul. Hierdoor kan een beter gericht boorprogramma worden opgesteld, dat wellicht tot kostenbesparing kan leiden.

g. Temperatuurmetingen bij Harderwijk

Twee temperatuurprofielen werden geprojecteerd in de omgeving van Harderwijk om na te gaan in hoeverre kwel kan optreden door de afwezigheid van een goed afsluitende diepere kleilaag (Eemklei).

De algemene geo-hydrologische situatie in het oostelijke randgebied van het IJsselmeer is gegeven op bijlage 15. Op de situatiekaart zijn de locaties van beide profielen aangegeven (bijl.8).

Profiel a werd gemeten in het toekomstige randmeer van Zuidelijk Flevoland in de periode vlak voor de afsluiting van de ringdijk (bijl.9a). Het temperatuurverloop vertoont een gelijdelijke daling van links naar rechts langs het profiel. De steeds toenemende diepte van het water bij een constant blijvende waarnemingsdiepte t.o.v. het waterniveau is hiervan de oorzaak. Een afwijking bij de meetpunten 1 en 11 is ontstaan doordat de sonde niet tot de waarnemingsdiepte kon worden ingebracht. Anomalieën, welke zouden wijzen op kwel, zijn niet gevonden. Het ontbreken van een drukhoogteverschil tussen diep en ondiep grondwater ten gevolge van de natuurlijke waterstand in het meer is er wellicht de oorzaak van, dat sterkere kwelstromingen ontbreken, welke duidelijke anomalieën te weeg zouden kunnen brengen.

Het ligt in de bedoeling om de metingen na de droogmaking van de polder te herhalen om na te gaan, welke veranderingen in de temperatuurverdeling optreden ten gevolge van de gewijzigde situatie.

Profiel b werd loodrecht op de Knardijk in dat gedeelte van de Oostelijke Flevopolder gemeten, waar het ca 2 à 3 m dikke kleidek intact is gebleven doordat nochtans geen sloten zijn gegraven (bijl.9b).

Het temperatuurverloop wijst niet op de aanwezigheid van kwel, ongetwijfeld door een goede afsluitende werking van het kleidek.

De gemeten temperatuurverschillen kunnen zijn veroorzaakt door oppervlakteeffecten (verschil in begroeiing).

Bijlage 9c geeft een inzicht betreffende het verticale temperatuurverloop in het kleidek ten tijde van de metingen.

B. Meting van de horizontale temperatuurverdeling ter localisering van breuken

a. Temperatuurprofiel bij Corle, Achterhoek

Van den Bouwhuyzen (1931, 1934) heeft bij Corle in de Achterhoek over een bekende breuk aanmerkelijke temperatuur-anomalieën op 1,5 m - m.v. gevonden. De maximale afwijking bedroeg daarbij ca 4,5°C.

De metingen van een profiel, waar de grootste afwijkingen zijn gevonden, werden herhaald om na te gaan in hoeverre zijn resultaten reproduceerbaar zijn.

In bijlage 10 zijn beide profielen naast elkaar weergegeven.

De profielen vertonen in het geheel geen overeenkomst. De oorzaak hiervan is niet geheel duidelijk.

De anomalieënschreef hij toe aan verschillen in warmtegeleidingsvermogens van dieper gelegen gesteenten aan weerskanten van de breuk. Dit is uit theoretische overwegingen, gebaseerd op de huidige kennis van de thermische eigenschappen van de gesteenten, niet mogelijk (zie par. II sub C). Anomalieën van deze grootte kunnen alleen door een diepe, langs de breuk opstijgende waterstroom, of door extreme oppervlaktecondities worden veroorzaakt.

De meest waarschijnlijke verklaringen voor de slechte overeenkomst tussen de besproken profielen zijn als volgt.

1. Grote verschillen in de thermische toestand van de oppervlakte ten tijde van de twee opnamen (droge en warme of natte en koele zomer).
2. Door een verbetering van de ontwatering na de eerste meetperiode kan de invloed van een eventuele diepe kwel zijn weggevallen.

b. Temperatuurprofiel bij Oldenzaal, Twente

Bijlage 11 geeft de horizontale temperatuurverdeling langs een over een bekende breuk (Gronau-overschuiving) geprojecteerd temperatuurprofiel.

De gemeten temperatuurverschillen zijn te gering om daaruit conclusies te kunnen trekken omtrent het verband tussen deze verschillen en de breuk c.q. de daaraan verbonden

zout-diapyr. Temperatuurafwijkingen van de zelfde orde van grootte kunnen eveneens optreden door diverse oppervlakte-invloeden.

c. Temperatuurprofielen over de Peelrandbreuk

Drie temperatuurprofielen werden geprojecteerd over de Peelrandbreuk op plaatsen, waar duidelijke oppervlakteverschijnselen wijzen op de aanwezigheid van kwel langs het breukvlak.

Nagegaan werd, in hoeverre het opstijgend water van invloed is op de horizontale temperatuurverdeling.

Bij profiel Meyel (bijlage 12) wordt de breuk gemarkeerd door een ca 2 m hoge stijrand. Onder de stijrand is het terrein zeer vochtig, ook in een droge periode.

Op 20 m afstand van de stijrand werd een anomalie van ca 2°C gevonden. De anomalie wordt ongetwijfeld veroorzaakt door een sterke kwelstroming uit het grove watervoerende pakket (form. van Veghel), dat langs de breuk scherp wordt begrensd door de fijne, weinig doorlatende zandafzettingen van de formatie van Twente.

Opmerkelijk is het grote temperatuurverschil (1°C) van de bodem op 1,5 m diepte in het bos en in het open veld. De voortplanting van de voorjaarswarmte wordt door de dichte begroeiing vertraagd.

De profielen Bakel (bijl.13) en Vorstenbos (bijl.14) vertonen vrijwel het zelfde anomalieënbeeld als dat van Meyel.

In beide profielen treedt een aanzienlijke temperatuurafwijking op boven de breuk. Deze afwijkingen zijn eveneens door kwel langs de breuk veroorzaakt.

C. Meting van de verticale temperatuurgradiënt

a. Onderzoek Oostelijk Flevoland

In Oostelijk Flevoland in de omgeving van Elburg werd in een zestiental filterstellingen in november '65 en in april '66 de verticale temperatuurgradiënt gemeten.

Het doel van de metingen was om na te gaan, welke invloed de daar aanwezige diepe kwelstroming heeft op de verticale

temperatuurverdeling. De geohydrologische situatie van het gebied wordt gegeven in bijl.15.

Het op de Veluwe infiltrerende regenwater stroomt ondergronds naar de polder toe. Het watervoerende pakket is door een ca 5 m dikke, goed afsluitende kleilaag van Eemien-ouderdom in twee etages verdeeld. Het ca 1 m dikke kleidek wordt door de meeste sloten doorsneden.

Doordat het polderpeil lager is dan het waterniveau op de Veluwe, komt een deel van het ondiepe grondwater als kwel in de sloten terecht. De kwelintensiteit neemt daarbij polderwaarts snel af.

Het diepe grondwater kan alleen op die plaatsen ontsnappen, waar hiaten zijn in de Eemklei. Een dergelijke onderbreking is de oorzaak van een sterke kwelstroming in het onderhavige gebied.

De Dienst der Zuiderzeewerken heeft ter plaatse een geohydrologisch onderzoek ingesteld, waarbij een veertiental boringen werden geprojecteerd. De boringen zijn als waarnemingsputten ingericht.

Bijlage 16 is een situatiedkaart van de omgeving van Elburg.

Bijlage 17 is een detailkaart, waarop de locaties van genoemde boringen en de daarin gevonden geologische situatie zijn aangegeven.

Bijlage 18 geeft beide opnamen van het verticale temperatuurverloop in boring 21C-62, welke op ca 2 km van het centrum van het onderzoeksgebied ligt.

In de bijlagen 19 t/m 25 zijn achtereenvolgens weergegeven de metingen van de verticale temperatuurgradiënt in de boringen 21C-66 t/m 74 en 27A-101 t/m 105.

In bijlage 26 zijn de meetresultaten in diepboring E2, gelegen vlak achter de dijk van het randmeer in Oostelijk Flevoland, weergegeven.

De metingen kunnen in vier typen worden ingedeeld (bijl. 27).

Type A: De metingen, uitgevoerd in boringen waar de Eemklei goed is ontwikkeld, behoren tot dit type.

Beneden de invloedssfeer van de jaarlijkse temperatuurvariatie neemt de temperatuur lineair met de diepte toe.

De gradiënt bedraagt ca. $0,025-0,03^{\circ}\text{C}$ per meter.

Het verticale temperatuurverloop wordt niet verstoord door kwelstromingen.

Type B: Bij dit type behoren metingen waar de Eemklei ontbreekt of slechts sporadisch aanwezig is.

De verticale temperatuurgradiënt dieper dan ca 10 m tot op de einddiepte van de boringen is nul. De op de zelfde diepte gemeten temperaturen bij de typen A en B vertonen sterke verschillen. Op 10 m diepte b.v. zijn verschillen van 1,5 tot 2°C gevonden. Deze afwijkingen wijzen op een sterke kwelstroming uit de diepere lagen. In boring 21C-68 b.v. werd een stroomsnelheid van ca. 40 mm/etm. berekend.

Door extrapolatie van de verticale gradiënt van type A kan de diepte worden gevonden waarop de temperatuur overeenkomt met de in type B gemeten anomale temperatuur. Deze diepte, welke voor de metingen van type B ca 80 m bedraagt, geeft een indicatie omtrent de lengte van het traject, dat het opstijgende water aflegt.

Type C: Type C, dat als een overgang kan worden beschouwd tussen de twee voorgaande typen, is karakteristiek voor een geologisch profiel, waarin de Eemklei ontbreekt, doch hoger in het profiel klei van andere ouderdom voorkomt. De temperatuurgradiënt op grotere diepte groeit asymptotisch naar de gradiënt van type B toe.

De kwelsnelheid is wellicht geringer dan bij type B door de aanwezigheid van de kleilaag. Een berekening is nog niet mogelijk daar de stroming niet zuiver vertikaal is.

Type D: Dit type komt wat de vorm van de temperatuurcurve betreft overeen met type B, alleen is de afwijking t.o.v. de normale temperatuurverloop aanzienlijk kleiner. Deze bedraagt op 10 m diepte ca. $0,8^{\circ}\text{C}$. De gradiënt beneden 10 m is zeer gering, hetgeen wijst op een sterke stroming. In de boring echter, waar deze situatie werd gevonden, is de Eemklei ca 4 m dik. Het lijkt uitgesloten, dat door deze kleilaag een sterke kwelstroom mogelijk is. Vermoedelijk is de boring dicht bij de rand van de Eemklei uitgevoerd. Langs de rand kan water opstijgen, dat van een

geringere diepte afkomstig is dan in het centrale gedeelte van het anomalieëngebied.

In de bijlagen 28 en 29 zijn enkele typen ter illustratie van de optredende anomalieën naast elkaar weergegeven.

Uit profiel I van bijlage 29 kan de optimale diepte worden gevonden, waarop een onderzoek naar de horizontale temperatuurverdeling bij een soortgelijk probleem kan worden uitgevoerd. Dit is voor de winterperiode tussen 1 en 2 m. Op grotere diepte neemt de anomalie weliswaar toe, echter ook de moeite om de sonde op diepte te brengen.

De zomerperiode biedt minder perspectieven. Op ca. 2 à 3 m diepte kunnen de grootste anomalieën worden verwacht. Daaronder nemen deze snel af. Op ca. 6 m is geen afwijking meer aanwezig.

In bijlage 30 is een temperatuurprofiel weergegeven, bestaande uit temperatuurmetingen op 1,5 m diepte beneden slootpeil.

In het centrale gedeelte van het gebied werd een anomalie van ca. 3°C gevonden.

In het westelijke gedeelte van het gebied (linkerzijde profiel) waar de Eemklei goed ontwikkeld is, zijn eveneens anomale temperaturen gevonden. De afvoer van het relatief warme kwelwater van het centrale gebied in deze richting is hiervan ongetwijfeld de oorzaak.

Samenvattend kunnen uit bovenstaande de volgende conclusies worden getrokken.

1. Metingen van het verticale temperatuurverloop in de bovenste aardlagen verschaffen de nodige gegevens voor de berekening van de stroomsnelheid en de diepte van oorsprong van het diepe kwelwater.
2. Door middel van temperatuurmetingen op geringe diepte kunnen hiaten in een diepe kleilaag worden opgespoord en nauwkeurig geкартеerd op plaatsen, waar kwelstroming door deze hiaten optreedt. Bij de beoordeling van anomale temperaturen moet daarbij grote voorzichtigheid worden betracht.

V. S A M E N V A T T I N G

In de jaren 1964-1967 werd door de Werkgroep Geo-elektrisch Onderzoek TNO een onderzoek ingesteld naar de toepassingsmogelijkheden voor de geo-thermische methode in Nederland.

De voornaamste conclusies kunnen als volgt worden samengevat.

1. Verticale grondwaterstromingen kunnen goed meetbare temperatuurafwijkingen in de bodem veroorzaken, afhankelijk van de temperatuur, de hoeveelheid en de snelheid van het bewegende water.
2. Door middel van temperatuurmetingen op een geringe constante diepte onder de oppervlakte kunnen kwelplaatsen nauwkeurig en snel worden gelocaliseerd. Uit de gemeten temperatuur-anomalieën kunnen kwelverdelingskaarten worden samengesteld, waarin ook relatieve kwelsnelheden kunnen worden weergegeven.
 - Kwelplaatsen, waarbij het kwelwater uit een geringe diepte afkomstig is (diepte \leq 3 m - waarnemingsdiepte) kunnen niet met deze methode worden aangetoond.
 - Het aantonen van breuken, spleten en hiaten in een hydrologisch afsluitende laag etc. is slechts mogelijk, indien daarlangs warmtetransport door verticale grondwaterstromingen plaats vindt.
 - De metingen dienen bij voorkeur in het vroege voorjaar of in de nazomer te worden verricht, daar in die perioden de grootste anomalieën kunnen worden verwacht.
3. Metingen van de verticale temperatuurgradiënt (b.v. in boorgaten) verschaffen de nodige gegevens voor de berekening van de stroomsnelheid en diepte van oorsprong van het kwelwater.

LIJST VAN BIJLAGEN

1. Temperatuurkaart Streefkerk, Alblasserwaard.
2. Verticaal temperatuurverloop op enige meetpunten bij Streefkerk.
- 3.a. Detailprofiel over kwelbaan bij Streefkerk.
b. Temperatuurprofiel langs boezemdijk bij Goudriaan, Alblasserwaard.
4. Temperatuurkaart Brouwershaven, Schouwen-Duiveland.
5. Temperatuurprofiel bij Creil, NO-Polder.
6. Temperatuurprofielen over zandbaan bij Zijderveld, Betuwe.
7. Temperatuurprofiel over zandbaan bij Hei- en Boeikop, Betuwe.
8. Situatie temperatuurprofielen O. Flevoland en Veluwemeer.
- 9.a. Temperatuurprofiel Veluwemeer.
b. Temperatuurprofiel O. Flevoland.
c. Vert. temperatuurverloop bij meetpunt 15 van bijlage 9.b.
10. Temperatuurprofiel over breuk bij Corle, Achterhoek.
11. Temperatuurprofiel over breuk bij Oldenzaal, Twente.
12. Temperatuurprofiel over Peelrandbreuk bij Meyel, Z. Limburg.
13. Temperatuurprofiel over Peelrandbreuk bij Bakel, N. Brabant.
14. Temperatuurprofiel over Peelrandbreuk bij Vorstenbosch, N. Brabant.
15. Schematische kwelsituatie bij Elburg.
16. Situatieschets bij temperatuuronderzoek Elburg, O. Flevoland.
17. Situatie waarnemingsputten Elburg, O. Flevoland.
18. Verticale temperatuurgradiënt in de boring 21C-62
19. Verticale temperatuurgradiënt in de boringen 21C-66 en 21C-67
20. Verticale temperatuurgradiënt in de boringen 21C-68 en 21C-69
21. Verticale temperatuurgradiënt in de boringen 21C-70 en 21C-71
22. Verticale temperatuurgradiënt in de boringen 21C-72 en 21C-73
23. Verticale temperatuurgradiënt in de boringen 21C-74 en 27A-101
24. Verticale temperatuurgradiënt in de boringen 27A-102 en 27A-103
25. Verticale temperatuurgradiënt in de boringen 27A-104 en 27A-105
26. Verticale temperatuurgradiënt in de boring 27A-E2
27. Kromme typen.
28. Profielen I en II (november 1965).
29. Profielen III (nov. 1965) en I (nov. 1965 en apr. 1966).
30. Temperatuurprofiel bij Elburg op 1,5 m beneden polderpeil.

N.B. De nrs. 1,6,7,12,13 en 14 zijn als losse bijlagen achterin toegevoegd.

LITERATUURLIJST

BANWELL, C.J.

Geothermal Drillholes, Physical Investigations.

BAUMEISTER, E.B.; BENNETT, C.O. (1958)

Fluid-particle heat transfer in packed beds.

Am. Inst. Chem. Engrs. J., 4, 69-74

BECK, A. (1955)

The stability of thermistors.

Journal of scientific instruments, vol. 33

BIRCH, F. (1954)

The present state of geothermal investigations.

Geophysics, vol. XIX, no.4

BOUWHUYSEN, J.N.A. van den (1931)

Meting van de horizontale temperatuurgradiënt over den zuidelijken rand van den horst bij Winterswijk. Proefschrift.

BOUWHUYSEN, van den (1934)

The thermocouple proves useful on a geophysical survey.

Engineering and Mining Journal 8, vol. 135

BRAAF, W. de; MAAS, W. (1952)

Temperature gradient in the South-Limburg coalfield.

Geol. Mijnh., 14

BULLARD, E.C. (1947)

The time necessary for a borehole to attain temperature equilibrium.

Monthly Notices Roy. Astron. Soc., Geophys. Suppl., 5, 127-130

BULLARD, E.C.; NIBLETT, E.R. (1951)

Terrestrial heat flow in England.

Mon. Not. Roy. Astr. Soc., Geophys. suppl., vol. 6

CHEBOTAREV, I.I. (1952)

Hydrological and thermal aspects of petroleum occurrence.

Bull. A.A.P.G., vol. 36, pp. 688-699

CLARK, H. (1941)

The effects of simple compression and wetting on the thermal conductivity of rocks.

Trans. A.G.U., part II, p. 543-544

CREUTZBURG, H. (1964)

Untersuchungen über den Wärmestrom der Erde in Westdeutschland.
Kali und Steinsalz, 4, H. 3.

DAM, I.C. van; RIDDER, N.A. de (1960)

Enige aspecten van het geo-hydrologisch onderzoek in zuidwest Nederland.
Geol. en Mijnb. 39, 11, 603-620

DONALDSON, I.G. (1962)

Temperature gradients in the upper layers of the Earth's crust due to
convective water flows.
J. Geophys. Res., 67, 3449-3459

DUIN, R.H.A. van (1956)

Over de invloed van grondbewerking op het transport van warmte, lucht en
water in de grond.
Versl. Lanb. Onderz. No.627

ELLIS, A.J.; WILSON, S.H. (1955)

The heat from the Wairakei-Taupo thermal region calculated from the
chloride output.
N.Z.J. Sci. Tech. B36, 6

GEIGER, R. (1950)

Das Klima der bodennahen Lufschicht.
Vieweg & Sohn, Braunschweig

GUYOD, H. (1946)

Temperature Well Logging.
Oil Weekly, 8, vol. 123

HÜCKEL, B.; KAPPELMEYER, O. (1965)

Geothermische Untersuchungen im Saarkarbon.
Zeitschrift der Deutschen Geologischen Gesellschaft, Jhg. 1965, bd. 117.

JEFFREYS, H. (1938)

The disturbance of the temperature gradient in the earth's crust by
inequalities of height.
Mon. Not. Roy. Astr. Soc., Geophys. Suppl., vol. 4, p. 309-312

JOLY, J. (1909)

Radioactivity and Geology
London

KAPPELMEYER, O. (1956)

The use of near surface temperature measurements for discovering anomalies due to causes at depths.

Presented at the tenth Meeting of the European Association of Exploration Geophysicists, Hamburg. Geoph. prosp. Vol. V, no. 3

KAPPELMEYER, O. (1959)

Temperaturfeldmessungen im Grubenbetrieb.

Kali und Steinsalz, Bl. 2, Heft 10.

KAPPELMEYER, O.; MUNDRY, E.; PSOTTA, M. (1963)

Vorausberechnung von Wittertemperaturen in trockenen Gruben.

Kali und Steinsalz, heft 11, Bd. 3

KERÄNEN, I. (1929)

Einführung in die Geophysik.

Bd. II, Wärme- und Temperaturverhältnisse der obersten Bodenschichten.

J. Springer, Berlin

LANDSBERG, H. (1946)

Note on the frequency distribution of geothermal gradients.

Trans. A.G.U., vol.27, p. 549-551

LAPWOOD, E.R. (1948)

Convection of a fluid in a porous medium.

Proc. Camb. Phil. Soc., 44, 508-521

LAUVERIER, H.A. (1954)

Mathematische problemen uit de warmtegeleidingstheorie.

Syllabus; Cursus v.h. Math. Centr.

LEE, W.H.K.; GORDON; McDONALD, J.F. (1963)

The global variation of terrestrial Heat Flow.

Journal of geological research vol. 68, no.24

LEE, W.H.K. (1965)

Terrestrial heat flow.

Geophysical Monograph Series, no.8

American Geophysical union, Washington, Publ. no.1288

LOVERING, T.S.; MORRIS, H.T. (1965)

Underground temperature and heat flow in the East Tintic district, Utah.

U.S. Geol. Surv. Profess. Paper 504-F

MONGELLI, F. (1961)

Contributi alla prospezione geotermica.

Boll. di Geof. Teor. ed Appl., Vol. 3, no. 12.

MUFTI, I. (1967)

Theoretische Untersuchungen zur Änderung des geothermischen Feldes bei der Einlagerung radioaktiver Abfälle im Salzgebirge.

BMwF-FB K 67-62

MUNDRY, E. (1964)

Zur Berechnung der Gebirgstemperaturen bei der Grubenbewetterung mit Anwendung zur Vorausbestimmung von Bohrlochtemperaturen.

Dissertation Clausthal

NEWSTEAD, G.N.; JAEGER, J.C. (1956)

The determination of underground water movements from measurements in drill holes.

The Engineer, London, 202, 76-78

OORSTRAND, C.E. van (1934)

Some possible applications of geothermics to geology.

A.A.P.G., Vol. 18, no.1

ORSTRAND, C.E. van (1935)

Normal geothermal gradient in the United States.

Bull. A.A.P.G., vol. 19, pp. 78-115

ORSTRAND, C.E. van (1937)

On the estimation of temperatures at moderate depths in the crust of the Earth.

Trans. A.G.U., Eighteenth Annual Meeting, p. 1-13

PAUL, M. (1935)

Über Messungen der Erdbodentemperaturen an Salzdomen.

Zeitschrift Geophysik, 11 Hft. 7/8.

PEERLKAMP, P.K. (1944)

Bodemmeteorologische onderzoekingen te Wageningen.

Med. Landb. Hogeschool, Wageningen 47-3

PITTS, E. and PRIESTLEY, P.T. (1961)

Constant sensitivity bridge for thermistor thermometers.

J. Sci. instrum., vol. 39

PODOLSKY, B. (1951)

A problem in heat conduction

J. Appl. Phys. 22.

RIJKOORT, P.J. (1960)

De natuurkundige grondbeginselen van de warmtehuishouding in de bodem.

Landbouwkundig Tijdschrift, 72ste jaargang no.2

ROBERTSON, E.C. and items (1966)

Properties of Thermistors used in geothermal investigations.

U.S. Geol. Survey Bulletin Dep. of the Interior, 1203-B,C

ROBSON, G.R.; WILLMORE, P.L. (1955)

Some Heat measurements in West Indian Soufrieres.

Bull. Volcanol. Ser. II, 17

SIEBEN, W.H. en VAN DER MOLEN, W.H. (1955)

De landbouwkundige betekenis en de kartering van de kwel in de Noord-

oostpolder. Van zee tot land, 12. Zwolle.

SKAW, C.M.; SWANSON, R.H. (1963)

An improved heat pulse velocity meter as an indicator of sap speed and transpiration.

J. Geophys. Res., 68

SOMERTON, W.H. (1958)

Some thermal characteristics of porous rocks.

Petroleum Trans., AIME, 213, 375-378

STALLMAN, R.W. (1960)

Notes on the use of temperature data for computing ground-water velocity.

Nancy, France, 6th Assembly on Hydraulics, Societe Hydrotechnique de

France, quest. 1, rapp. 3, p. 1-7, 1960. (also in Methods of Collecting and Interpreting Ground-Water Data, compiled by Ray Bentall, 1963,

U.S. Geol. Surv. Water-Supply Paper 1544-H

STALLMAN, R.W. (1965)

Steady one-dimensional fluid flow in a semi-infinite porous medium with sinusoidal surface temperature.

Journ. of Geophys. research, vol.70, no.12

SUZUKI, S. (1960)

Percolation measurements based on heat flow through soil with special reference to paddy fields.

Journal of geophysical research, vol. 65, no.9, pp. 2883-2885

THOMPSON, G.E.K.; BANWELL, C.J.; DAWSON, G.B.; DICKINSON, D.J. (1961)

Prospecting of hydrothermal areas by surface thermal surveys.

V.N. Conf. on New Sources of Energy, Rome Paper G 54

VINK, T. (1926)

De Lekstreek. Diss. Utrecht

WIJK, W.R. van (1963)

Physics of plant environment.

North Holland Publ. Comp., Amsterdam

WOODING, R.A. (1957)

Steady-state free thermal convection of liquid in a saturated permeable medium.

J. Fluid Mech., 2

WOODING, R.A. (1962)

Free convection of fluid in a vertical tube filled with porous material.

J. Fluid Mech., 13, 129-144

WOODING, R.A. (1963)

Convection in a saturated porous medium at large Rayleigh number or Péclet number.

J. Fluid Mech., 15, 527-544

WOODSIDE, W.; MESSMER, J.H. (1961)

Thermal conductivity of porous media, 2, Consolidated rocks.

J. Appl. Phys., 32, 1699-1706

YABUKI, K. (1951)

On the temperature of the ground and water in the percolating paddy field.

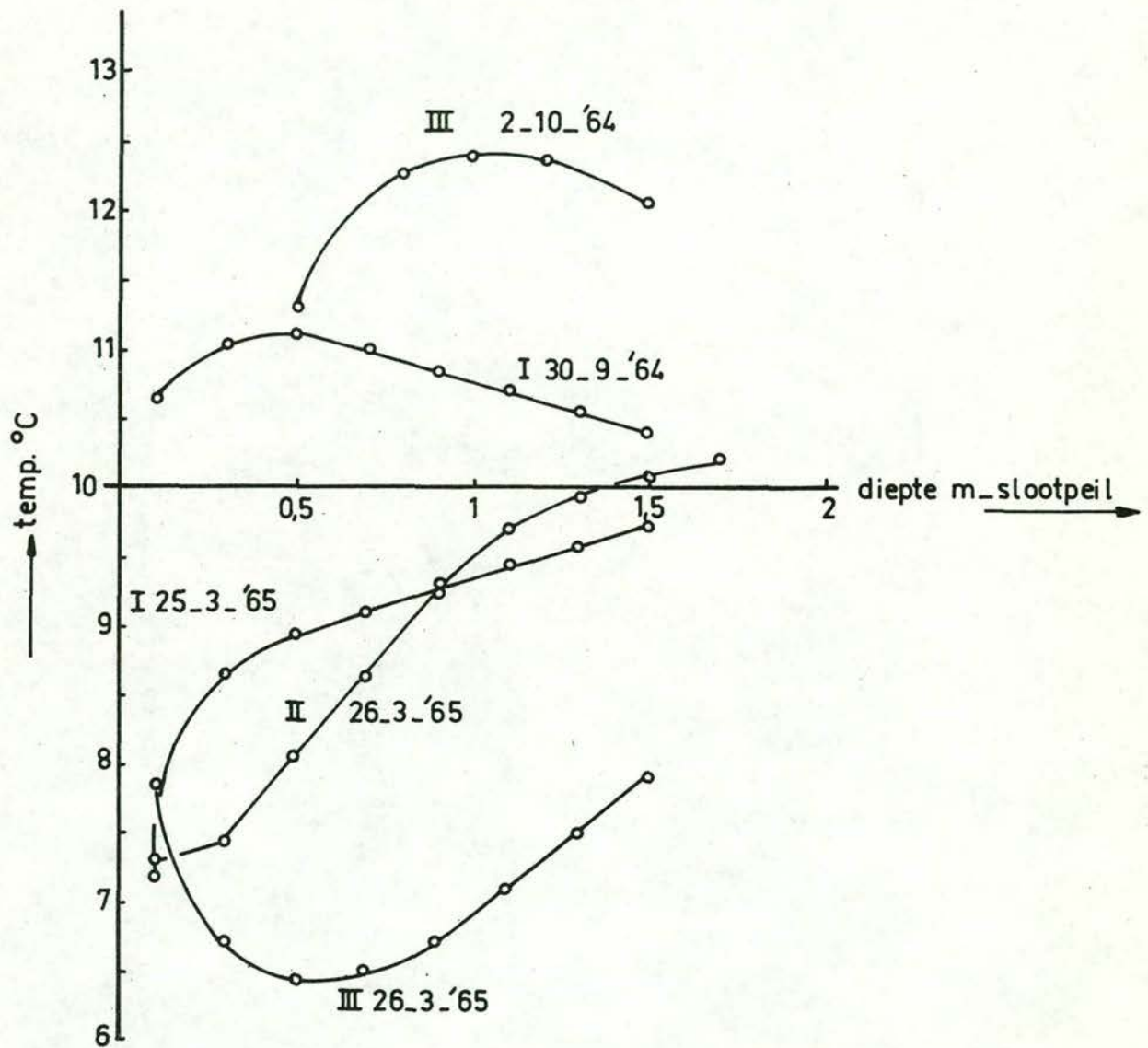
J. Agr. Meteorol., Tokyo, 7, p.13-14.

BREDEHOEFT, J.D.; PAPADOPULOS, I.S. (1965)

Rates of vertical groundwater movement estimated from the earth's thermal profile.

Water resources research; Vol. 1, No. 2.

Vert. temperatuurverloop op enige meetpunten
bij Streefkerk (Alblasserwaard)

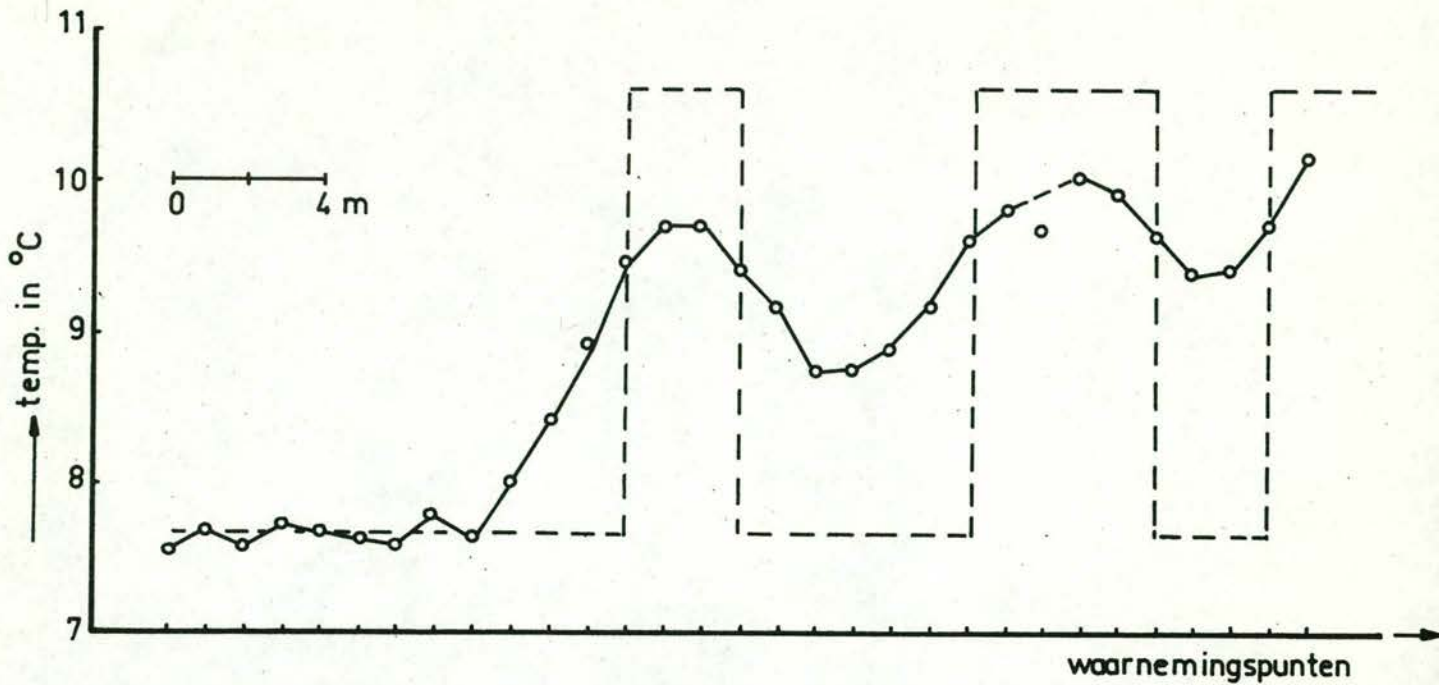


I meting op kwelplaats in zandgrond

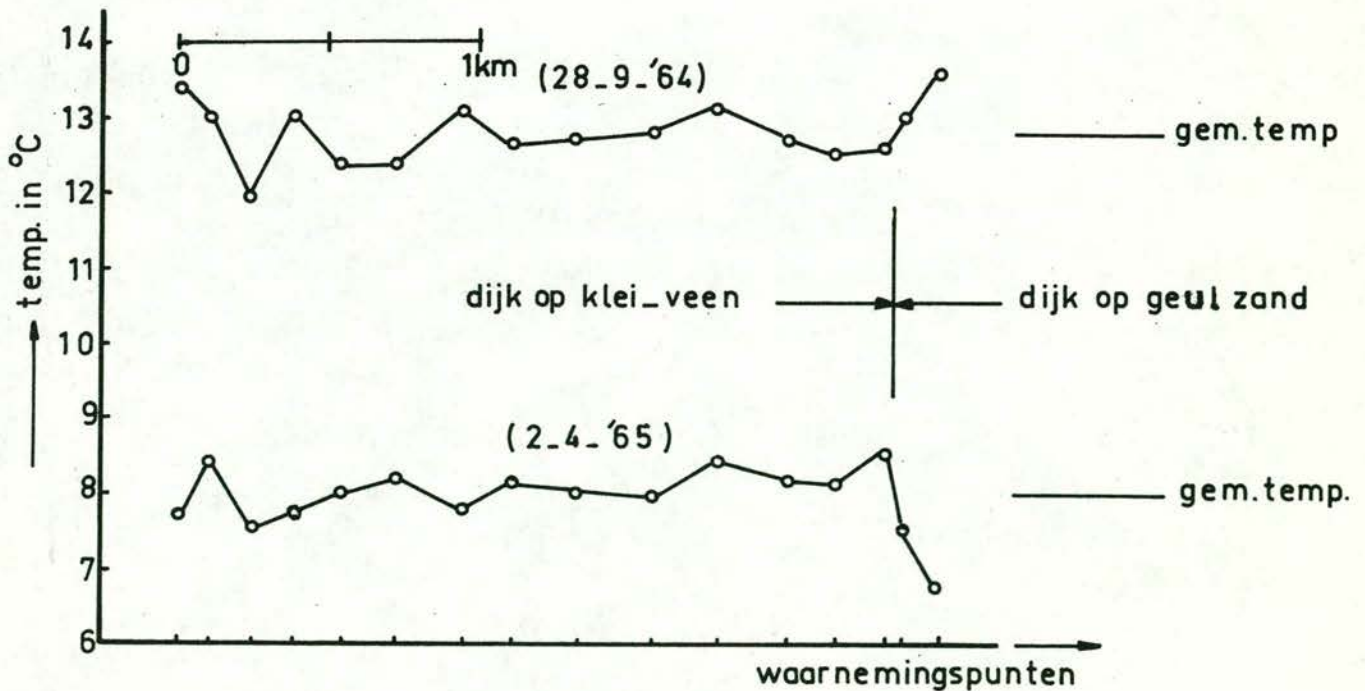
II meting op kwelplaats in veengrond

III meting in zware kleigrond
(geen kwel)

(voor locatie der metingen zie bijl. 1.)



a. Detailprofiel over kwelbaan bij Streefkerk (30_3_'65)
(voor locatie zie kaart van bijl.1, D.P)



b. Temperatuurprofiel langs boezemdijk bij Goudriaan

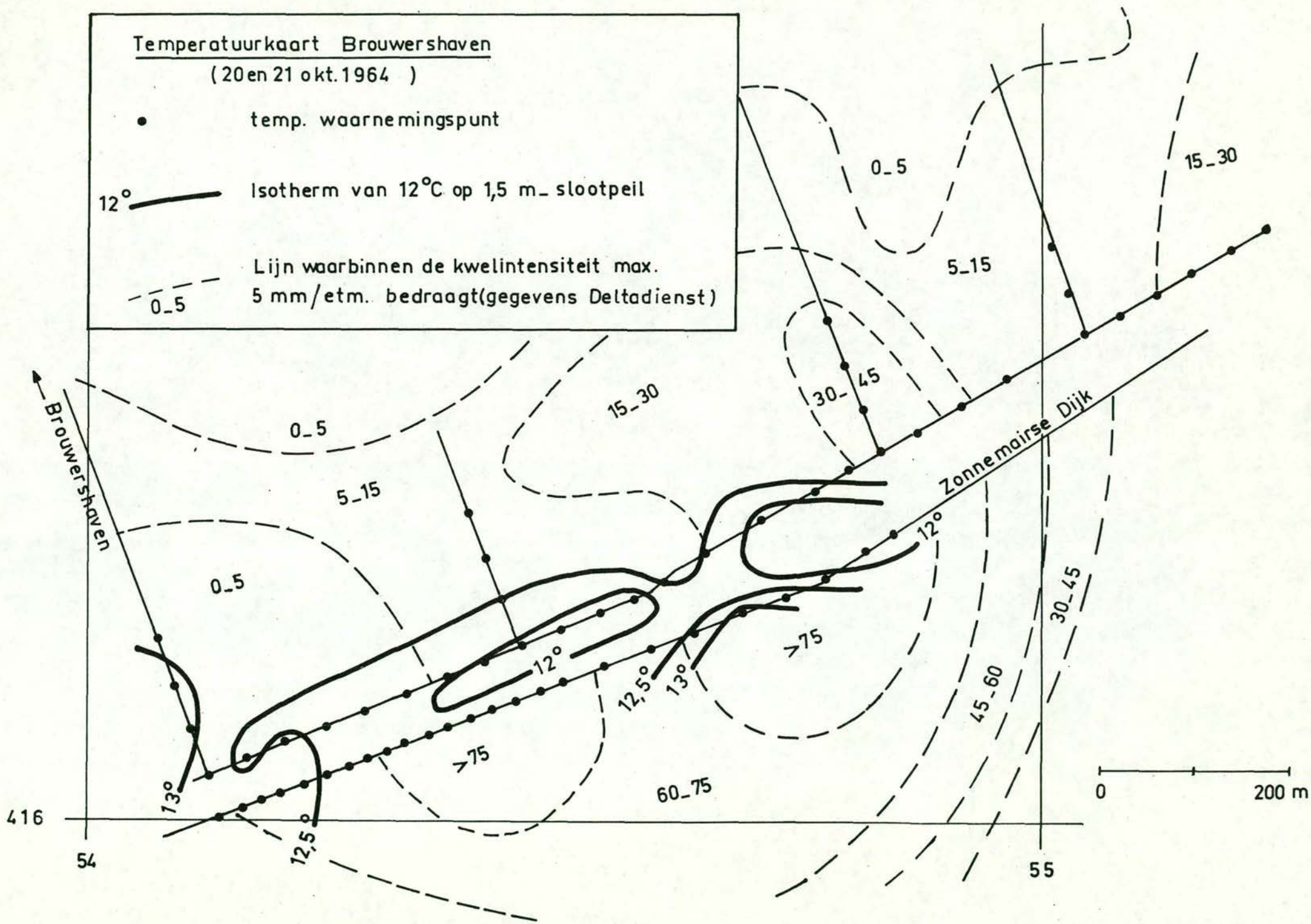
Temperatuurkaart Brouwershaven

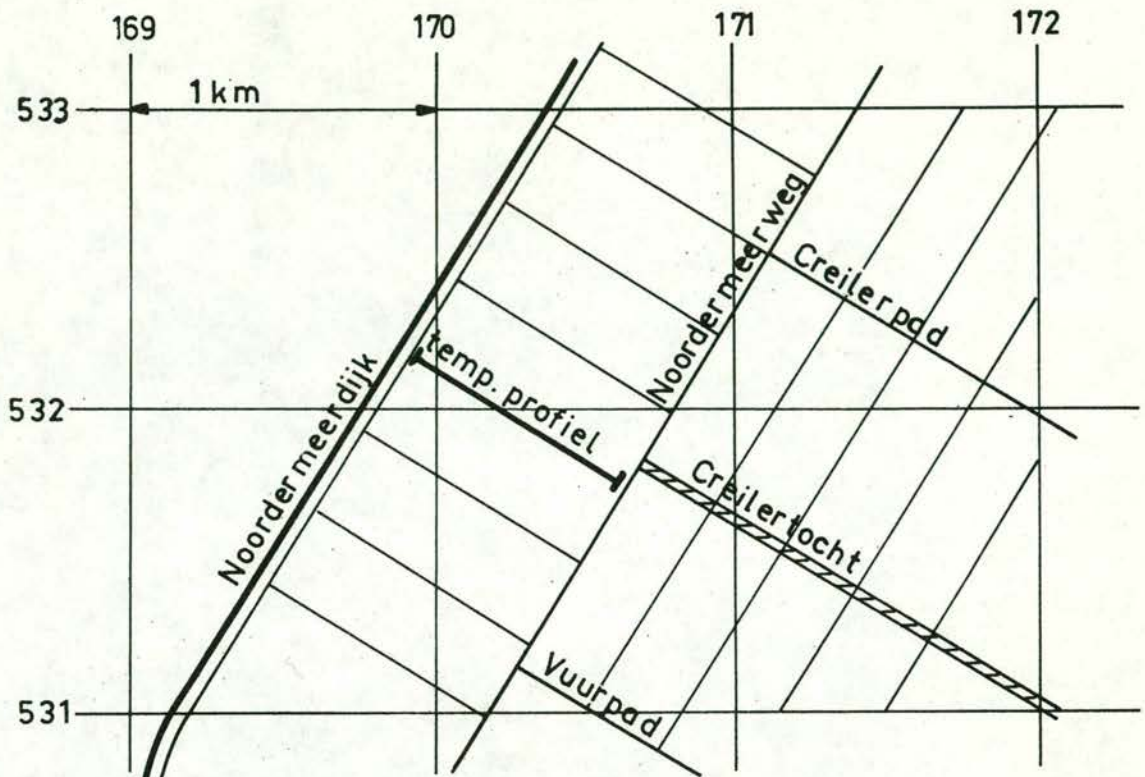
(20 en 21 okt. 1964)

• temp. waarnemingspunt

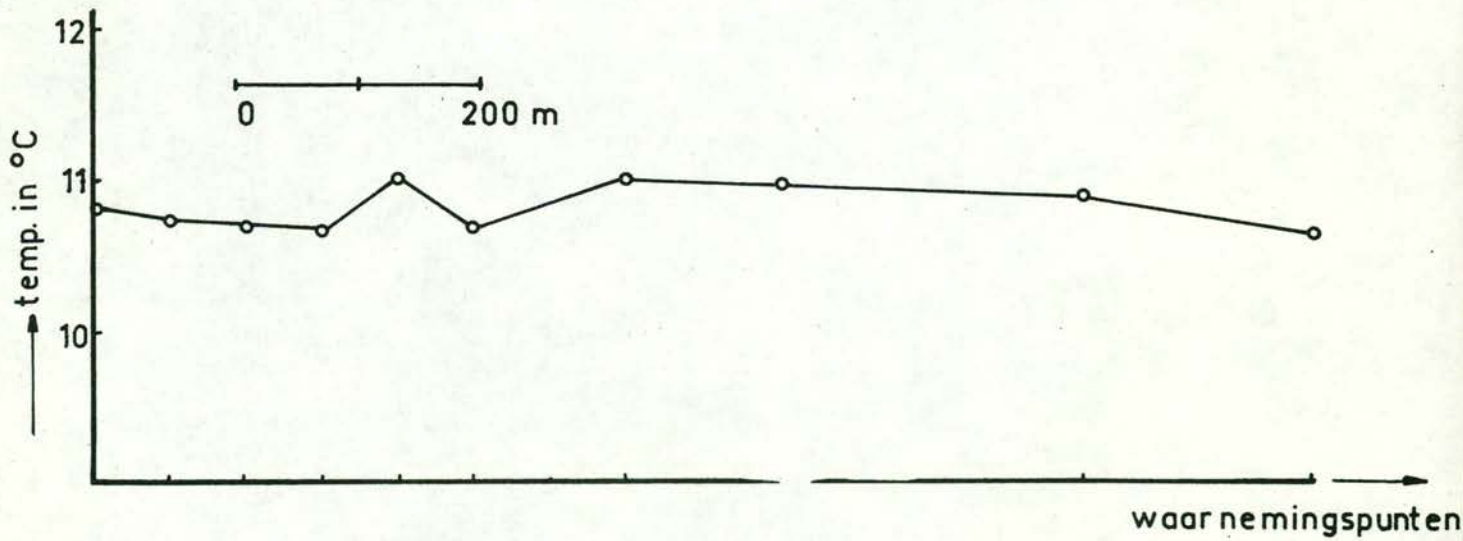
12° — Isotherm van 12°C op 1,5 m - slootpeil

- - - 0.5 Lijn waarbinnen de kwelintensiteit max. 5 mm/etm. bedraagt (gegevens Deltadienst)

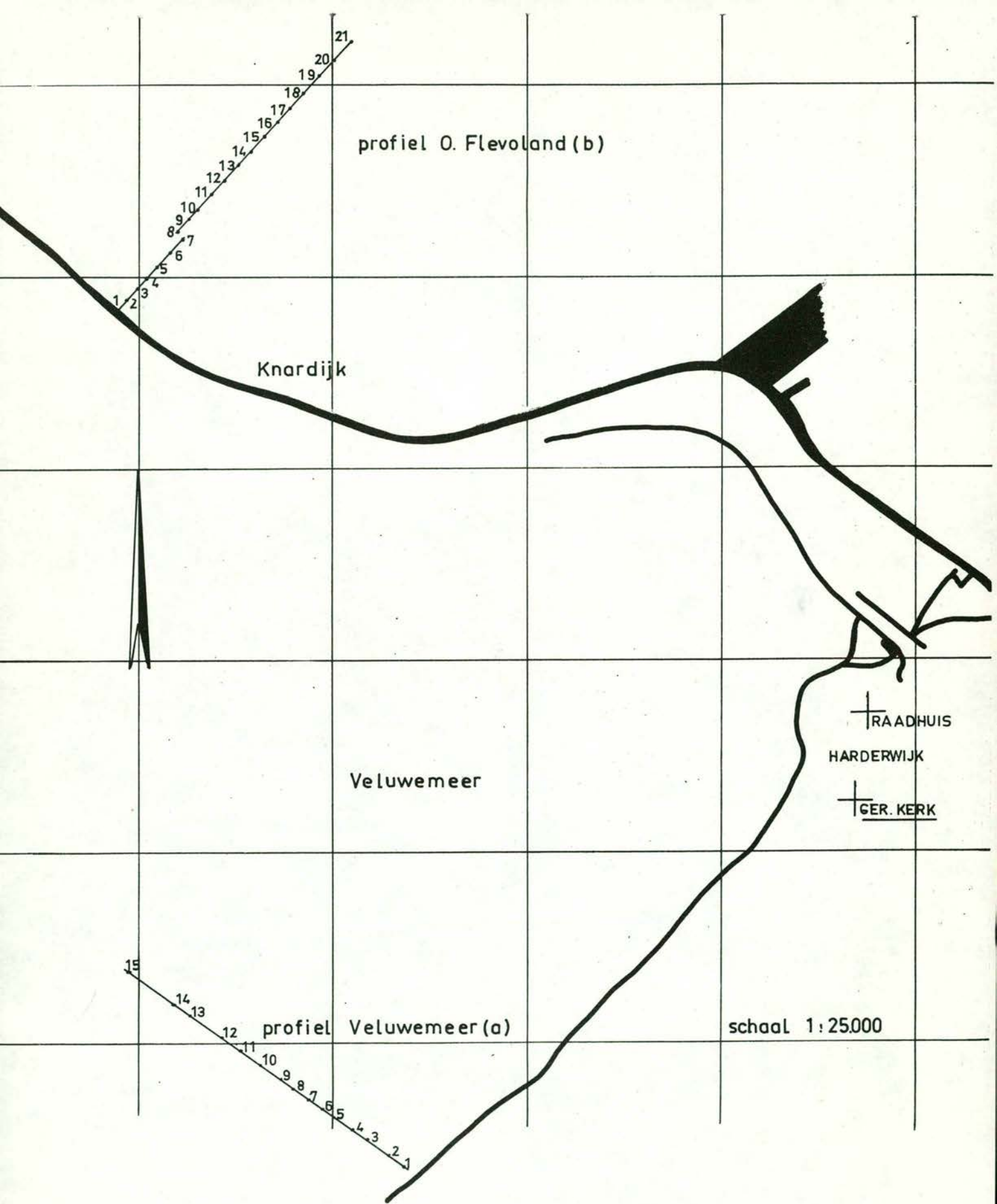




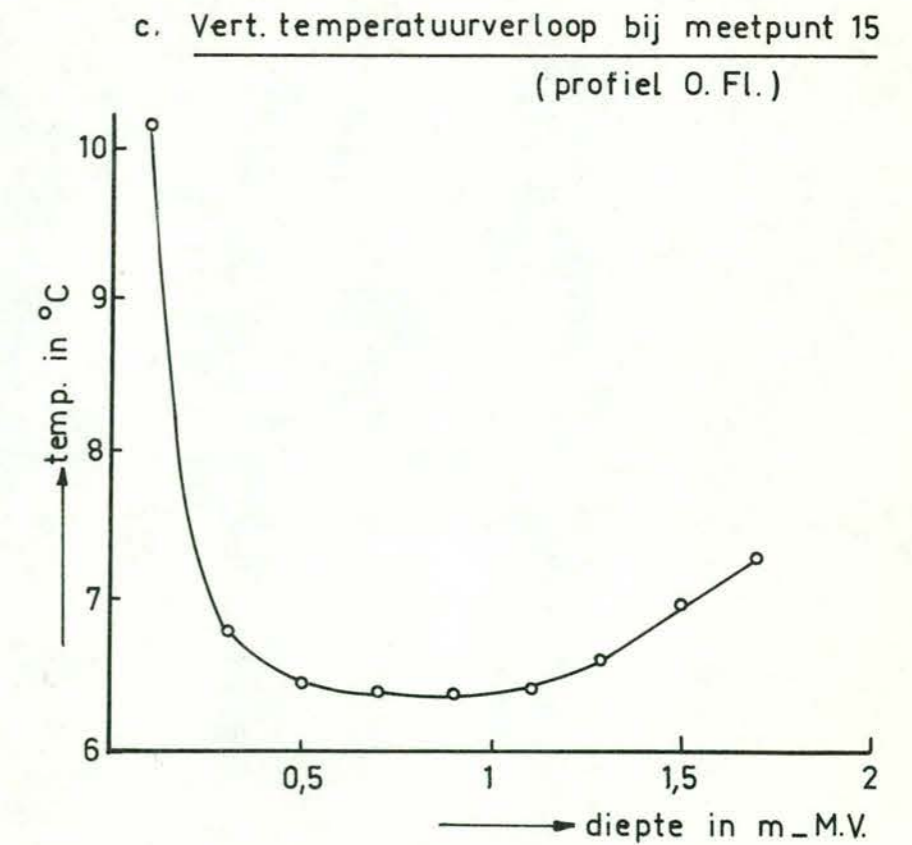
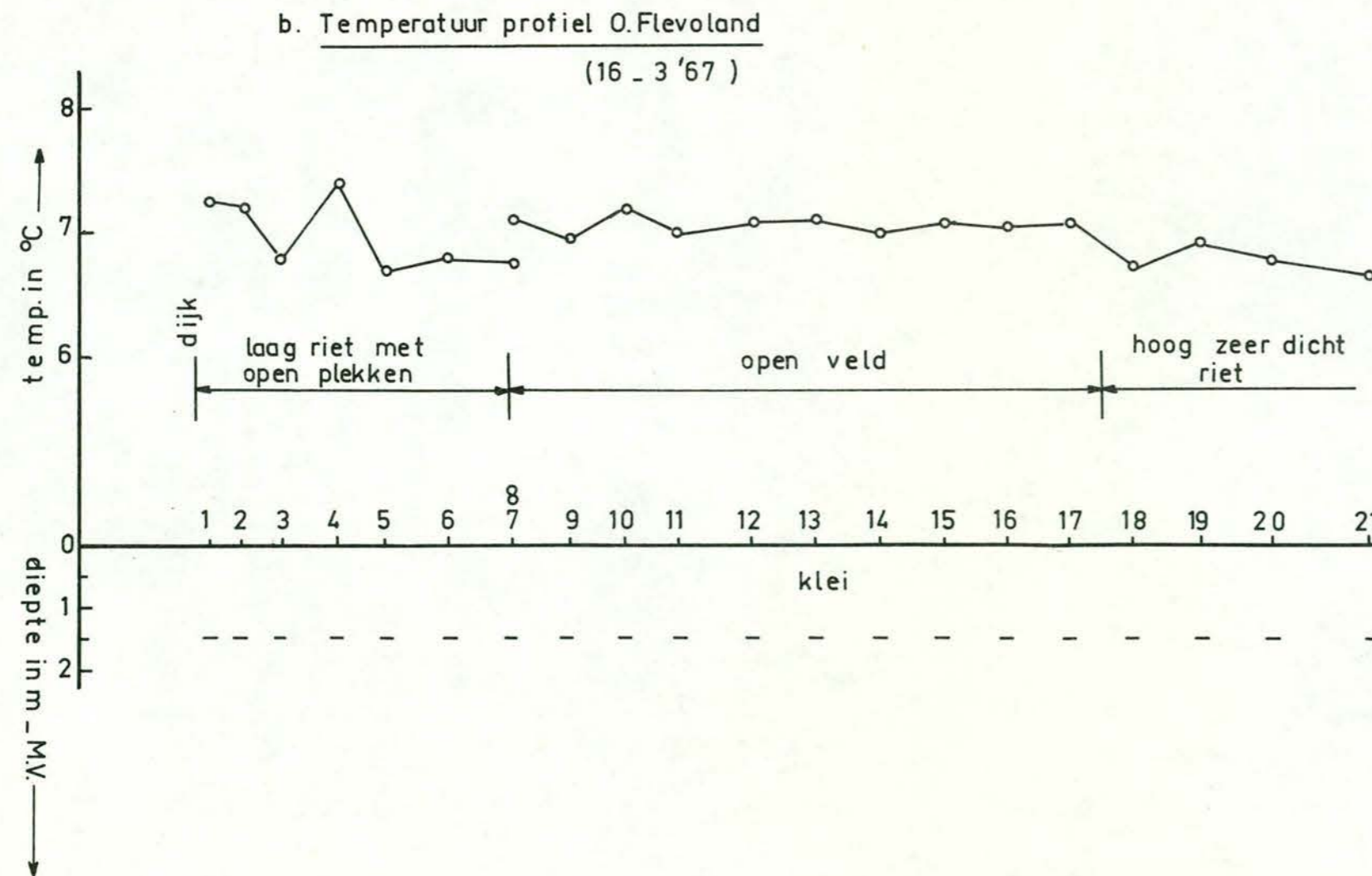
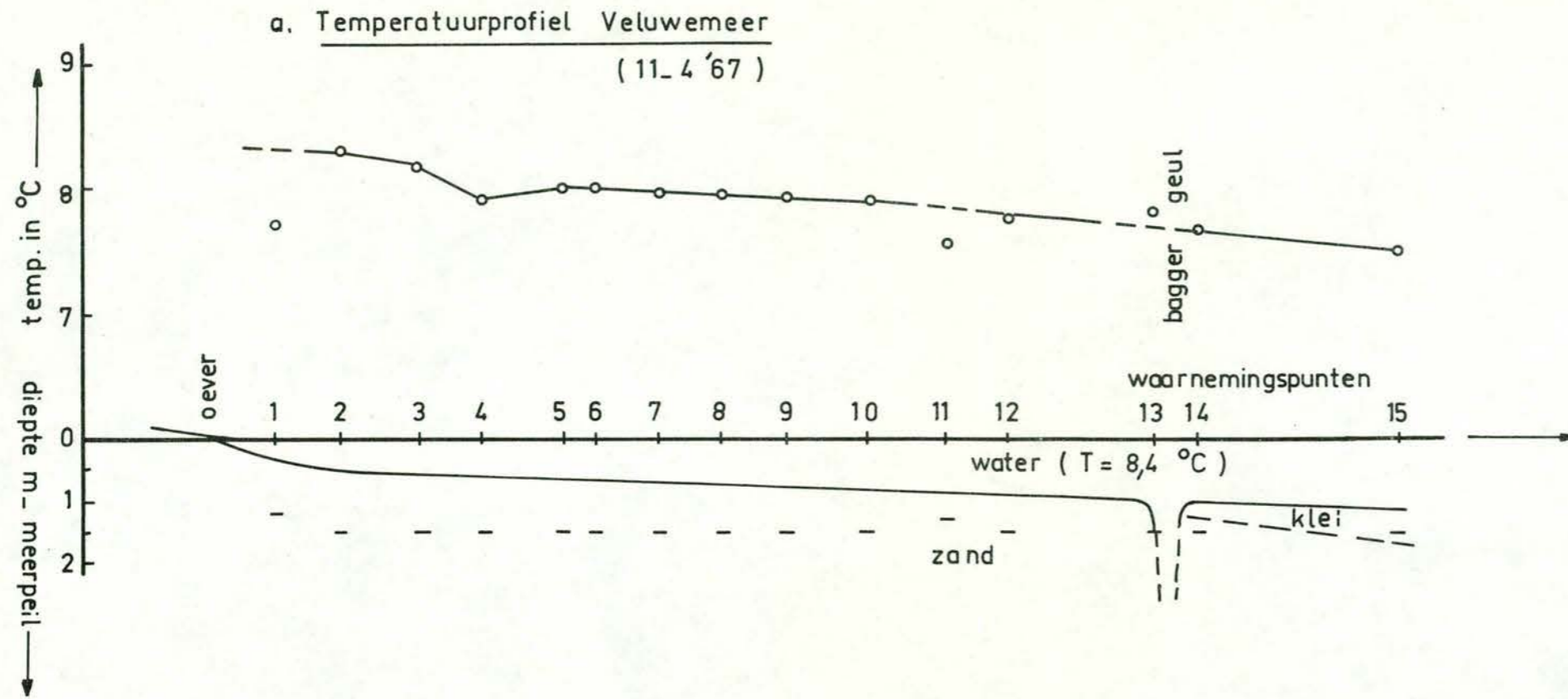
Situatieschets bij temperatuurprofiel Creil

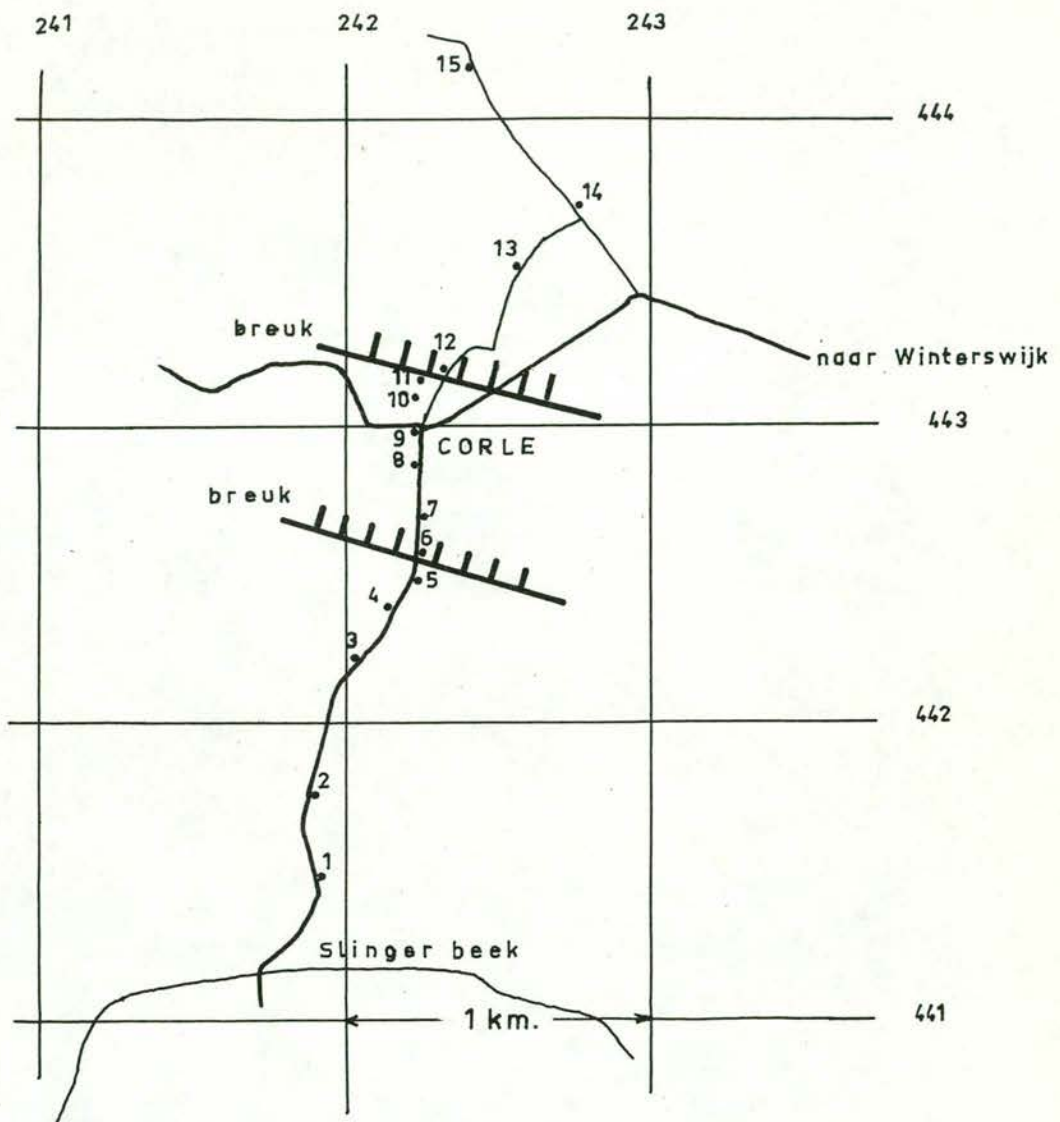


Temperatuurprofiel bij Creil (N.O. Polder) op 30-10 '64

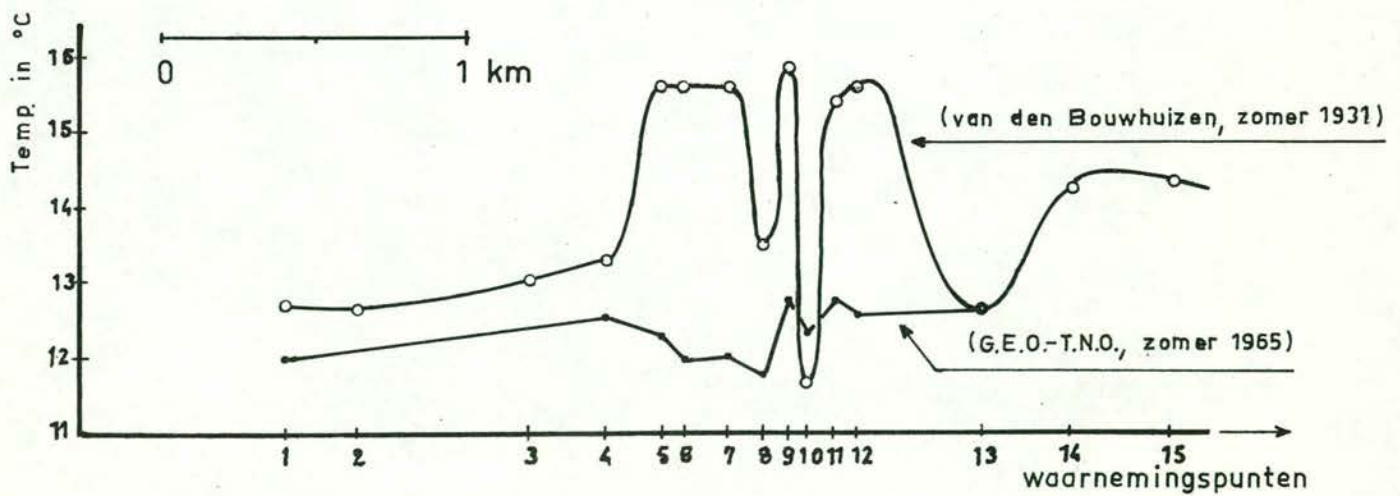


Situatieschets bij profielen O. Flevoland en Veluwemeer.

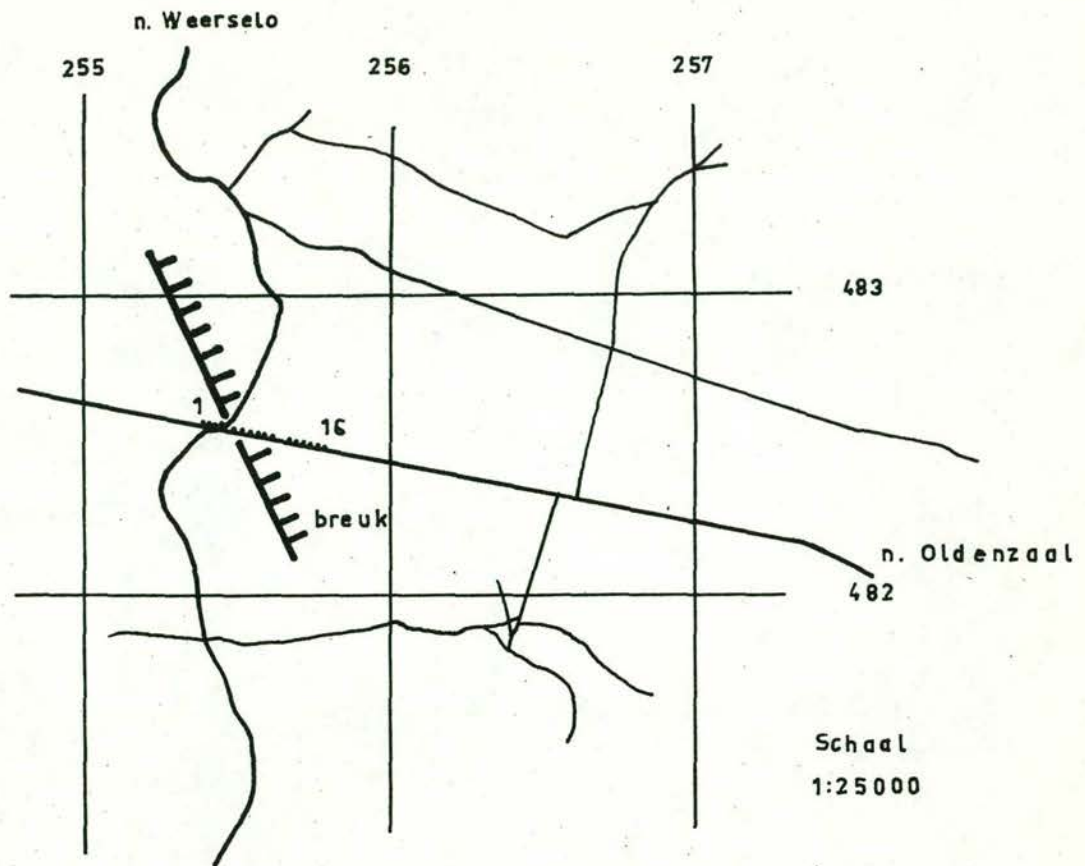




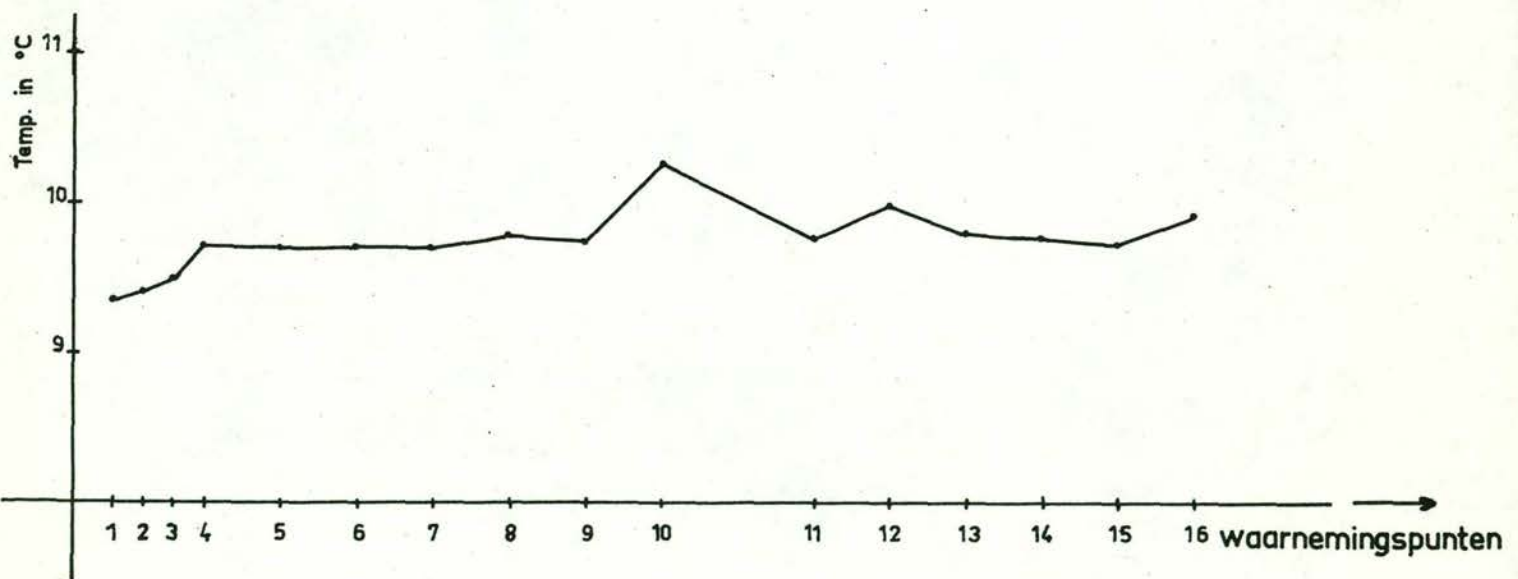
Situatie-schets bij temperatuurprofiel CORLE



Temperatuurprofiel over breukzône bij CORLE



Situatieschets bij temperatuurprofiel Oldenzaal



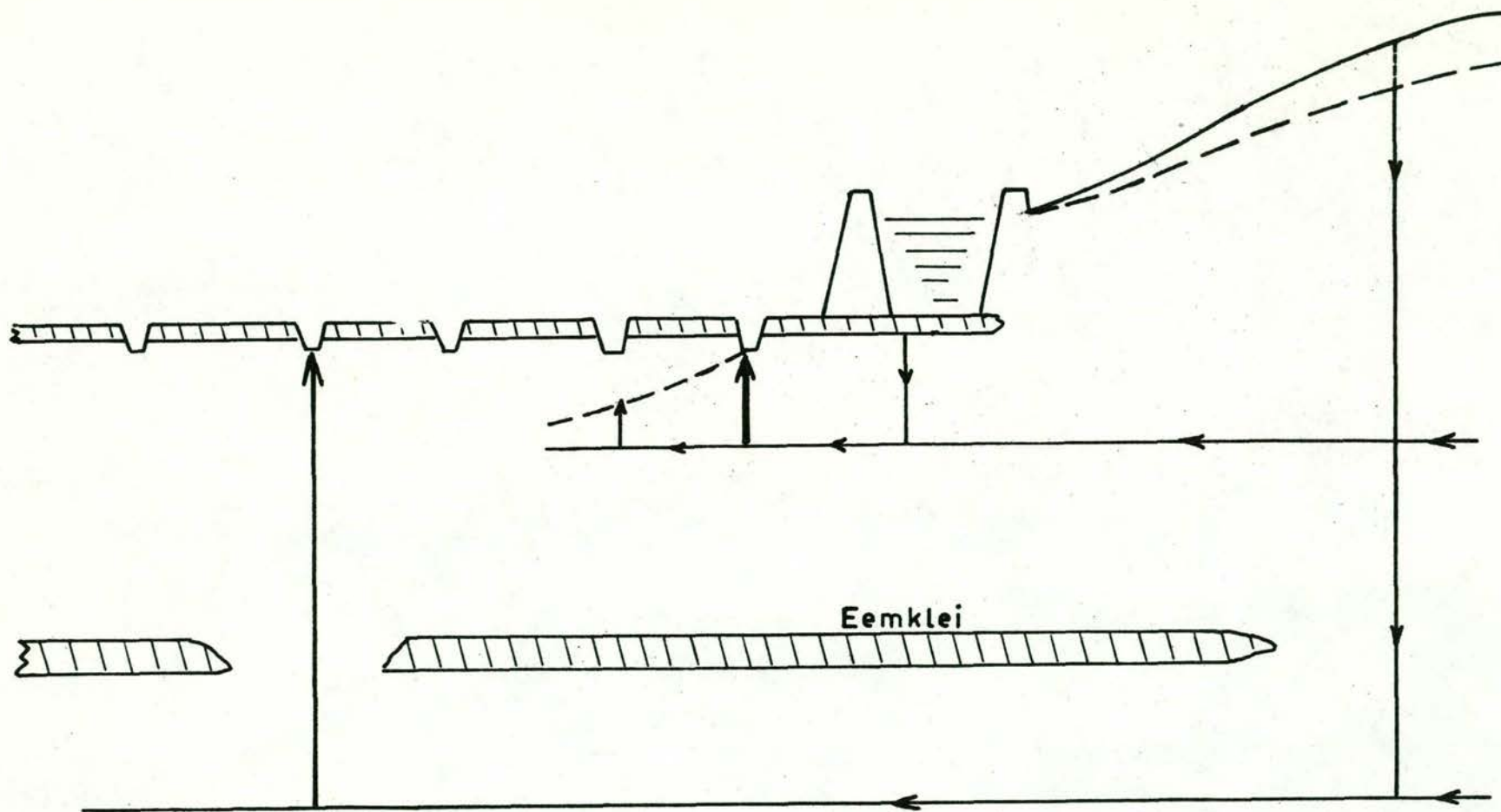
Temperatuurprofiel over breuk bij Oldenzaal

O. Flevoland

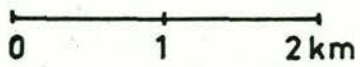
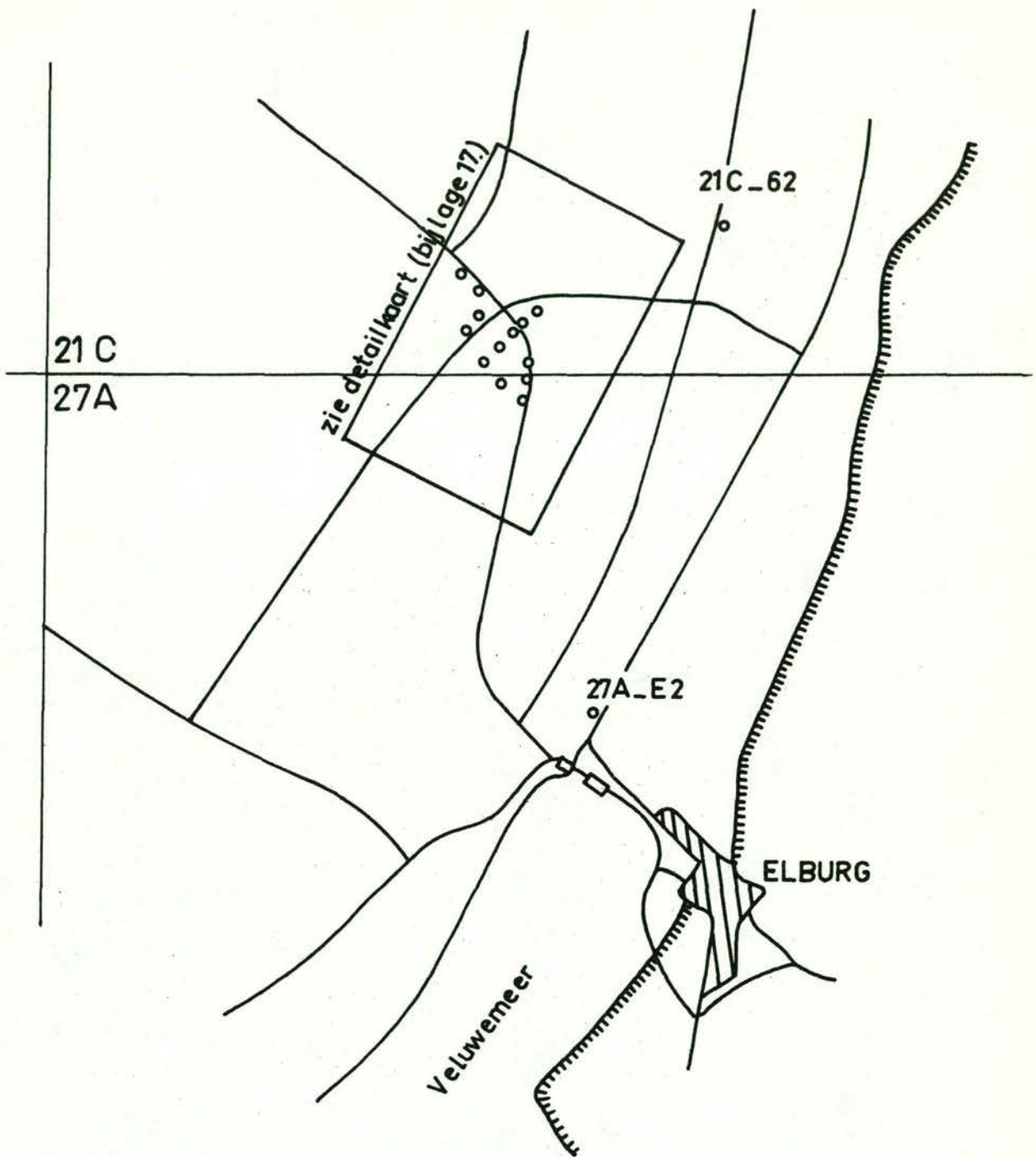
Veluwemeer

Veluwe

Bijlage: 15.



Kwelsituatie in Oostelijk Flevoland bij Elburg.



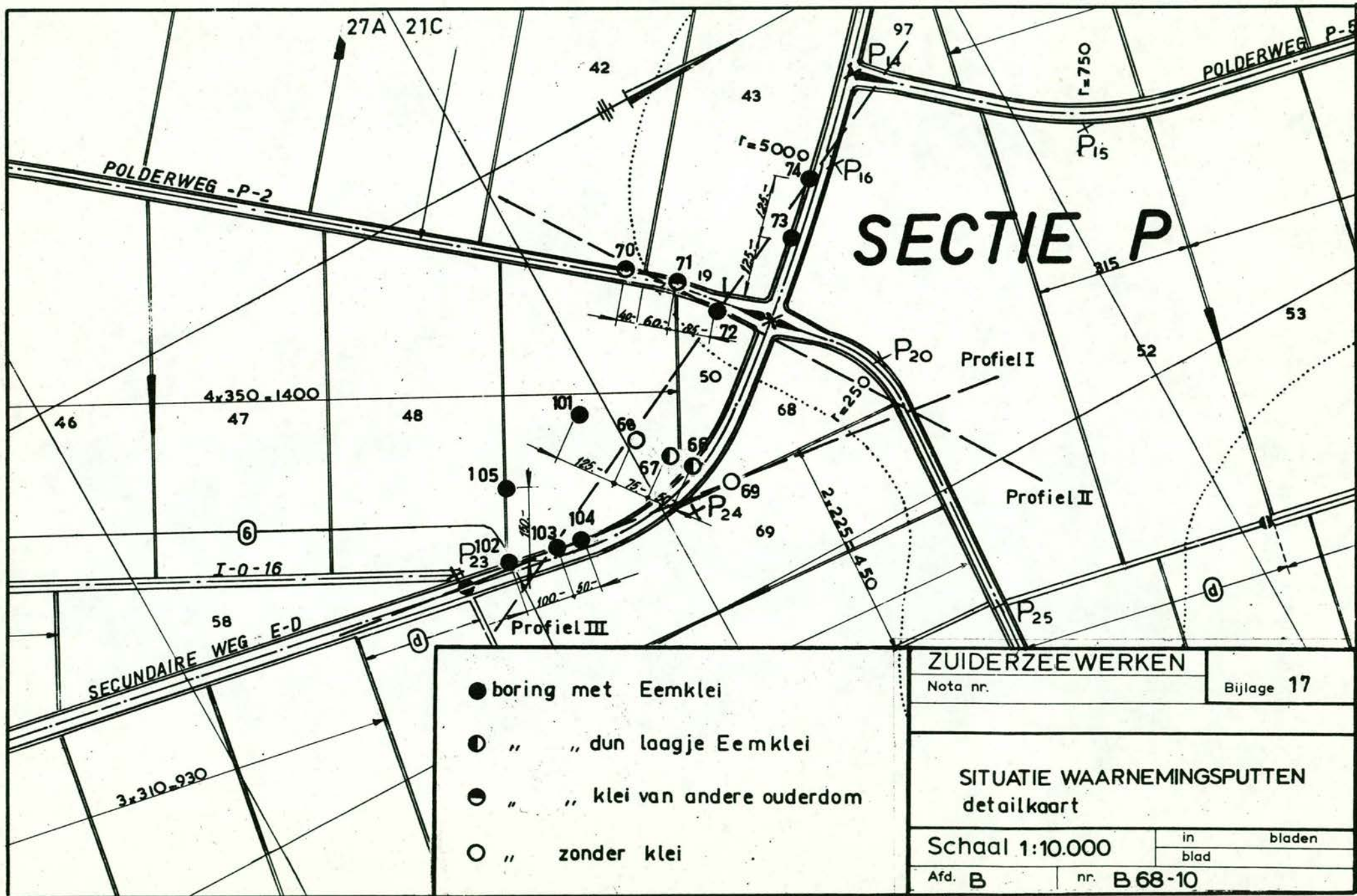
o Boring met temperatuurmeting

Situatieschets bij temperatuuronderzoek Elburg (O.Flevoland)



Basin and topographical map

Sheet 1 of 1 (topographical map of Elburg, D. level)



Bijlage: 17.

- boring met Eemklei
- ◐ " " dun laagje Eemklei
- ◑ " " klei van andere ouderdom
- " zonder klei

ZUIDERZEEWERKEN

Nota nr.

Bijlage 17

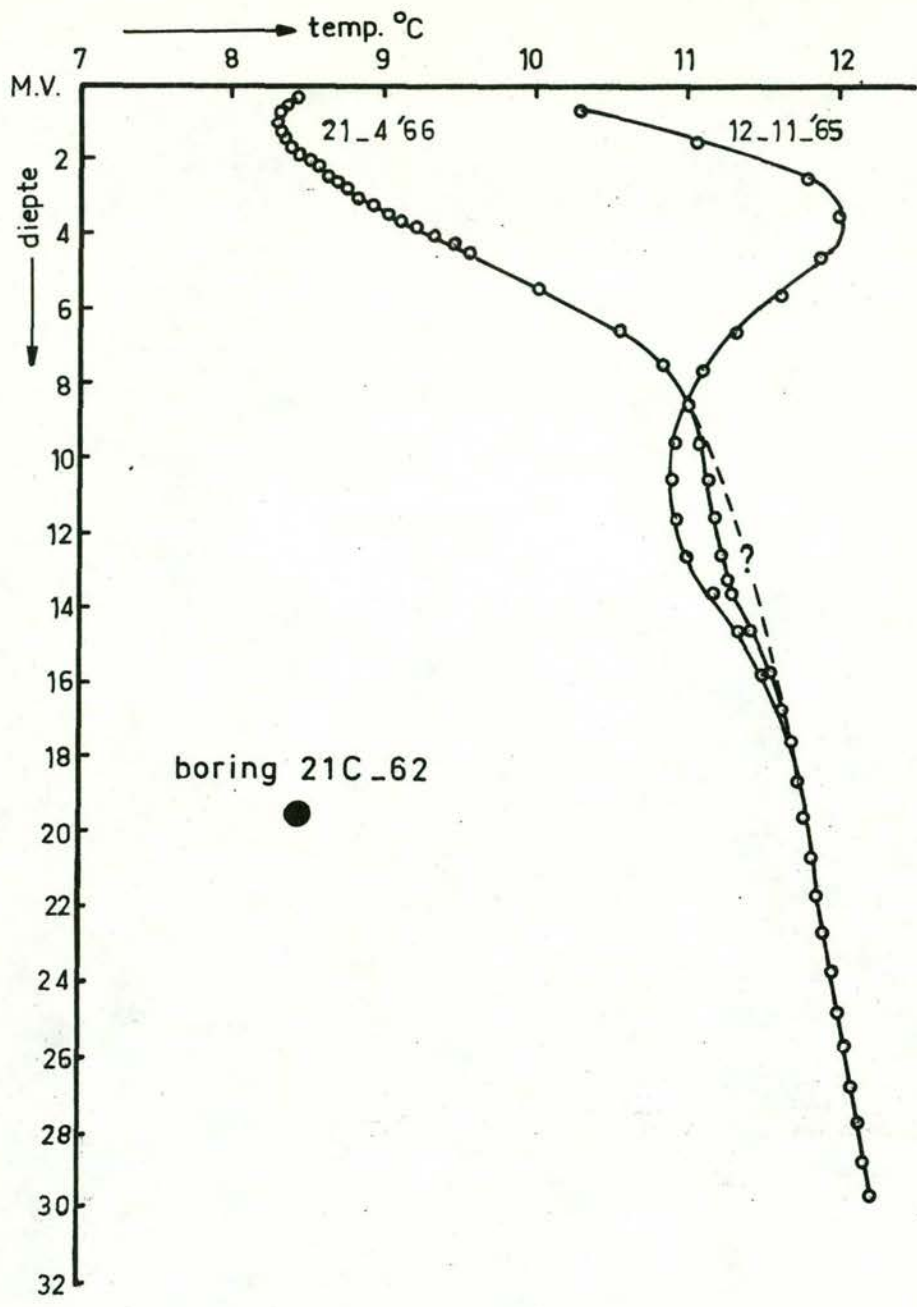
SITUATIE WAARNEMINGSPUTTEN
detailkaart

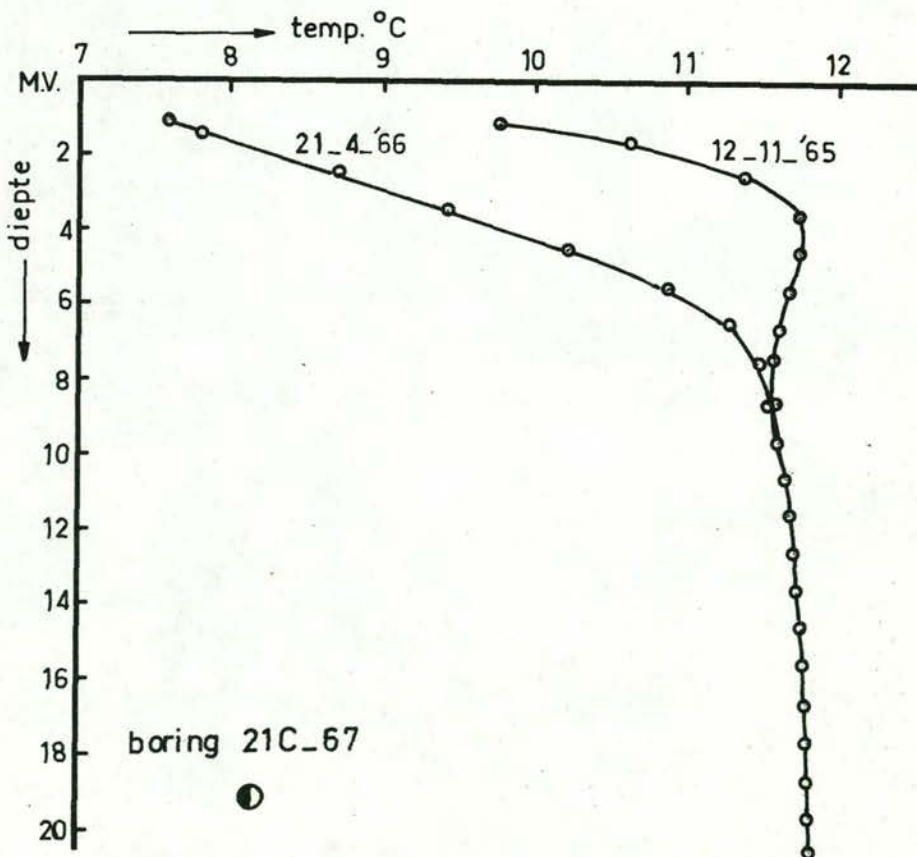
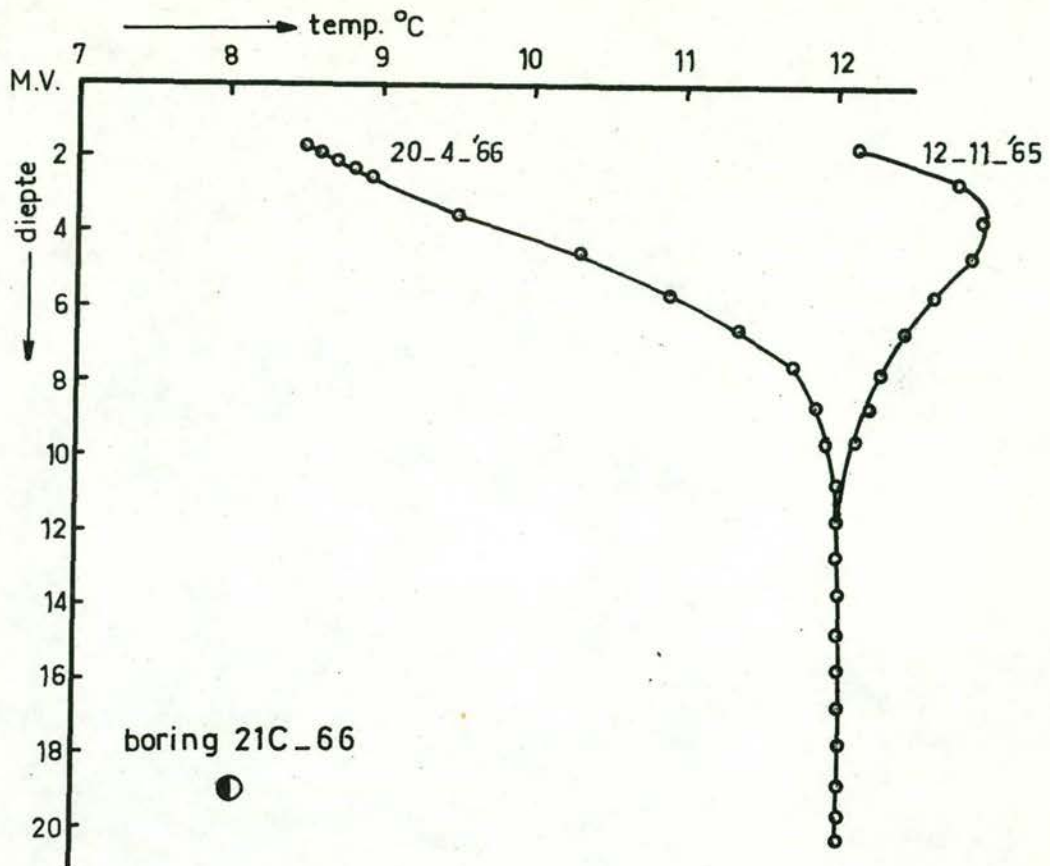
Schaal 1:10.000

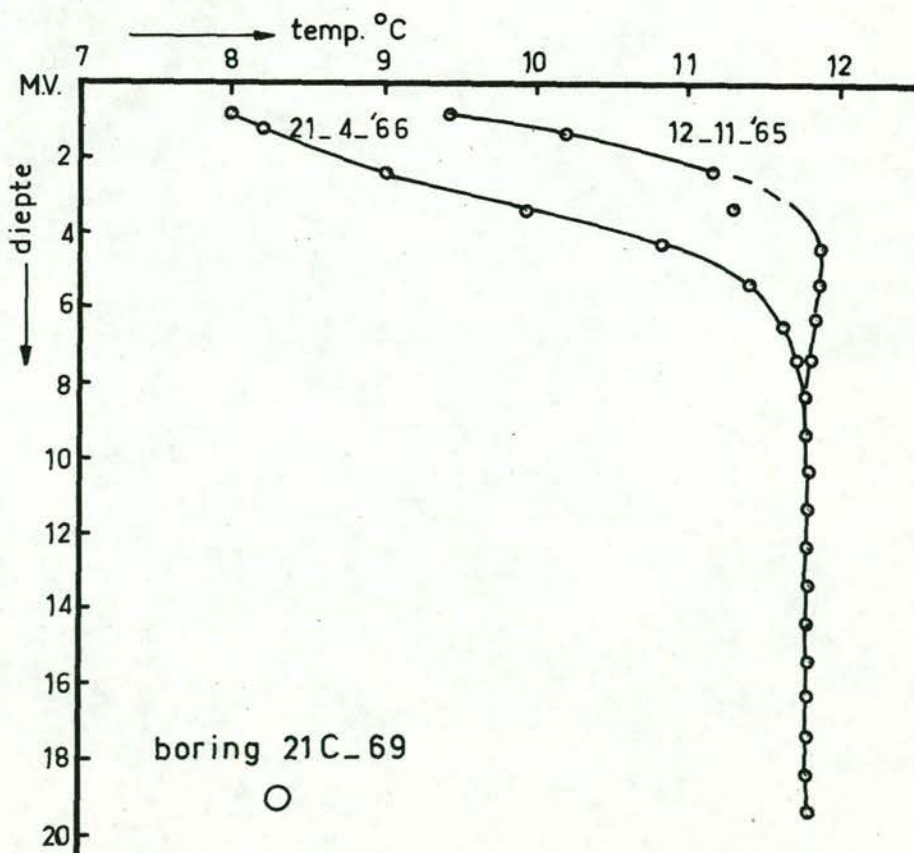
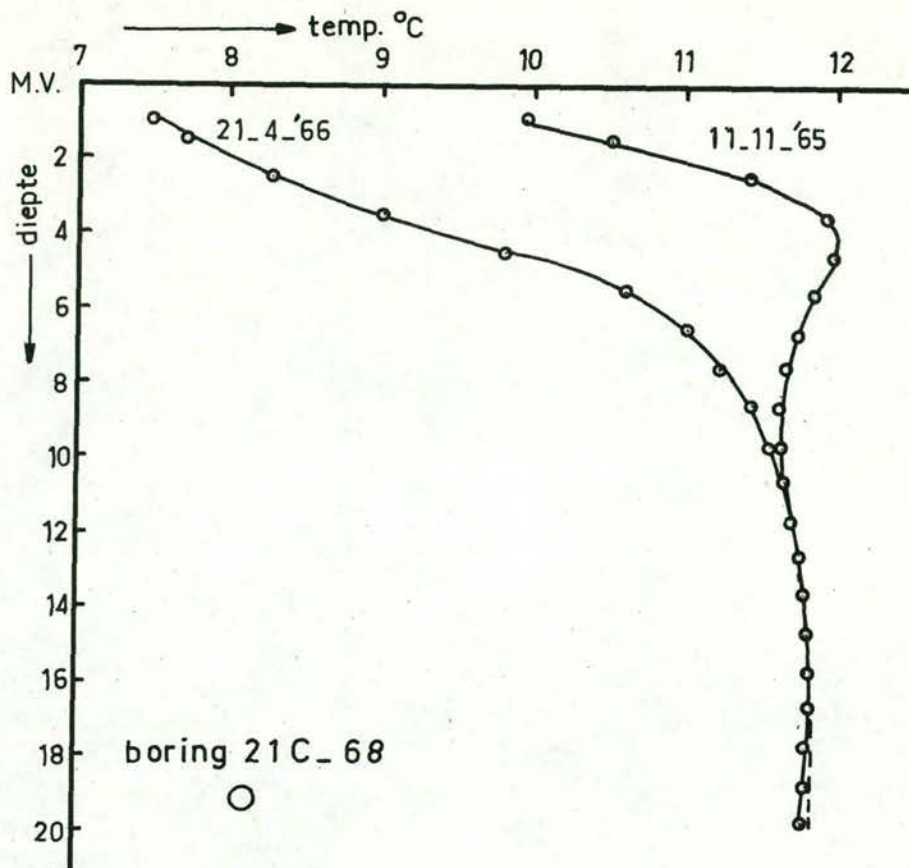
in bladen
blad

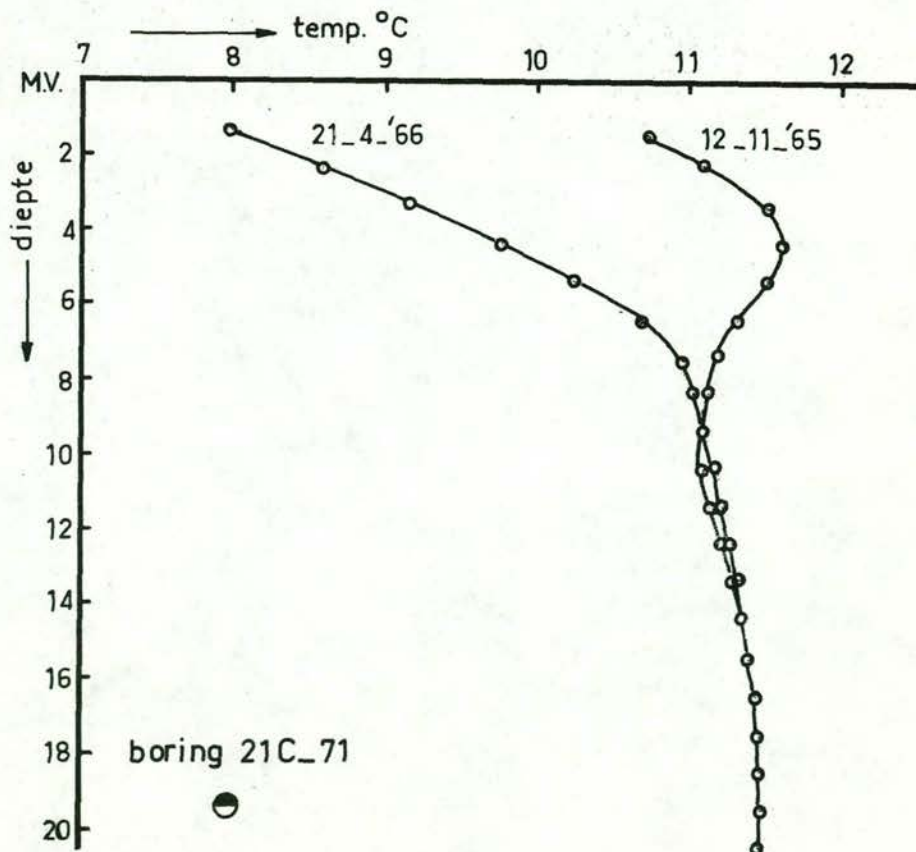
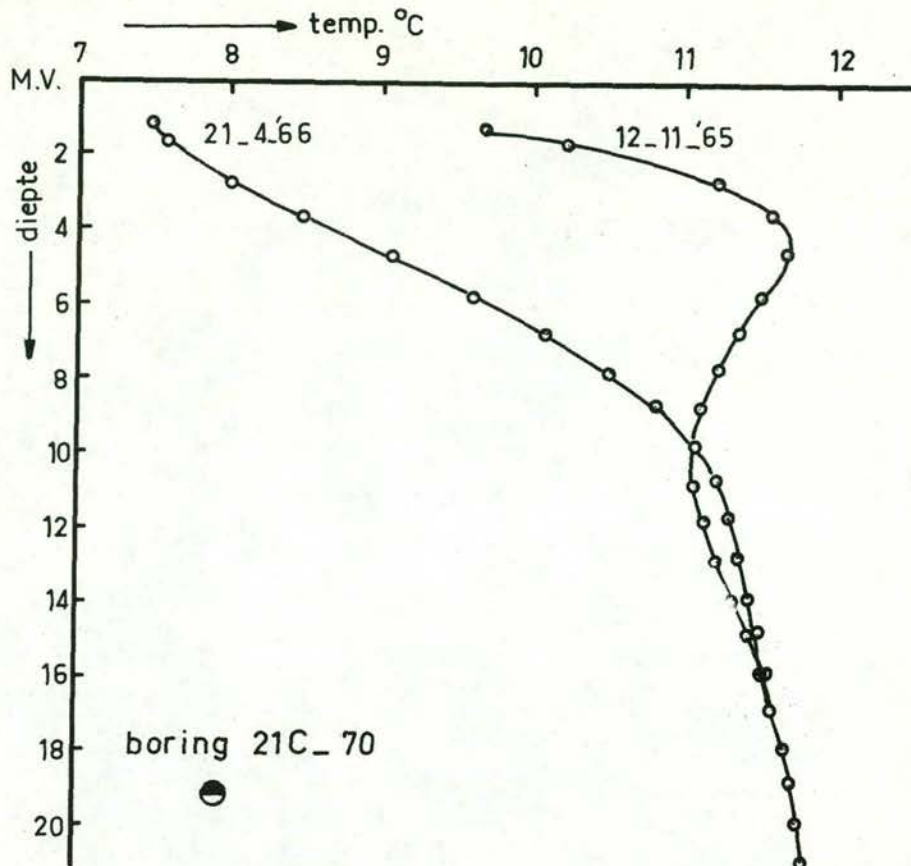
Afd. B

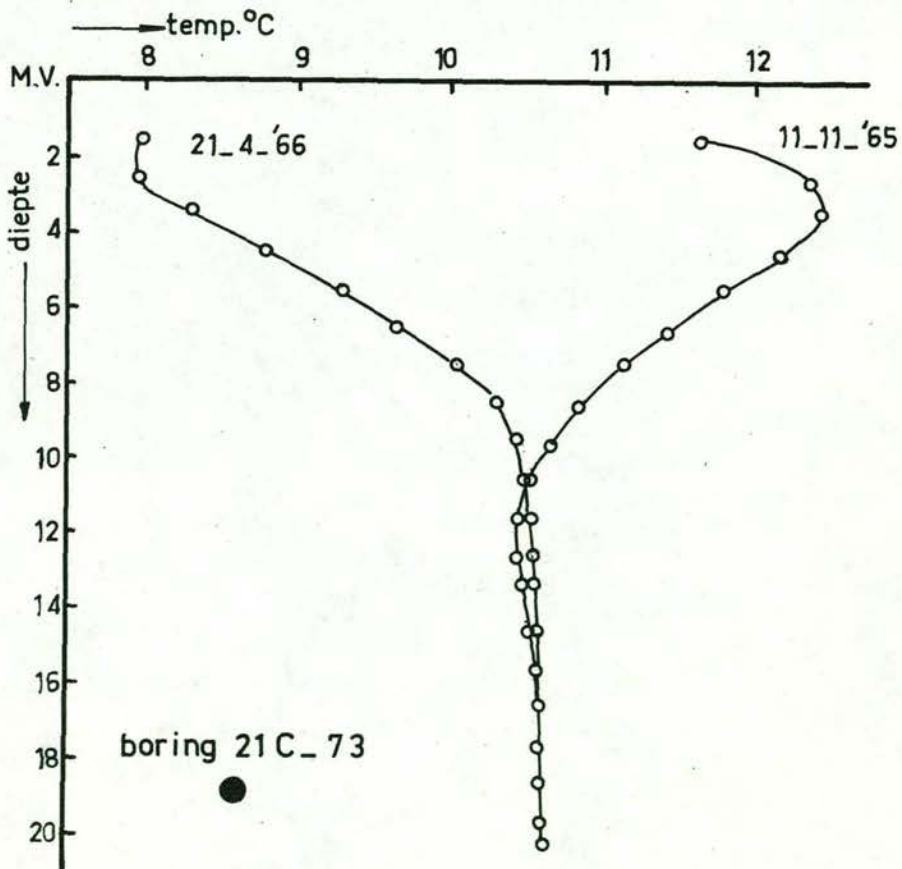
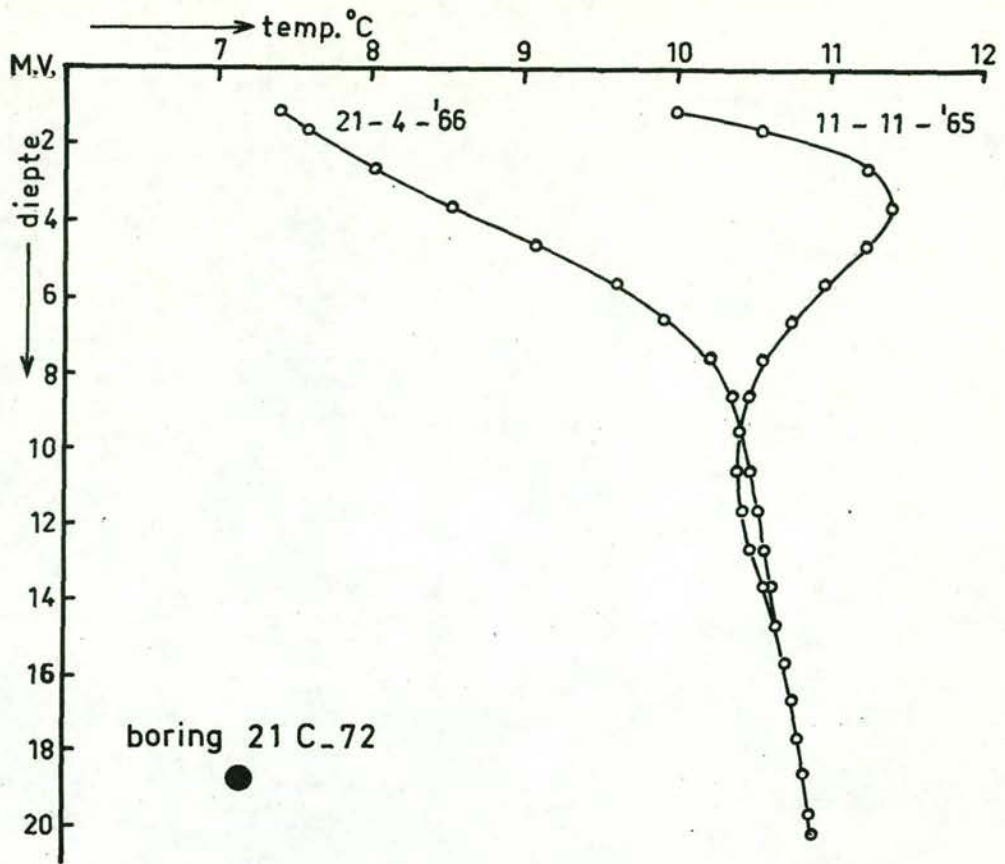
nr. B 68-10

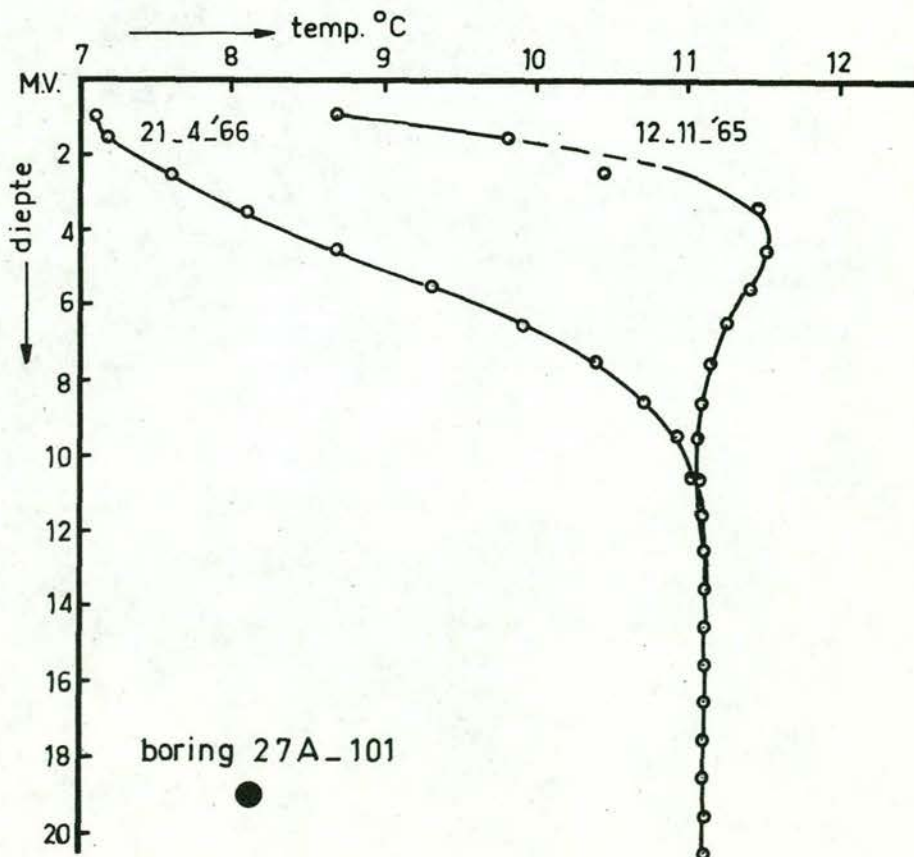
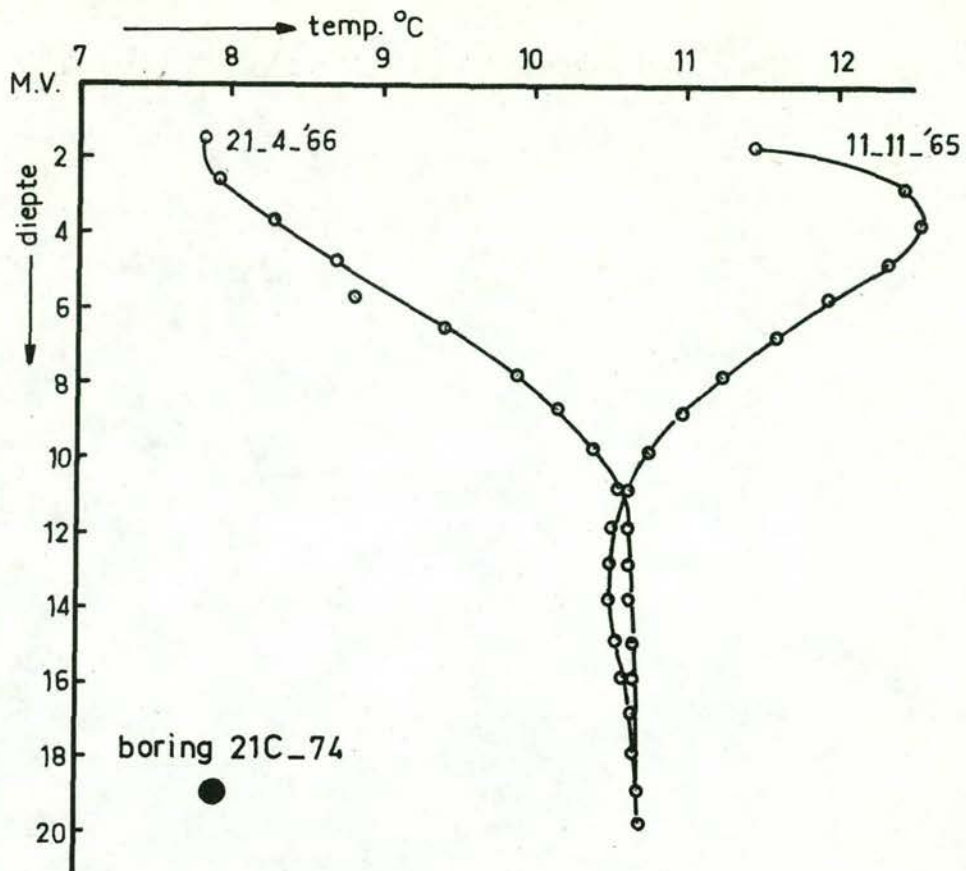


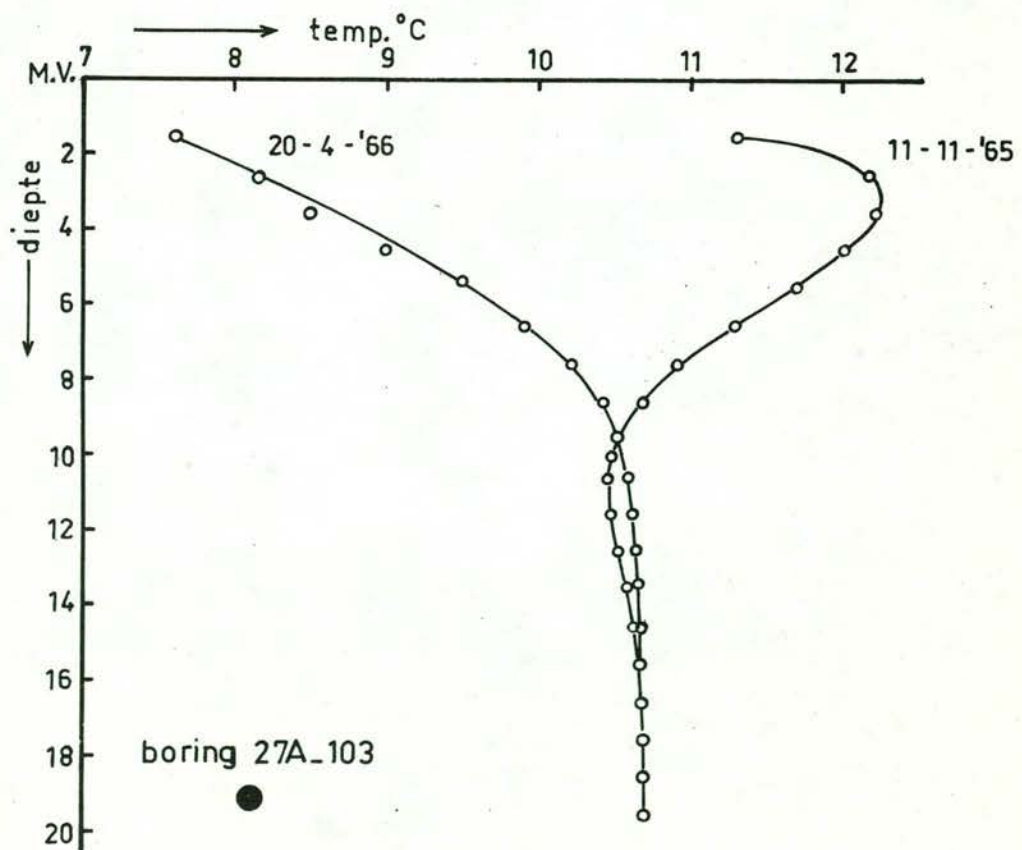
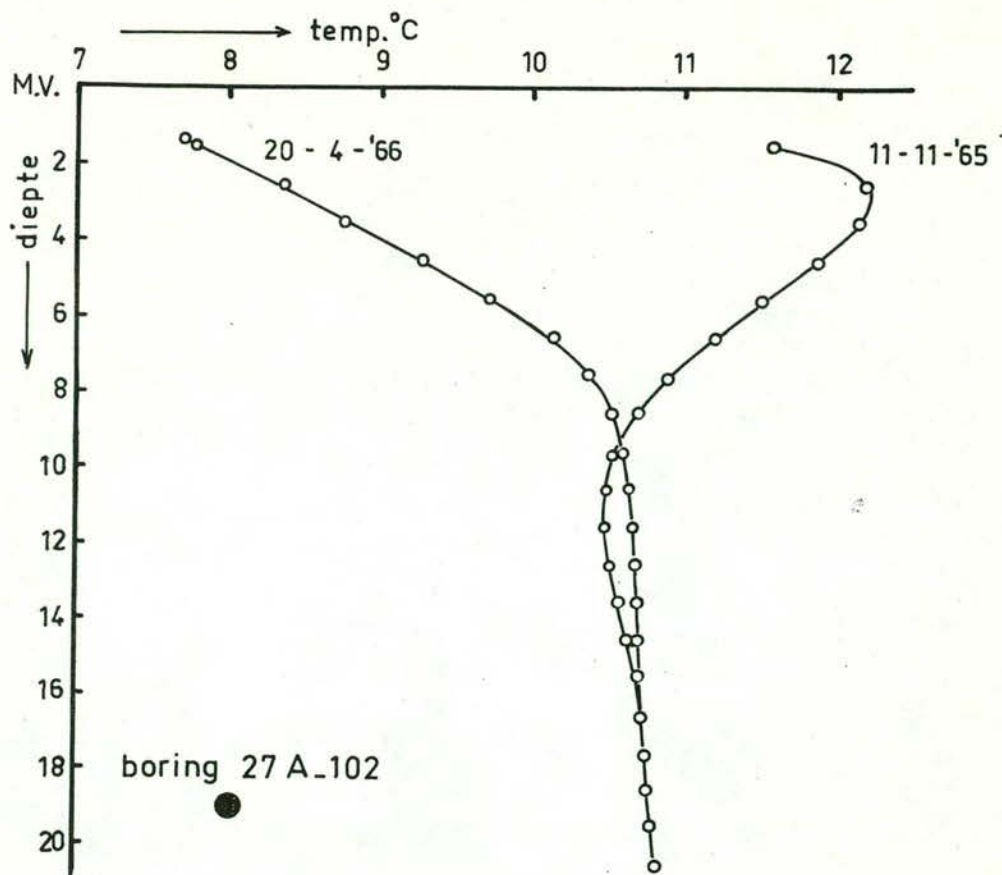


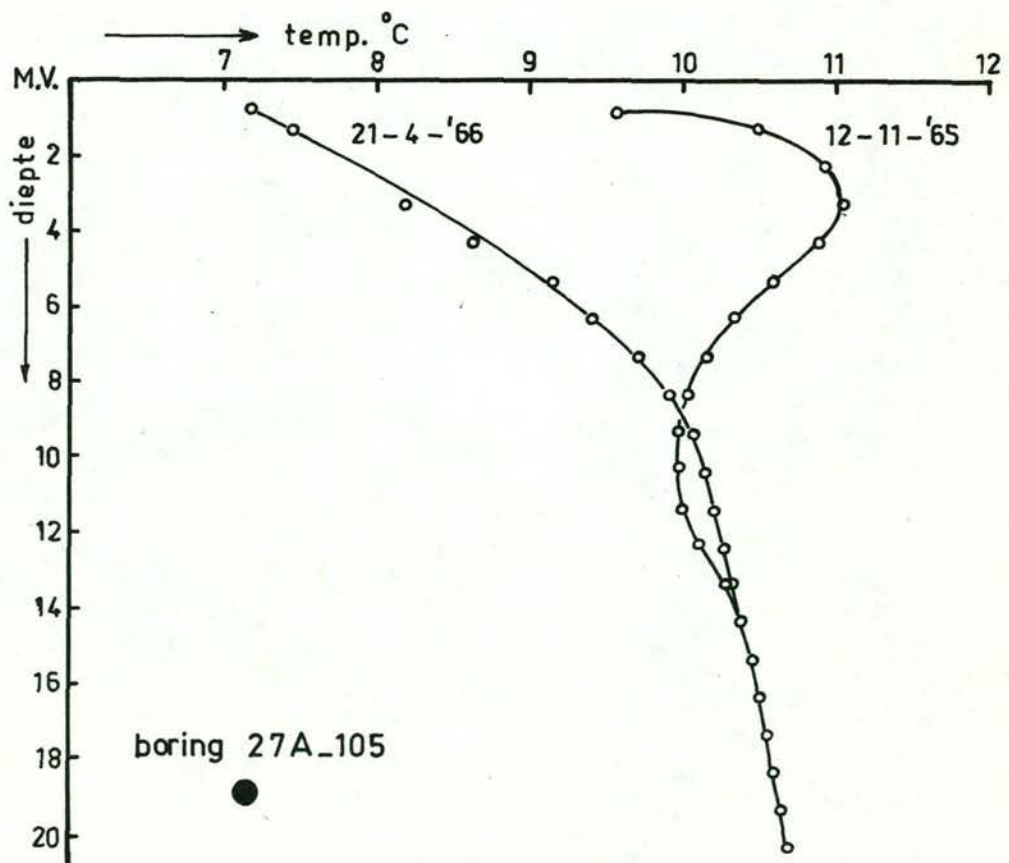
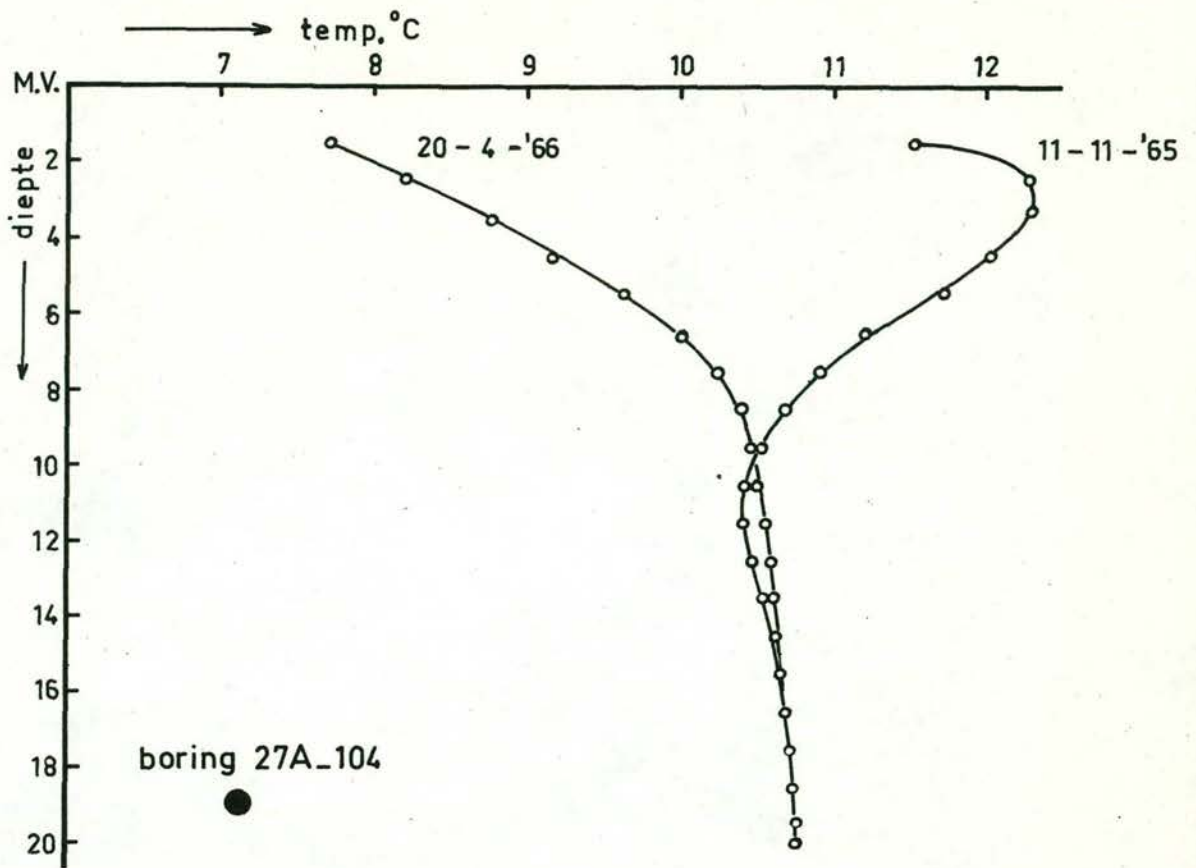


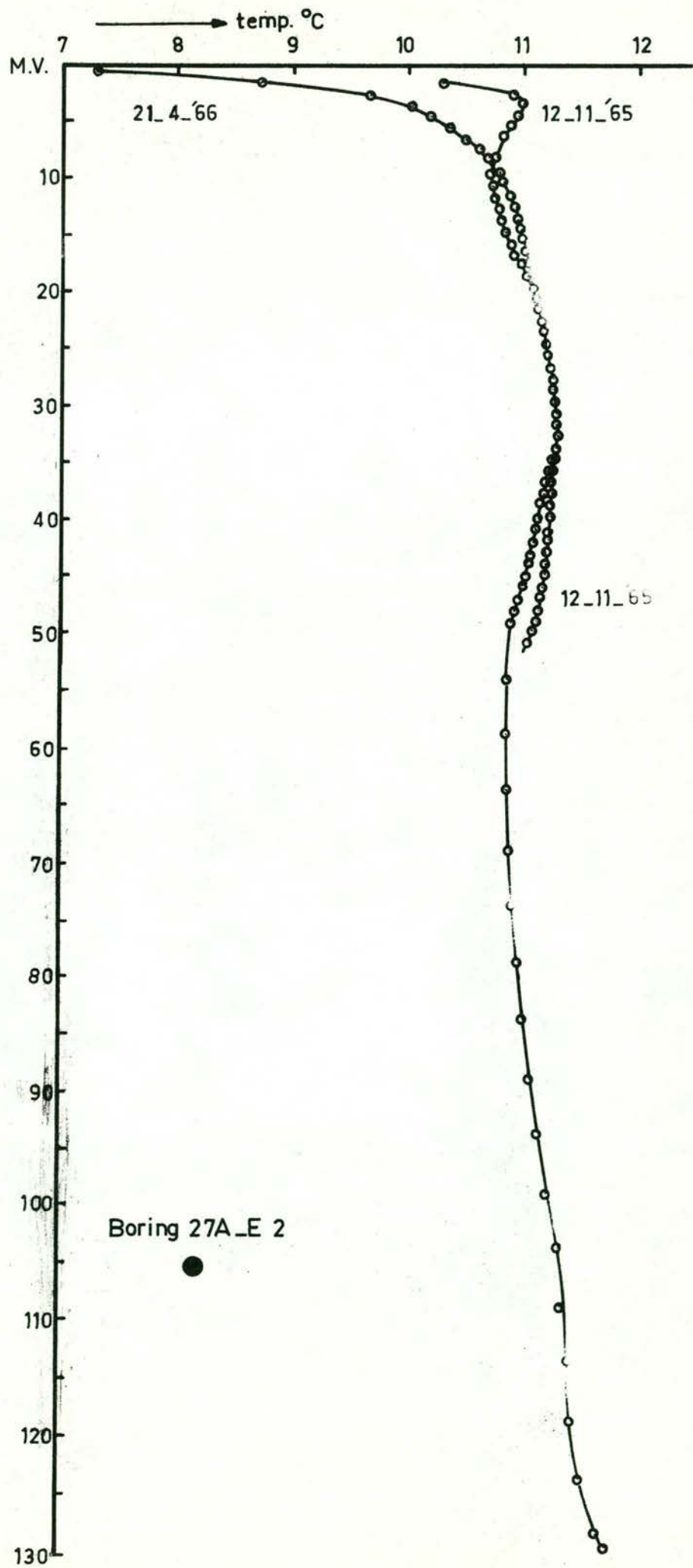




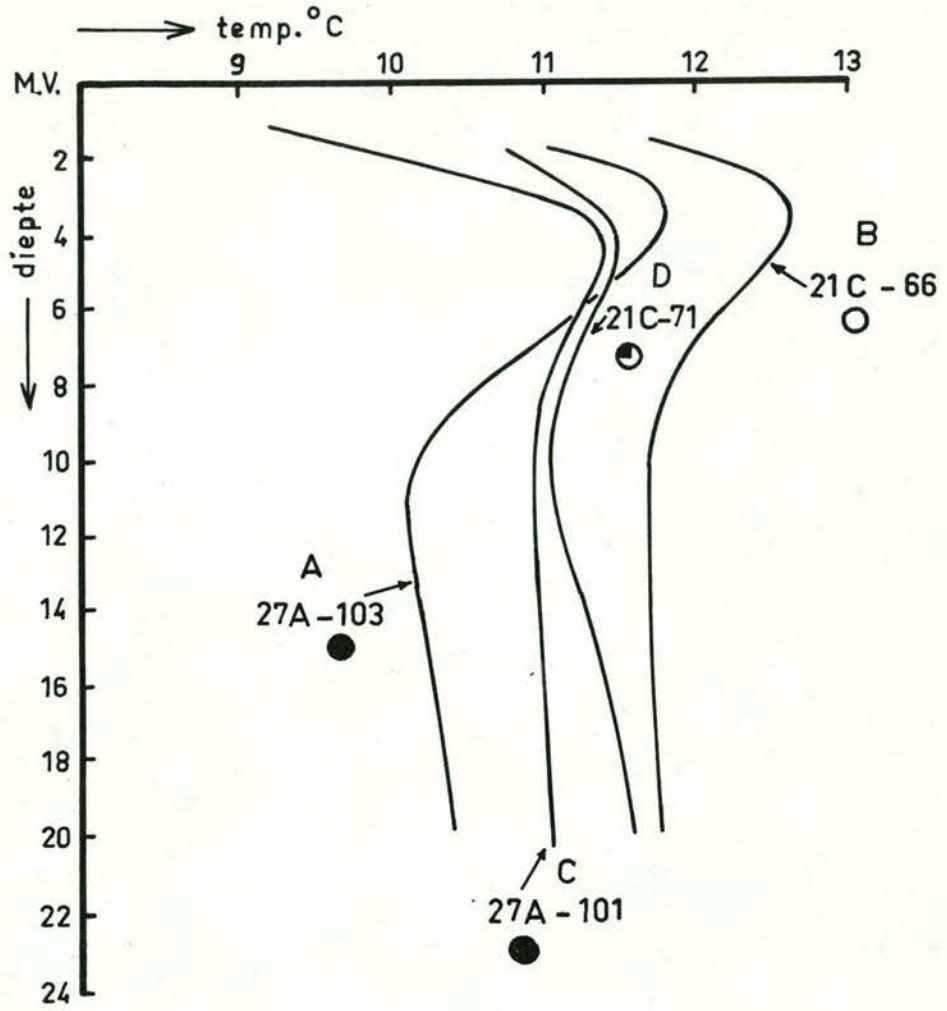




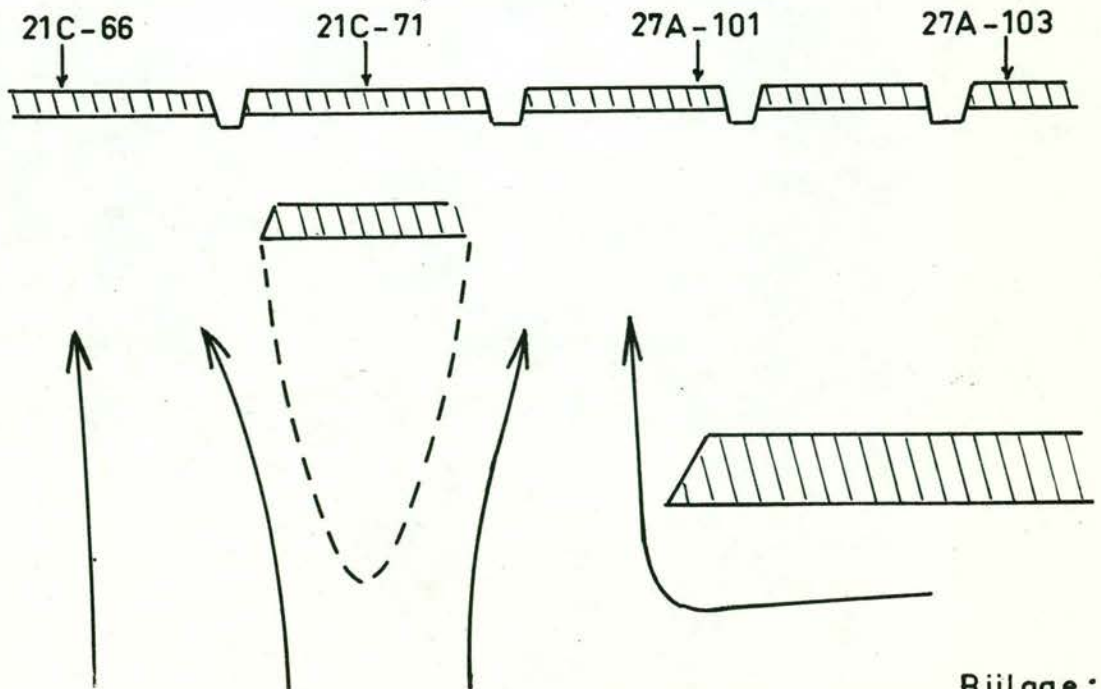


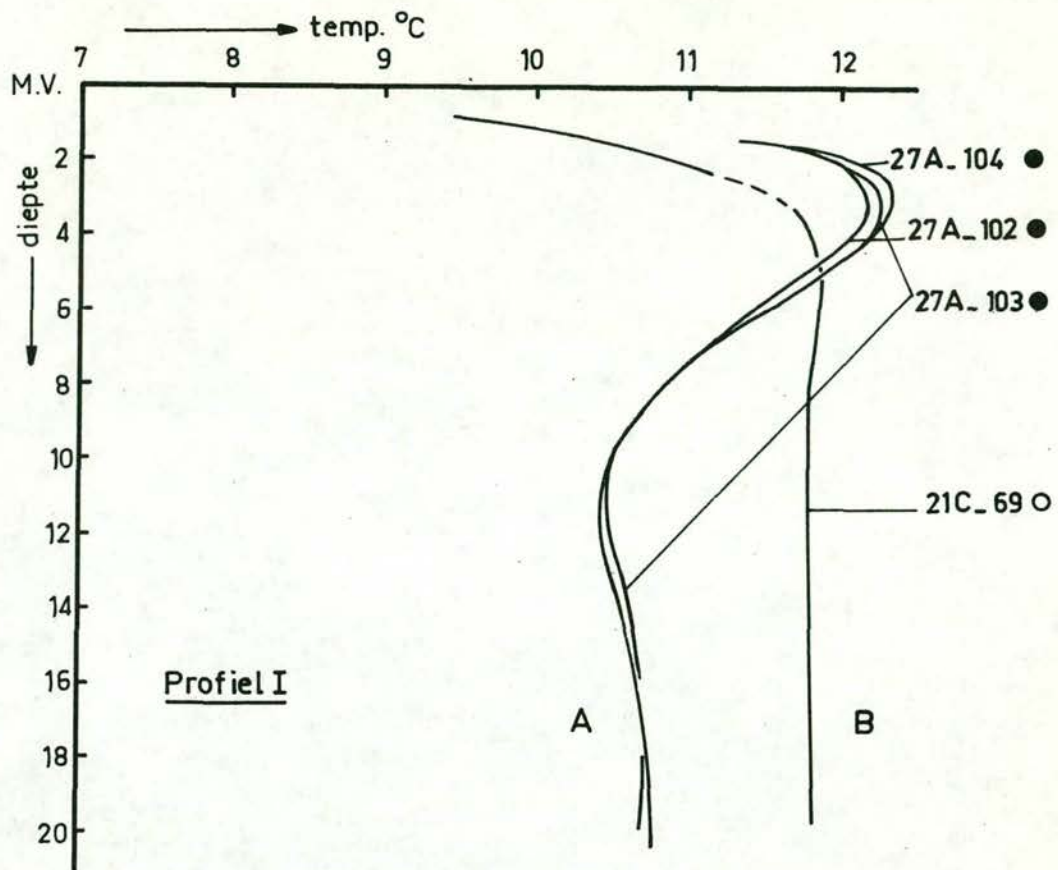


KROMME - TYPEN

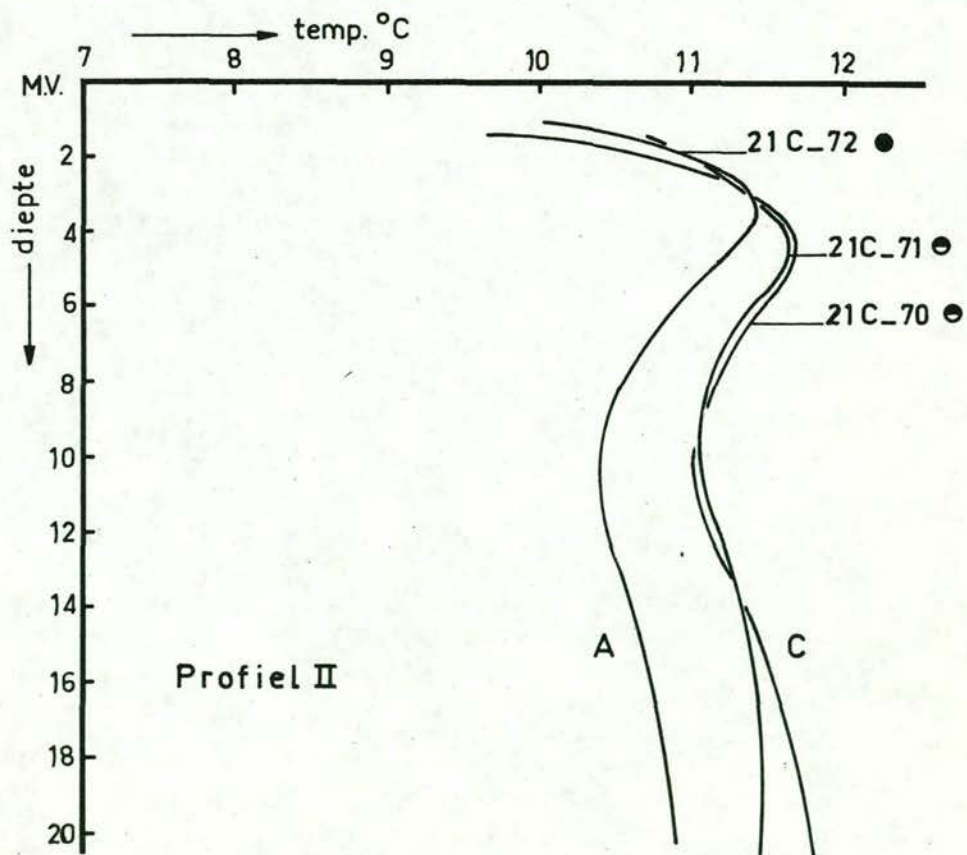


Temperatuuroopname in Nov. 1965

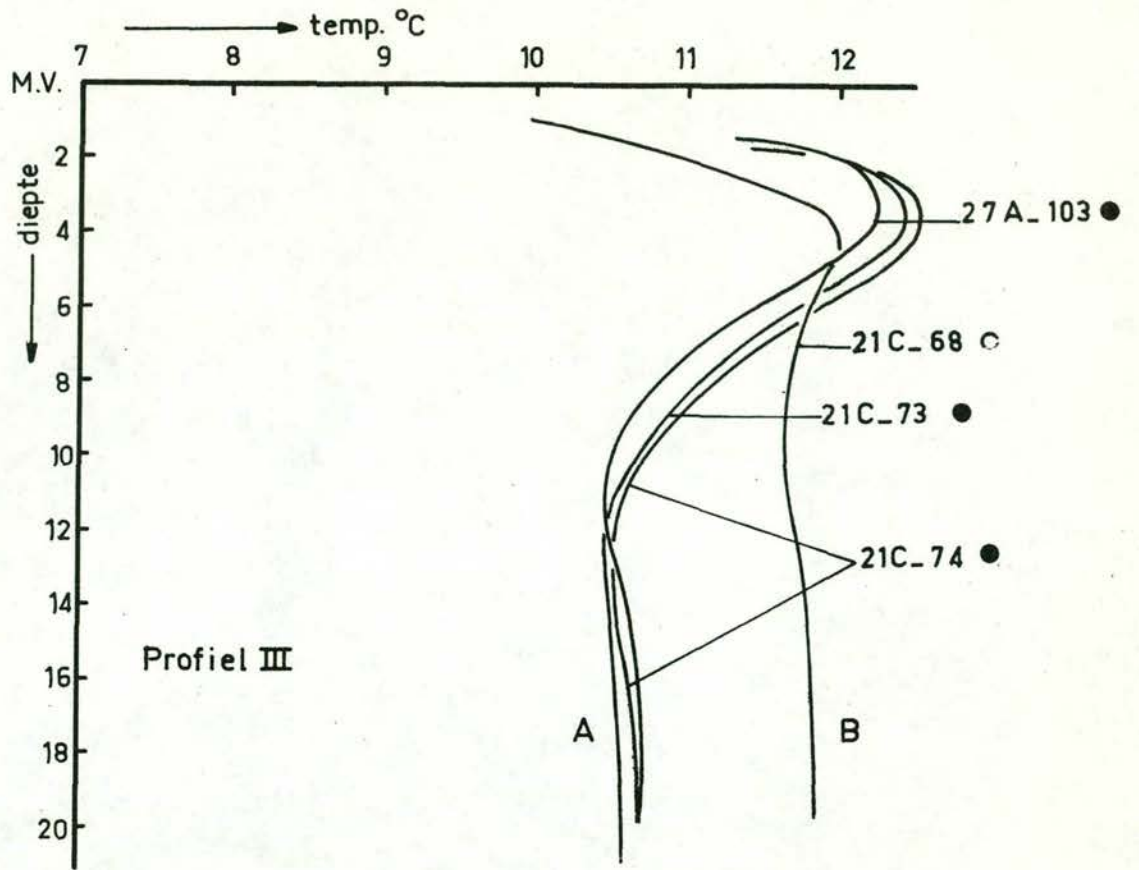




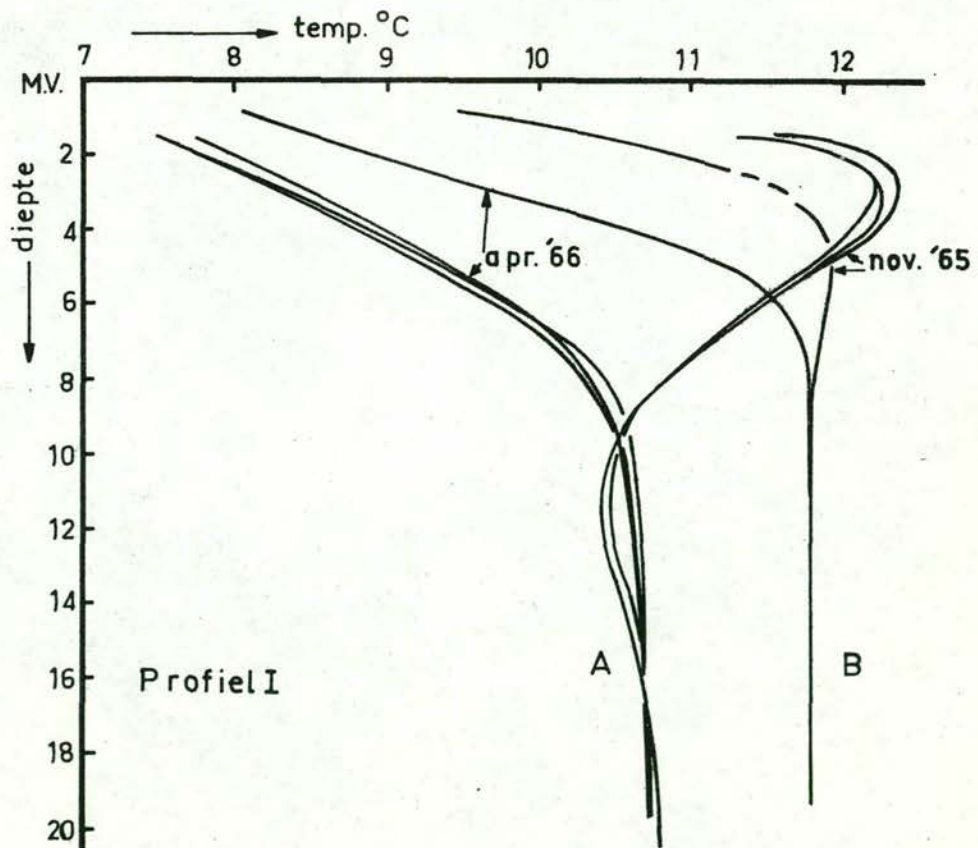
Temperatuuroopname in nov. 1965



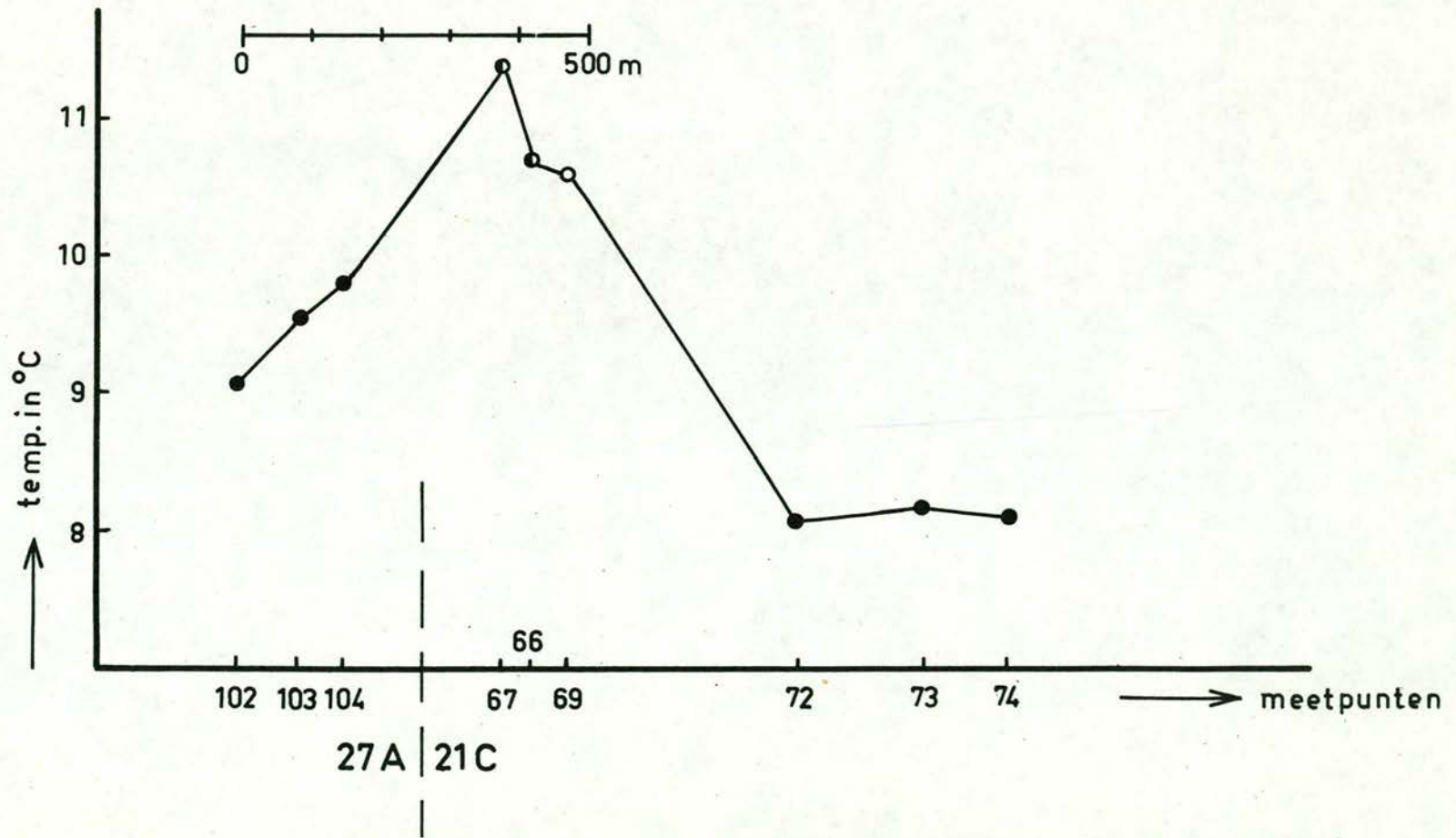
Temperatuuroopname in nov. 1965



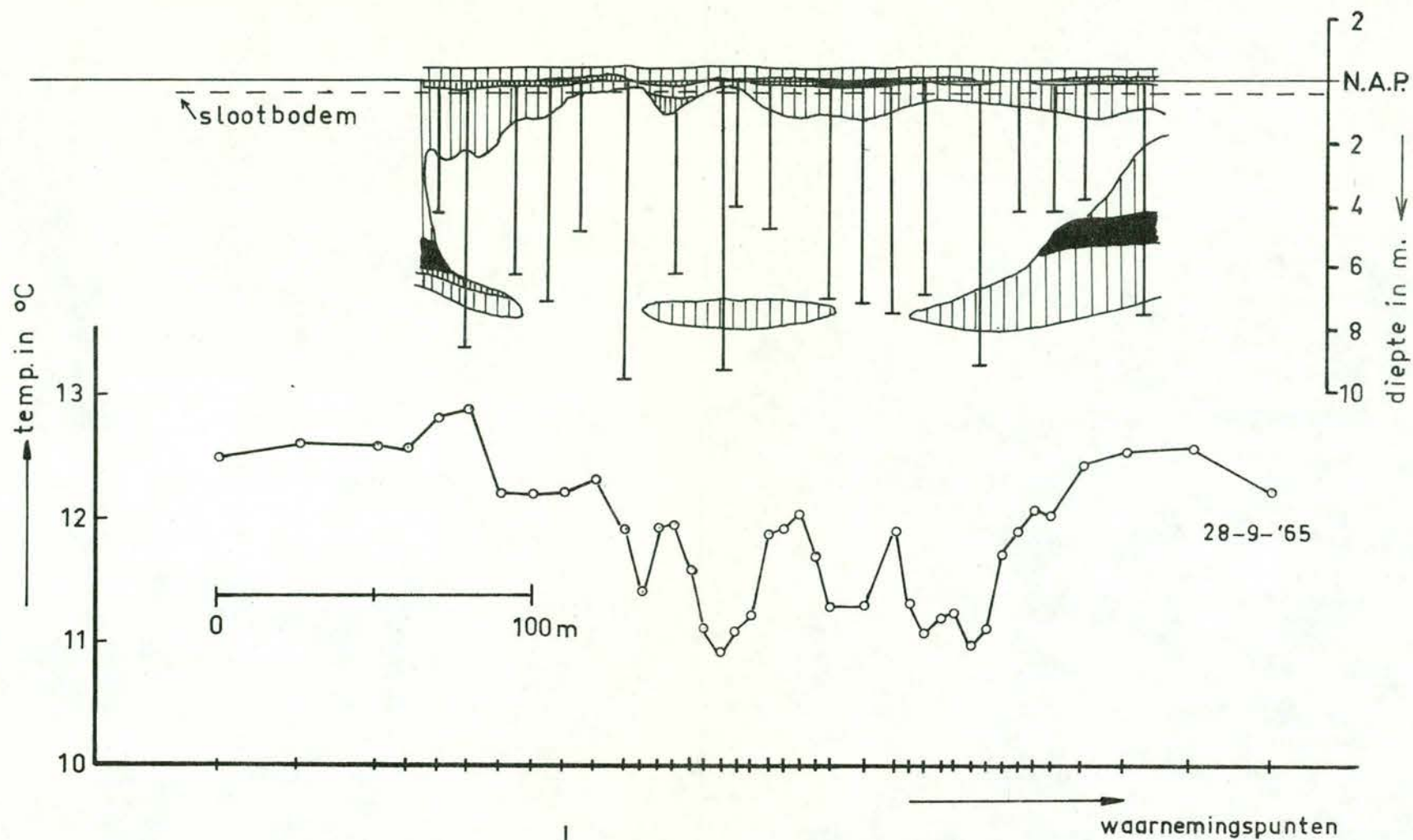
Temperatuuropname in nov. 1965



Temperatuuropname in nov. 1965 en april 1966



Temperatuurprofiel op 1,5 m. diepte - polderpeil (April 1966)



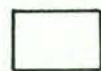
klei



venige klei



veen



zand

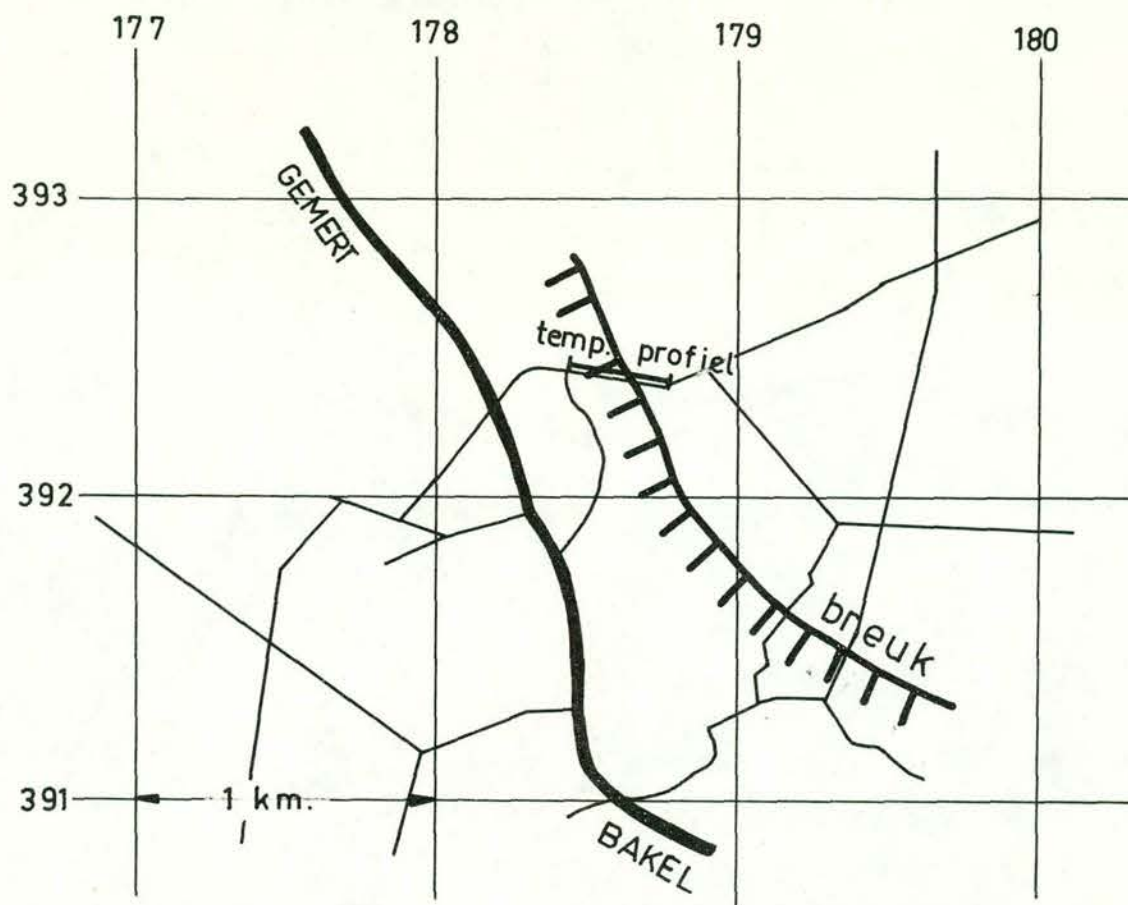
boring

Dienst Grondwaterverkenning TNO

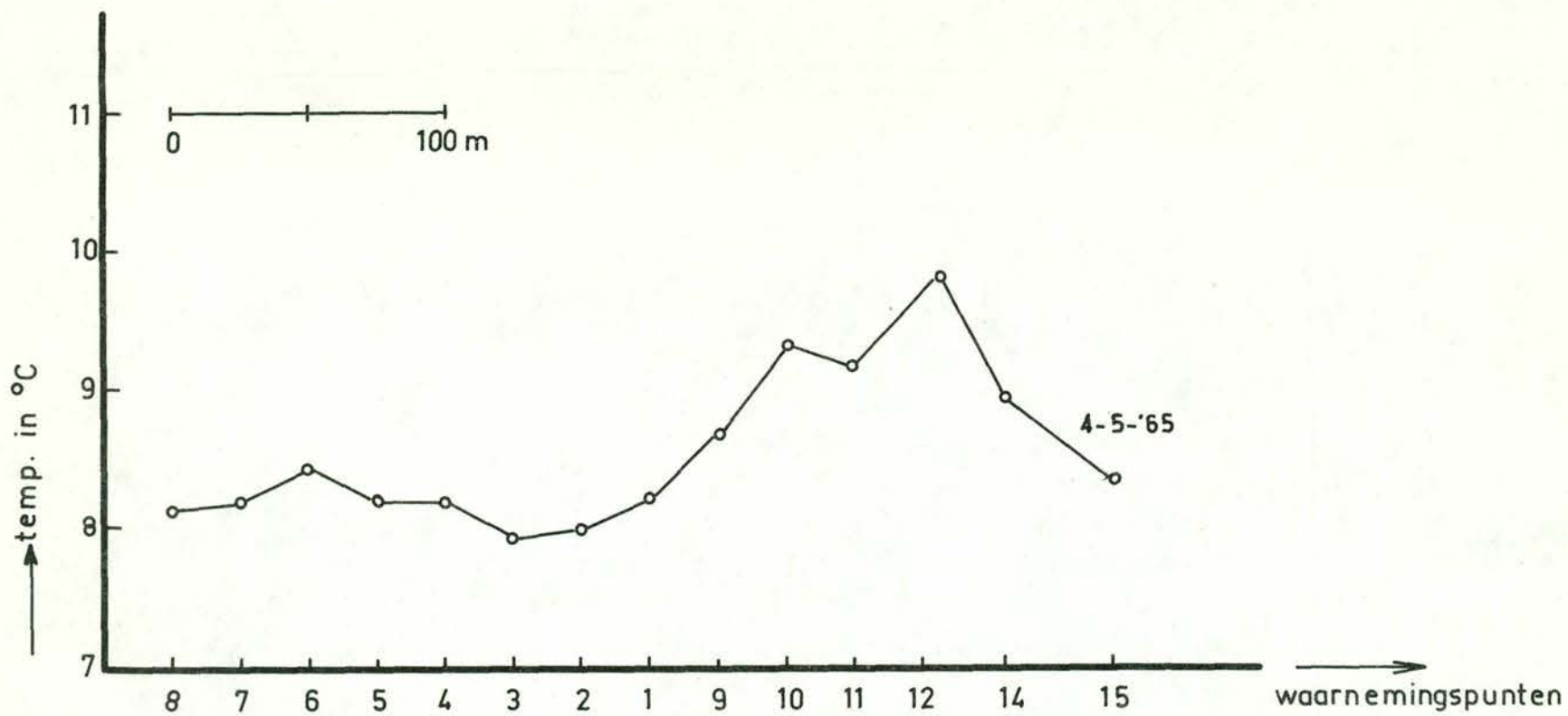
Afdeling Geofysisch Onderzoek

GEOthermisch ONDERZOEK NEDERLAND

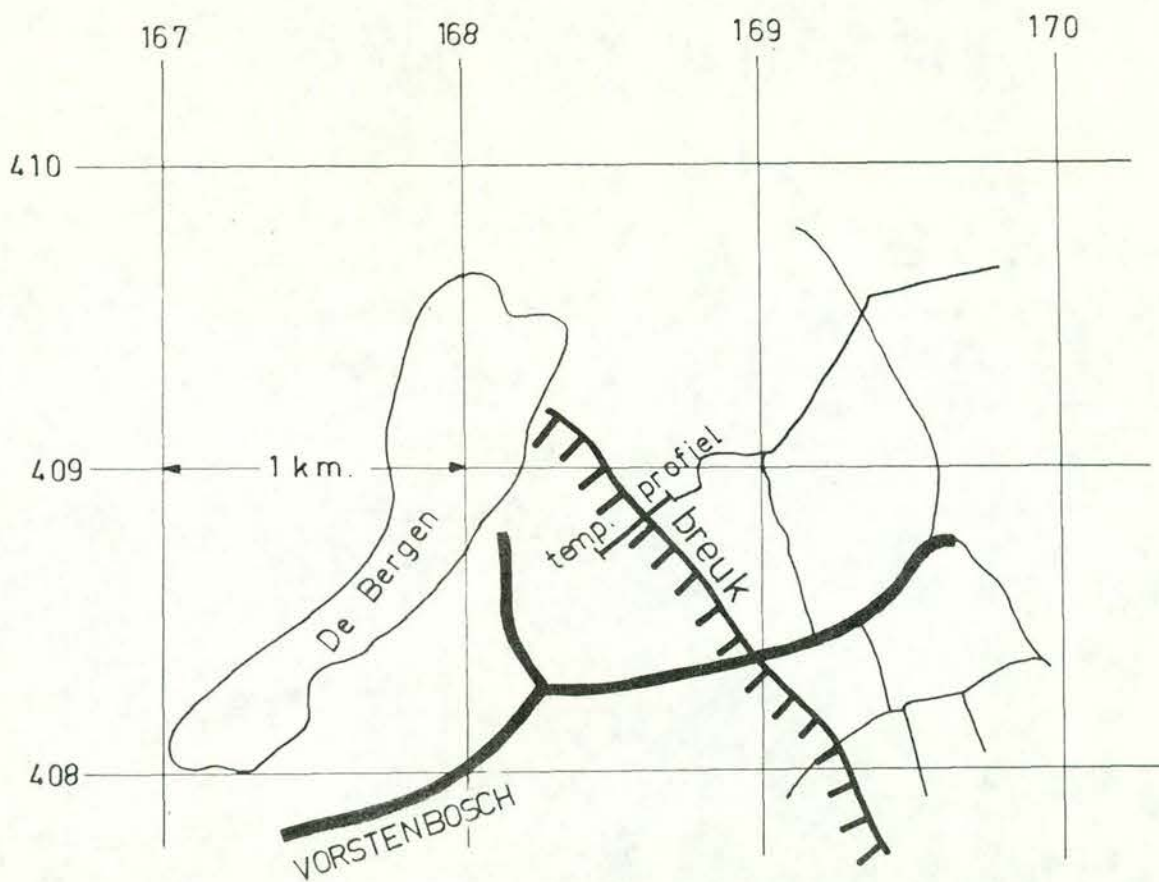
Temperatuurprofiel Hei- en Boeikop



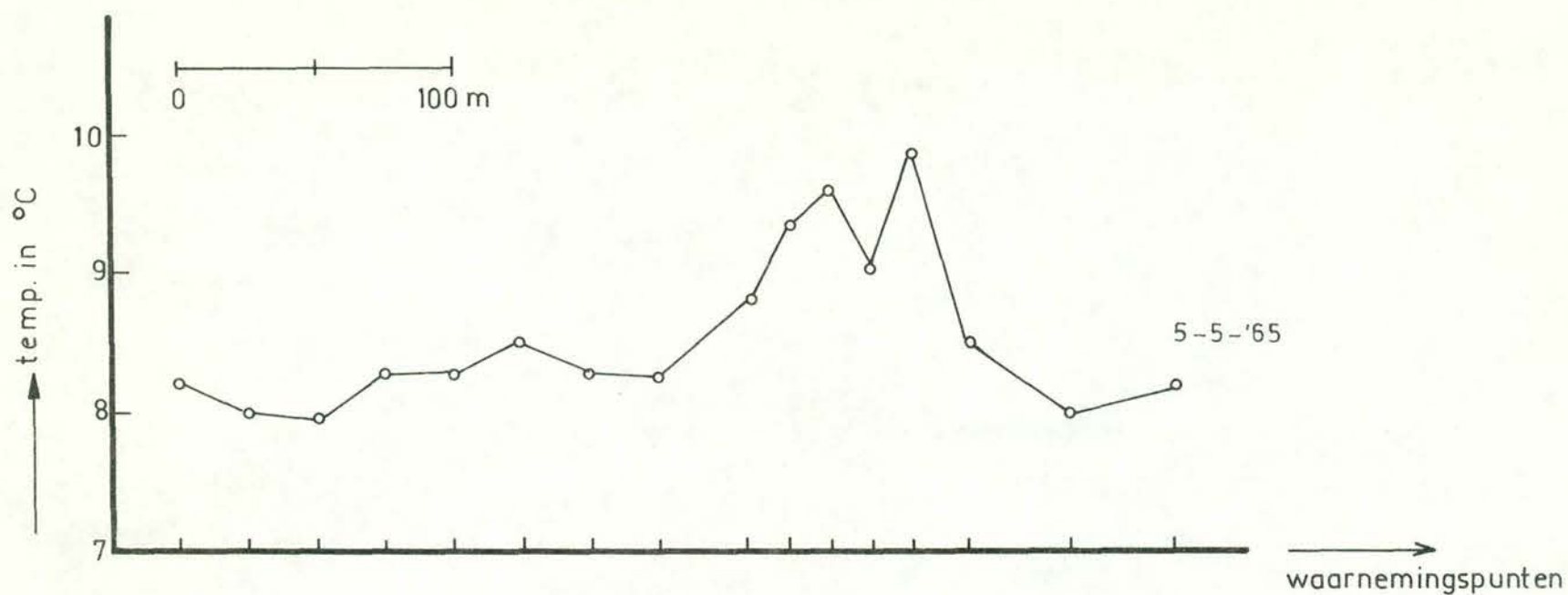
Situatieschets bij temperatuurprofiel Bakel



Dienst Grondwaterverkenning TNO
 Afdeling Geofysisch Onderzoek
 GEOTHERMISCH ONDERZOEK NEDERLAND
 Temperatuurprofiel Bakel (N.Br.)



Situatieschets bij temperatuurprofiel Vorstenbosch

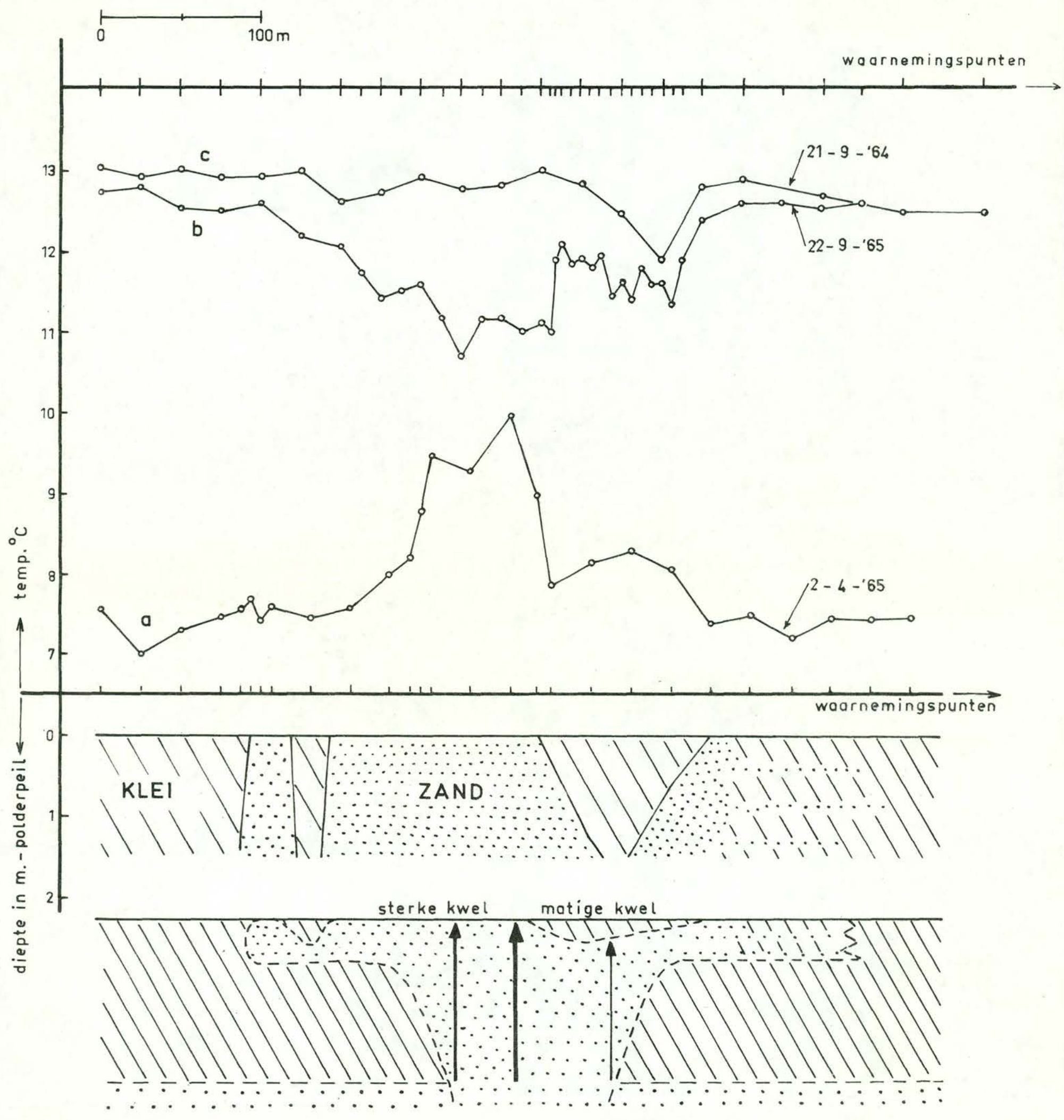


Dienst Grondwaterverkenning TNO

Afdeling Geofysisch Onderzoek

GEOTHERMISCH ONDERZOEK NEDERLAND

Temperatuurprofiel Vorstenbosch (N.Br.)



Dienst Grondwaterverkenning TNO
 Afdeling Geofysisch Onderzoek
 GEOTHERMISCH ONDERZOEK NEDERLAND
 Temperatuurprofielen ZIJDERVELD