

Directie Wat. & Wat.

"Bibliotheek"

District Noord

**bx**

80763

ZZW B 65-13.

INVLOED VAN DE DROOGLEGGING  
VAN DE IJSSELMEERPOLDERS OP  
MAAIVELDHOOGTEN.

INVLOED VAN DE DROOGLEGGING VAN DE  
IJSSELMEERPOLDERS OP MAAIVELDSHOOGTEN  
(Uittreksel van voordracht op 8 juli  
1965 voor Subcommissie Bodembeweging  
van de Rijkscommissie voor Geodesie).

I. Ontlasting aardkorst.

Na voltooiing van de inpolderingen beslaan de IJsselmeerpolders een totale oppervlakte van 2200 km<sup>2</sup>. Daartoe is in de eerste plaats de waterschijf boven de vroegere zeebodem met een gemiddelde dikte van 3,5 m verwijderd. Voorts is de toplaag binnen de polders tot een diepte van ongeveer 1 m ontwaterd; bij een poriëngehalte van 30 % komt dit overeen met het verdwijnen van een waterschijf van 0,3 m dikte. Daarnaast ontstaat een grondwaterstroming (zie II) naar de polder toe, waardoor het in de ondergrond aanwezige brakke water voor een deel zeer langzaam (decennia, eeuwen) wordt vervangen door zoet water. De stroming vindt plaats in een ca 200 m dikke zandlaag met gem. 3000 mg/l chloridegehalte van het poriënwater. Bij een poriëngehalte van 30 % komt de verlaging van het chloridegehalte neer op een ontlasting met ca 0,3 m waterschijf. Tenslotte moet men nog rekenen op de inklinking van het maaiveld binnen de polders (zie de voordracht van Ir. R. J. de Glopper) en op die buiten de polders als gevolg van de onder II aangeduide processen, daar het IJsselmeergebied door deze inklinking water kwijt raakt.

In totaal wordt de aardkorst dus ontlast door het verdwijnen van een waterschijf ter dikte van ca 4,5 m over een oppervlakte van 2200 km<sup>2</sup> of te wel met ca 10 miljard ton.

De IJssel brengt ongeveer 0,5 miljoen ton slib per jaar in het IJsselmeer. Als hiervan niets naar de Waddenzee zou worden gespuid, dan zou deze slibaanvoer zelfs in 1000 jaren nog slechts een belasting betekenen met 0,5 miljard ton.

De ontlasting door de IJsselmeerinpolderingen kan nog worden vergeleken met andere ontlastingen in ons land door menselijk ingrijpen b.v. winning van steenkolen 10 miljoen ton/jaar gedurende

1 eeuw → 1 miljard ton; winning van gasbel 1000 miljard m<sup>3</sup>  
methaan → 0,7 miljard ton.

Om een indruk te verkrijgen van de invloed van de ontlasting door de IJsselmeerpolders is gebruik gemaakt van de resultaten van berekeningen door Schlichter en Caputo (Deformations of an earth model by surface pressures. Journal of Geophysical Research, 65, (1960) 4151 - 4156) betreffende de verplaatsingen van een punt aan de aardoppervlakte onder invloed van elastische vormveranderingen van de aardkorst en van de vloeibare kern. Voor een centraal in het IJsselmeergebied gelegen maaiveldspunt komt men dan tot een rijzing van ongeveer 1 cm.

## II. Inklinking maaiveld door afname van de waterspanningen.

### II.1. Inleiding.

De ondergrond van het IJsselmeer en zijn omgeving is van boven naar beneden opgebouwd uit:

- a. holocene klei-, slib- en veenlagen, dik 0 - 20 m, met geringe doorlatendheid.
- b. een pleistocene zandlaag, dik 200 à 250 m, met goede doorlatendheid.
- c. pleistocene slib en kleilagen (Icenien), die in het algemeen als ondoorlatend worden beschouwd.

In het bovenste deel van het pleistocene zandpakket komen plaatselijk min of meer uitgebreide kleilenzen voor (marien Eemien en Fluvio-glaciaal).

De ondergrond is, op de bovenste laag in de landgebieden na, verzadigd met water. De droogmaking van de IJsselmeerpolders, met zijn verlaging van de waterstand binnen de polders met 4 à 5 m, zal een grondwaterstroming doen ontstaan van de omgeving met hoge waterstanden naar de polders. De afdekkende klei- en veenlagen beletten n.l. ondanks hun slechts doorlatendheid niet volledig de stroming naar en uit het onderliggende zandpakket. Bovendien komen in deze lagen veelal gaten voor door natuurlijke of menselijke oorzaken. In het goed doorlatende, dikke zandpakket kan het water zich vrij gemakkelijk horizontaal verplaatsen. Eventuele grondwaterstromingen in de diepere lagen worden in het algemeen verwaarloosd.

De door de inpolderingen veroorzaakte grondwaterstromingen gaan gepaard met veranderingen in de water- en korrelspanningen in de ondergrond, welke volumeveranderingen van de ondergrond en dus wijzigingen in de maaiveldshoogte kunnen veroorzaken. Aan de ene kant heeft men een grondmechanisch probleem: het verband tussen de wijzigingen in water- en korrelspanningen en de volumeveranderingen, en aan de andere kant een hydrologisch probleem: het bepalen van de wijzigingen in de waterspanningen als gevolg van de inpolderingen.

## II.2. Grondmechanisch probleem.

Beschouw een verticale kolom grond zonder bovenbelasting. In het horizontale grondvlak heerst een verticale grondspanning  $\sigma_g$ , overeenkomend met het gewicht per oppervlakte-eenheid van de kolom grond. Is het onderste deel van de kolom met water verzadigd, dan is het gebruikelijk de grondspanning  $\sigma_g$  te splitsen in waterspanningen  $w$  en korrelspanningen  $p$ , zodanig dat

$$\sigma_g = w + p \quad (1)$$

De waterspanning  $w$  is de spanning in de poriën in het beschouwde grondvlak, welke echter over het gehele grondvlak aanwezig wordt verondersteld. Deze waterspanning kan worden gemeten.

De korrelspanning  $p$  wordt eveneens betrokken op het gehele oppervlak; het is niet de werkelijke spanning in de korrels, maar een rekengrootheid verband houdend met de drukkrachten welke de korrels in hun aanrakingspunten op elkaar uitoefenen.

Uit grondmechanisch onderzoek blijkt dat de vormveranderingen van een korrelmassa afhankelijk zijn van de korrelspanningen.

Door hydrologische oorzaken als inpolderingen verandert  $\sigma_g$  praktisch niet (tenzij bij een grote verlaging van het capillaire vlak), wel echter  $w$ . Een verlaging van  $w$  gaat dan volgens (1) gepaard met een even grote toename van  $p$ . In dergelijke gevallen verkeren naburige grondkolommen in praktisch dezelfde omstandigheden, zodat horizontale vormveranderingen van elke kolom zijn uitgesloten. De verticale verkorting  $u$  van een grondlaagje, kan dan in dit 1-dimensionale geval worden berekend met de formule van Buisman -

Koppejan - Terzaghi:

$$u = h \left( \frac{1}{c_p} + \frac{1}{c_s} \log t \right) \ln \frac{p_2}{p_1} \quad (2)$$

waarin:

$h$  = oorspronkelijke dikte van het laagje

$p_1$  = oorspronkelijke korrelspanning

$p_2$  = gewijzigde korrelspanning

$t$  = tijd na aanbrengen belasting

$c_p$  en  $c_s$  = samendrukkingscoëfficiënten, te bepalen in het laboratorium aan ongeroerde monsters

Het is nog niet zeker of de aldus bepaalde  $c_p$  en  $c_s$  ook gelden voor de zeer geleidelijke belastingsveranderingen als gevolg van hydrologische wijzigingen.

Bij kleilagen gaat samendrukking gepaard met uitpersen van poriënwater, daar de samendrukbaarheid van het water en van de korrels te verwaarlozen zijn t.o.v. de vervorming van de stapeling van de kleideeltjes. Daar klei slecht doorlatend is zal het uitpersen langzaam geschieden. De samendrukking en het uitpersen van poriënwater gaan door totdat het korrelskelet zover is vervormd dat het past bij de korrelspanning  $p_2$  in de uiteindelijke toestand, die gelijk is aan de grondspanning  $\sigma_g$  verminderd met de waterspanning  $w_2$  in de uiteindelijke toestand. Deze  $w_2$  hangt alleen af van de afmetingen van de lagen waarin de grondwaterstroming plaats vindt, de doorlatendheidseigenschappen van deze lagen en van de randvoorwaarden.

Zolang de uiteindelijke toestand nog niet is bereikt moet de werkelijk optredende korrelspanning  $p$  kleiner zijn dan  $p_2$  en volgens (1) de werkelijk optredende waterspanning  $w$  groter dan  $w_2$ . Dank zij deze tijdelijke wateroverspanning  $w - w_2$  wordt het uitgeperste poriënwater afgevoerd.

Onder bepaalde aannamen wordt de aanpassing van de waterspanningen in een kleilaag aan de nieuwe toestand van een 1-dimensionaal geval weergegeven door de differentiaalvergelijking:

$$c_v \frac{\partial^2 w}{\partial z^2} = \frac{\partial w}{\partial t} \quad (3)$$

waarin:

$z$  = coördinaat in de richting, waarin de samendrukking plaats vindt

$c_v$  = consolidatiecoëfficiënt  $= \frac{k}{a\gamma}$

$k$  = doorlatendheidscoëfficiënt

$a$  = samendrukkingscoëfficiënt

$\gamma$  = soortelijk gewicht water

Naarmate de klei minder doorlatend is (kleinere  $k$ ) en meer samendrukbaar (grotere  $a$ ) zal de aanpassing, en dus ook de inklinking, langzamer verlopen (kleinere  $c_v$ )

### II.3. Geohydrologisch probleem.

De door de inpolderingen veroorzaakte grondwaterstroming kan worden geschematiseerd tot een horizontale stroming in het goed doorlatende pleistocene zandpakket en een verticale stroming door de slecht doorlatende afdekkende lagen.

Aangenomen wordt dat de Wet van Darcy geldt:

$$v = -k \frac{d\varphi}{ds} \quad (4)$$

waarin:

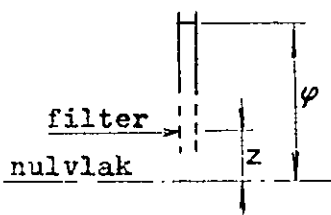
$v$  = filtersnelheid d.i. de hoeveelheid welke per eenheid van tijd stroomt door de eenheid van oppervlakte loodrecht op de stroomrichting  $s$ .

$k$  = doorlatendheidscoëfficiënt

$\varphi$  = potentiaal of stijghoogte van het grondwater

$\frac{d\varphi}{ds}$  = potentiaalverval in de stroomrichting  $s$ .

De filtersnelheid is een rekengrootheid. De werkelijke gemiddelde snelheid van het water in de poriën is groter, afhankelijk van de structuur van de grond. De potentiaal  $\varphi$  in een punt is de hoogte t.o.v. een aangenomen nulvlak, waartoe het water zou opstijgen in een in dat punt aangebrachte open peilbuis. Tussen de in de hydrologie gebruikelijke  $\varphi$  en de in de grondmechanica gebruikelijke waterspanning  $w$  bestaat het volgende verband:



$$w = \gamma(\varphi - z) \quad (5)$$

Beschouw nu de horizontale stroming in het goed doorlatende zandpakket. De dikte hiervan is  $D$ . Aangenomen wordt dat de doorlatendheid in ieder punt en in elke richting dezelfde waarde heeft. Toepassing van de continuïteitsvergelijking en van de Wet van Darcy op een vertikaal grondprisma uit het zandpakket geeft dan de volgende differentiaalvergelijking (samendrukking zandpakket verwaarloosd)=

$$kD \left( \frac{\partial^2 \varphi}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 \varphi}{\partial y^2} \right) + q_s = 0 \quad (6)$$

waarin:

$x, y$  = coördinaten t.o.v. het horizontale assenstelsel  $X, Y$

$q_s$  = voeding per eenheid van oppervlakte uit de afdekkende lagen

$\varphi$  = potentiaal in het zandpakket

$\varphi$  is constant in een vertikaal, daar in de verticale  $z$ -richting

$$v_z = -k \frac{\partial \varphi}{\partial z} = 0$$

Wanneer de afdekkende lagen samendrukbaar en slecht doorlatend zijn, is  $q_s$  afhankelijk van het verloop van het uitpersen van het poriënwater en dus tijds-afhankelijk. De verschijnselen in de afdekkende lagen kunnen worden weergegeven door de vergelijking (3). Met behulp van vergelijking (5) volgt hieruit:

$$c_v \frac{\partial^2 \varphi^1}{\partial z^2} = \frac{\partial \varphi^1}{\partial t} \quad (7)$$

waarin :

$\varphi^1$  = potentiaal in de afdekkende lagen.

De vergelijkingen (6) en (7) bieden in principe de mogelijkheid om de hydrologische veranderingen en de daarmee samenhangende inklinkingen in de tijd te volgen, wanneer  $kD$  en  $c_v$  overal bekend zijn. De uiteindelijke toestand, waarbij men uiteraard het meeste belang heeft, volgt dan natuurlijk ook uit deze berekening. De belangrijke uiteindelijke toestand kan men echter gemakkelijker verkrijgen door direct uit te gaan van de omstandigheid, dat dan het samendrukkingsproces en het uitpersen afgelopen zijn. De hoeveelheden water die in dat geval

door de onderbegrenzing en door de bovenbegrenzing van de afdekkende lagen stromen zijn gelijk en niet meer tijds-afhankelijk. Volgens de Wet van Darcy geldt dan voor de verticale stroming door de afdekkende lagen met over de hoogte constante verticale doorlatendheid  $k^1$ :

$$q_s = k^1 \frac{\varphi_0 - \varphi}{d^1}$$

waarin:

$\varphi_0$  = potentiaal in de bovenbegrenzing

$\varphi$  = potentiaal in de onderbegrenzing, d.i. in het zandpakket

$d^1$  = dikte afdekkende lagen

Door invoeren van  $c = \frac{d^1}{k^1}$  wordt hiervoor meestal geschreven

$$q_s = \frac{\varphi_0 - \varphi}{c} \quad (8)$$

De factor  $c$ , die de dimensie van een tijd heeft, wordt weerstand van de laag tegen verticale doorstroming genoemd. Bij toenemende dikte en afnemende doorlatendheid neemt de weerstand toe.

Combinatie van (6) en (8) geeft de differentiaalvergelijking voor de uiteindelijke permanente grondwaterstroming:

$$\frac{\partial^2 \varphi}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 \varphi}{\partial y^2} + \frac{\varphi_0 - \varphi}{\lambda^2} = 0 \quad (9)$$

waarin  $\lambda = \sqrt{kDc}$

$\lambda$  = de z.g. karakteristieke lengte; het heeft de dimensie van een lengte. Het is een maat voor de afstand, waarover een verstoring zich doet gevoelen. Na  $3\lambda$  bespeurt men weinig meer van een verstoring.

Bij een grote verstoring als de IJsselmeerpolders kan  $\lambda$  niet als constant over het gehele invloedsgebied worden verondersteld. In principe is dat geen bezwaar, mits  $\lambda$  overal bekend is.

Bij voorkeur moet men trachten  $\lambda$  te bepalen uit de bestudering van een bestaande grondwaterstroming van dezelfde omvang als de door de inpolderingen teweeg gebrachte grondwaterstroming. In het IJsselmeergebied is een dergelijke stroming aanwezig, o.a. veroorzaakt door de droogmakerijen in het westen en door de infiltratie van neerslag minus verdamping op de Veluwe. Deze stroming wordt dan ook met alle beschikbare middelen bestudeerd: boringen om de ondergrond te verkennen, waarnemingsputten om het huidige beeld van de



potentialen vast te stellen, bepaling van opkwellende hoeveelheden uit waterbalansen van gebieden, enz. Men vindt dan een  $kD$  welke slechts weinig varieert, 6000 à 8000  $m^2$ /etmaal, en een weerstand  $c$  die sterk varieert over het gebied, n.l. tussen 10 en  $10^5$  etmalen.  $\lambda$  varieert dan tussen 0,25 en 25 km.

Het doorlaatvermogen  $kD$  van de zandlaag is ook wel bepaald uit laboratoriummetingen aan zandmonsters in losse en zeer dichte pakking. Dit levert een  $kD$  tussen 12000 en 5000  $m^2$ /etmaal, dus van dezelfde orde van grootte als volgens het hydrologisch onderzoek. Doet men in het laboratorium doorlatendheidsproeven aan ongeroerde kleimonsters dan vindt men meestal  $k^1 = 10^{-4}$  à  $10^{-5}$  m/etmaal. Bij een dikte  $d^1 = 1$  m van de kleilaag levert dit reeds een weerstand  $c = \frac{d^1}{k^1} = 10^4$  à  $10^5$  etmalen. De in het laboratorium bepaalde  $c$ -waarde is dan ook veelal 10 à 100 maal zo groot als de  $c$ -waarde uit het hydrologische terreinonderzoek. Een mogelijke verklaring van dit grote verschil kan zijn gelegen in de omstandigheid, dat de hydrologisch bepaalde  $c$  wordt gevonden als gemiddelde over een groot gebied. Zijn de kleilagen in dit gebied geperforeerd, dan kan de gemiddelde  $c$  belangrijk lager zijn dan de weerstand van de kleilagen zelf.

Het betreffende verschil zou echter ook kunnen worden verklaard door het nog niet permanent zijn van de huidige grondwaterstroming, n.l. wanneer vroegere wijzigingen in de randvoorwaarden (droogmakerijen, onttrekkingen van grondwater) nog niet zijn uitgewerkt. De voeding van het zandpakket zou dan nog voor een deel bestaan uit uitgeperst poriënwater uit de kleilagen. Vat men een dergelijke niet-permanente (d.w.z. niet aangepaste) grondwaterstroming op als een permanente, dan levert dit te lage  $c$ -waarden (de afdekkende lagen lijken doorlatender dan zij in feite zijn).

Er zijn aanwijzingen, dat in het zuidwestelijk deel van het IJsselmeergebied de huidige grondwaterstroming niet-permanent kan zijn. Verschillende in klei-lagen gemeten potentiaalverdelingen wijzen o.a. hierop, ook al zijn andere verklaringen voor deze verdelingen niet onmogelijk.

Het is momenteel nog niet gelukt een sluitend geheel te verkrijgen van alle gegevens betreffende het grondwaterregime in het IJsselmeergebied.

#### II.4. Uitzicht

Stel het in de voorgaande alinea bedoelde sluitend geheel is verkregen. De volgende stap is dan de invloed van de inpoldering van Zuidelijk Flevoland en van de Markerwaard te voorspellen. De bij de Noordoostpolder en Oostelijk Flevoland opgedane ervaringen zijn waarschijnlijk niet goed toepasbaar op de verdere inpolderingen, daar de afdekkende lagen in het oosten veel dunner zijn dan in het westen en daardoor veel vaker worden geperforeerd. Aanpassingsverschijnselen zijn dus in het oosten in geringe mate te verwachten.

De voorspelling van de invloed van Zuidelijk Flevoland en van de Markerwaard hangt af van het al dan niet aangepast (permanent) zijn van de huidige toestand in het westelijk en zuidwestelijk deel van het IJsselmeergebied. Heeft de huidige toestand zich overwegend aangepast aan de vroegere wijzigingen in de randvoorwaarden door droogmakerijen, wateronttrekkingen, dan kan  $\lambda$  over het gebied worden bepaald door bestudering van de huidige grondwaterstroming. De uiteindelijke veranderingen in de potentialen en in de waterspanningen tengevolge van de verdere inpolderingen kunnen dan met redelijke nauwkeurigheid worden berekend. Om de uiteindelijke maaiveldsverlaging in een bepaald punt te vinden moet men weten het huidige verloop van de waterspanningen over een vertikaal in de afdekkende lagen, het toekomstige verloop en de samendrukkingseigenschappen van de opeenvolgende lagen. Het huidige verloop van de waterspanningen kan men meten. Van het toekomstig verloop is de wijziging aan de onderkant van de afdekkende laag bekend uit het hydrologisch onderzoek; het verdere verloop kan worden afgeleid uit het huidige verloop en uit doorlatendheidsmetingen aan ongeroerde grondmonsters. Nadat ook de samendrukkingseigenschappen in het laboratorium zijn bepaald kan dan de uiteindelijke inklinking van het maaiveld worden berekend. Daar de bodemeigenschappen van punt tot punt sterk variëren is een dergelijk onderzoek voor een groot gebied als het onderhavige moeilijk uitvoerbaar.

Is de huidige toestand echter overwegend niet-permanent en vindt dus nog een belangrijke voeding van het grondwater plaats door uitpersen van poriënwater, dan kan de huidige toestand niet worden gebruikt om de  $\lambda$  over het gebied te bepalen. Daar over het eventuele huidige

verloop in de tijd slechts summiere gegevens aanwezig zijn, ziet het er ook niet naar uit, dat hieruit veel inzicht kan worden afgeleid ten aanzien van de bodemeigenschappen. Denkt men dan aan laboratoriumonderzoek aan ongeroerde monsters dan krijgt men weer te maken met de boven reeds genoemde grote variaties in de bodemeigenschappen.

Al met al dienen de verwachtingen ten aanzien van de mogelijkheid van voorspelling van de uiteindelijke inklinking van het maaiveld niet te hoog te worden gespannen.

Het is dan ook noodzakelijk, ook als een voorspelling toch mogelijk blijkt te zijn, de toestand na de droogmaking van Zuidelijk Flevoland (1968) en van de Markerwaard (omstreeks 1980) nauwlettend te volgen, opdat eventueel tijdig maatregelen kunnen worden getroffen. Dit kan daar inklinkingsprocessen zeer langzaam verlopen. Bij het ontwerp hebben voorzieningen weinig zin gezien de bodemgesteldheid; zo heeft een breed randmeer hier praktisch geen effect. Wel is het zaak de bodem van de polders zo dicht mogelijk te houden, opdat de in de polders opkwellende hoeveelheden en dus ook de potentiaalverlagingen zo klein mogelijk zijn.

Latere mogelijke maatregelen om de potentialen te verhogen en dientengevolge de inklinking te verminderen zijn: het dichten van gasbronnen, het beperken van de grondwateronttrekking door putten voor koel- en industriewater e.d., het voeden van de bodem via putten b.v. in het randmeer van de polder.

juli 1965.