

DE INVLOED VAN DE GETIJBEWEGING
VAN ZEEËN EN GETIJRIVIEREN OP DE
STIJGHOOGTE VAN GRONDWATER

UNAM



82

TESIS-BCCT

430
507

UNIVERSITY OF CALIFORNIA
LIBRARY

J. H. STEGGEWENTZ

THE UNIVERSITY OF CHICAGO
IN THE DEPARTMENT OF CHEMISTRY
SERIES OF VOLUME 100

1-82

CLASSIFICATIE
ADRES
TITEL
AUTEUR

DE INVLOED VAN DE GETIJBEWEGING VAN ZEEËN EN
GETIJRIVIEREN OP DE STIJGHOOGTE VAN GRONDWATER

W. VAN DER WENTZ



DE RIJKE UNIVERSITEIT
BRUSSEL

I-34
82

ASIST. SXJ 1933 I-3

ADQUIS. I-34

FECHA *enero 2008*

PROCED. A

ESTE DOCUMENTO PERTENECE AL SERVIDOR PÚBLICO
Y NO DEBE SER DESTROYIDO SIN EL CONSENTIMIENTO DEL
SERVIDOR PÚBLICO QUE LO GENERÓ

SECRETARÍA DE DEFENSA
ESTADOS UNIDOS MEXICANOS

DE INVLOED VAN DE GETIJBEWEGING VAN ZEEËN EN GETIJRIVIEREN OP DE STIJGHOOGTE VAN GRONDWATER

PROEFSCHRIFT

TER VERKRIJGING VAN DEN GRAAD VAN
DOCTOR IN DE TECHNISCHE WETENSCHAP
AAN DE TECHNISCHE HOOGESCHOOL TE
DELFT, OP GEZAG VAN DEN RECTOR
MAGNIFICUS DR. J. G. RUTGERS, HOOG-
LEERAAR IN DE AFDEELING DER ALGE-
MEENE WETENSCHAPPEN, VOOR EEN COM-
MISSIE UIT DEN SENAAAT TE VERDEDIGEN
OP DINSDAG 31 OCTOBER 1933, DES NA-
MIDDAGS TE VIER UUR, DOOR

JOHAN HEINRICH STEGGEWENTZ

MIJNINGENIEUR

GEBOREN TE AMSTERDAM



INSTITUTO DE GEOLOGIA
BIBLIOTECA

NAAMLooZE VENNOOTSCHAP W. D. MEINEMA - DELFT

DE INVLOED VAN DE GETIJBEWEGING
VAN ZEEËN EN GETIJRIVIEREN OP DE
STICHOOGTE VAN GRONDWATER

PROEFSCHRIFT

TER VERKRIGING VAN DEN GRAAD VAN
DOCTOR IN DE TECHNISCHE WETENSCHAP
AAN DE TECHNISCHE HOOGESCHOOL TE
DELFT, OP GEZAG VAN DEN RECTOR
MAGISTRICUS DR. J. G. LERS, HOOG-
LERAAR IN DE APPLICATIE VAN DE
NATUURWETENSCHAPPEN, VOOR EEN COM-
MISSIE UIT DEN SENAAT TE VERDEDIGEN
OP DINSdag den 10de Junij 1893 DES NA-

490
St 36

DIT PROEFSCHRIFT IS GOEDGE-
KEURD DOOR DE PROMOTOREN
PROF. DR. J. M. BURGERS EN
PROF. DR. H. BREMEKAMP.

JOHAN HENRIK DE WENT

WITTINGHUR

GEBOREN TE AMSTERDAM



INSTITUTO DE GEOLOGIA
BIBLIOTECA

DE AMTLOZE VERENIGING W. D. MEINEMA - DELFT

INHOUD.

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18	19	20	21	22	23	24	25	26	27	28	29	30	31	32	33	34	35	36	37	38	39	40	41	42	43	44	45	46	47	48	49	50	51	52	53	54	55	56	57	58	59	60	61	62	63	64	65	66	67	68	69	70	71	72	73	74	75	76	77	78	79	80	81	82	83	84	85	86	87	88	89	90	91	92	93	94	95	96	97	98	99	100
---	---	---	---	---	---	---	---	---	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	----	-----

Aan mijn Vrouw

THE UNIVERSITY OF CHICAGO
PRESS, 1963
PUBLISHED BY THE UNIVERSITY OF CHICAGO PRESS

For more information

INHOUD.

INLEIDING	1
HOOFDSTUK I.	
Historisch overzicht	3
HOOFDSTUK II.	
Algemeene beschouwingen	24
HOOFDSTUK III.	
Het geo-hydrologisch onderzoek te Vlissingen in 1927	27
HOOFDSTUK IV.	
Andere geo-hydrologische onderzoekingen	34
§ 1. Algemeen	34
§ 2. Het onderzoek te Leiduin (Pennink, 1903)	34
§ 3. Het onderzoek te Emden (Kyrieleis, 1913)	36
§ 4. Het onderzoek te Rotterdam (Franx, 1933)	39
HOOFDSTUK V.	
Afleiding van de grondvergelijkingen voor den invloed van de getijbeweging van zeeën en getijrivieren op de stijghoogte van grondwater	40
§ 5. Algemeen	40
§ 6. De grondvergelijkingen	44
HOOFDSTUK VI.	
De voortplanting van de getijbeweging in phreatisch grondwater bij practisch constante dikte van de capillaire zone (geval I)	50
§ 7. De oplossing in eerste benadering voor den toe- stand bij dynamisch evenwicht	50
§ 8. Afleiding van een algemeene formule voor den invloed van den aanvangstoestand	53

§ 9. De berekening van den tijdsduur, waarbinnen het dynamisch evenwicht wordt bereikt	59
§ 10. De oplossing in tweede benadering voor den toestand bij dynamisch evenwicht	63

HOOFDSTUK VII.

De voortplanting van de getijbeweging in phreatisch grondwater bij wisselende dikte van de capillaire zone (geval II)	67
§ 11. De benaderde oplossing voor den toestand bij dynamisch evenwicht	67
§ 12. Beschouwingen over den invloed van de wisselingen in de dikte van de capillaire zone	74

HOOFDSTUK VIII.

De voortplanting van de getijbeweging in spanningsgrondwater (geval III)	75
§ 13. De oplossing voor den toestand bij dynamisch evenwicht	75
§ 14. Beschouwingen	76

HOOFDSTUK IX.

Het verband tusschen de afgeleide formules en gepubliceerde feiten	79
§ 15. Het geo-hydrologisch onderzoek te Brunsbüttelkoog (Bohlmann, 1913)	79
§ 16. De oeverweerstand	89
§ 17. Verklaring van het feit, dat de grafisch afgeleide empirische formules als benaderingsformules opgevat moeten worden en beter voldoen naarmate een put dichter bij de zee of getijrivier gelegen is	94
§ 18. De voortplanting van de getijbeweging in phreatisch grondwater	95
§ 19. Slotbeschouwingen	98

SAMENVATTING	101
------------------------	-----

LITERATUUR	109
----------------------	-----

INLEIDING.

De waterspiegel van bronnen en putten, gelegen in de nabijheid van een zee of getijrivier, kan onderhevig zijn aan eb en vloed, echter op een wijze, die gedempt en vertraagd is ten opzichte van de getijbeweging van die zee of getijrivier.

Hoewel dit verschijnsel slechts een klein onderdeel vormt van de aan interessante problemen zoo rijke hydrologie, stond het reeds omstreeks het begin onzer jaartelling in de belangstelling van den denkenden mensch. Polybius (omstreeks 204—122 v. Chr.), Strabo, Seneca en Plinius de Oude (23—79 n. Chr.) hebben hun gedachten, althans een wijle, over dit onderwerp laten gaan.

Sedert het verschijnen van Camden's *Britannia* (in het jaar 1586) wordt steeds meer in publicaties van bedoeld verschijnsel melding gemaakt. Uitgebreide onderzoekingen erover worden in Frankrijk en Nederland sedert het midden van de 19de en in de Vereenigde Staten van Amerika, Duitschland en Japan in de 20ste eeuw verricht.

Bij de bespreking van de oudere publicaties in hoofdstuk I is zoo veel mogelijk datgene vermeld, wat ook thans nog als aanvaardbaar kan worden beschouwd. Omdat hierbij de huidige opvattingen, zooals deze in den loop der eeuwen zijn gegroeid, slechts fragmentarisch te voorschijn treden, is daarvan in hoofdstuk II een overzichtelijker uiteenzetting gegeven.

In hoofdstuk III worden de door schrijver dezès voor het eerst in Mededeeling No. 9 van het Rijksbureau voor Drinkwatervoorziening gepubliceerde empirische benaderingsformules voor den invloed van de getijbeweging van de Westerschelde op de stijghoogte van het grondwater te Vlissingen behandeld, terwijl in hoofdstuk IV nagegaan wordt, in hoeverre deze formules ook op andere gebieden van toepassing

zijn, waarbij uitsluitend gebruik gemaakt wordt van de in de literatuur vermelde gegevens.

In de hoofdstukken V tot en met VIII worden langs theoretischen weg formules afgeleid voor de voortplanting van de getijbeweging in grondwater.

In hoofdstuk IX wordt het verband aangetoond tusschen de theoretisch afgeleide formules en de aan de practijk ontleende gegevens, zooals deze in de literatuur zijn vermeld.

Een en ander wordt besloten met een samenvatting en een literatuurlijst.

HOOFDSTUK I.

HISTORISCH OVERZICHT.

De belangstelling voor den invloed van de getijbeweging op de stijghoogte van het grondwater is reeds zeer oud.

Volgens STRABO (66 v. Chr.—24 n. Chr.) maakte POLYBIUS (omstreeks 204—122 v. Chr.) melding van een zoetwaterbron in den Herculestempel te Cadix (lit. 137, 138, 23, 24, 33, 34), waarvan de waterspiegel eb en vloed vertoonde, echter op een wijze, die juist tegengesteld is aan die van de zee¹⁾.

SENECA (omstreeks 4 v. Chr.—65 n. Chr.) deelt mede, dat sommige bronnen afwisselend gedurende 6 uur vol en gedurende 6 uur leeg zijn (lit. 125).

Volgens PLINIUS DE OUDE (23—79 n. Chr.) bevindt zich dicht bij den bovenbedoelden tempel een bron, die nu eens stijgt en daalt met den oceaan, dan weder tegengesteld daaraan, terwijl de waterspiegel van een andere bron in de omgeving de getijbeweging trouw volgt (lit. 111, 112, 75, 91, 92). Het laatste wordt ook door hem vermeld van de warme bronnen van Monfalcone (bij Triëst), destijds gelegen op een eilandje in de Adriatische Zee²⁾ voor den mond van de Timavo, welk eilandje thans met het vasteland verbonden is. Voorts kent hij nog twee bronnen, waarvan de waterspiegel regelmatig rijst als het getij daalt, en daalt als het getij rijst.

¹⁾ De achter de afkorting lit. geplaatste getallen verwijzen naar de literatuurlijst (pag. 109—126).

²⁾ The tides of the Mediterranean are, in most places, so inconspicuous that it is usually, but incorrectly, described as a tideless sea. Every visitor to Venice must, however, have seen, or may we say smelt, the tides, which at springs have a range of some four feet. The considerable range of tide at Venice appears to indicate that the Adriatic acts as a resonator for the tidal oscillation, in the same way that a hollow vessel, tuned to a particular note, picks out and resonates loudly when that note is sounded (G. H. Darwin, lit. 33).

De eene lag in een dorp aan den oever van de Guadalquivir en de andere in Sevilla. In de omgeving van de laatstbedoelde bron bevonden zich verscheidene andere, die zich in niets van gewone bronnen onderscheidden.

De dichter AUSONIUS (omstreeks 309—392 n. Chr.) vergeleek de beweging van den waterspiegel van een bron bij Burdigala (Bordeaux) met die van den waterspiegel van de Euripus, een zeeëngte met een buitengewoon afwijkende getijbeweging (lit. 7, 89).

In 1590 (of reeds in 1586) vermeldt CAMDEN (lit. 23, 24, 92, 146, 147), dat er in Wales bij het kasteel Dynevor, Carmarthenshire, een bron is, waarvan de waterspiegel, die tweemaal per dag rijst en daalt, de getijbeweging imiteert. In 1607 voegt hij (lit. 23, 24, 93) hieraan toe, dat er bij Newton (Nottage), Glamorganshire, een dorpje aan de westzijde van de Ogmor-rivier, in een zandige vlakte op ca. honderd passen afstand van den Severn-oever, een ca. 6 voet wijde put is, die volgens de omwoners 's zomers bij vloed bijna droog staat, doch waaraan bij eb rijkelijk water kan worden onttrokken. Teneinde dit te controleeren bleef STRADLING gedurende ongeveer een derde deel van een uur bij den put en zag, dat het water daarin ongeveer 3 inches daalde, terwijl de Severn rees. Na den put verlaten te hebben en niet lang daarna teruggekeerd te zijn, bleek hem, dat het water meer dan een voet was gerezen. In de marge en in den index van de Engelsche bewerking van Camden's *Britannia* wordt een en ander aangeduid met „fountain, ebbing and flowing contrary to the sea”.

In 1650 deelt BERNARD VARENIUS (lit. 146, 147, 92), wiens *Geographia Generalis* juist een eeuw later in het Nederlandsch vertaald werd, mede, dat er bij Varuas boven Saumur in het hertogdom Anjou een riviertje is, dat „tweemaal daags vloeit, en tweemaal ophoud of stil staat”. In de Nederlandsche vertaling wordt hieraan toegevoegd, dat er bij Craven in Yorkshire twee bronnen zijn, die „regelmatig elken dag ebben en vloeijen” en waarvan de eene te Hebden, de andere te Gigglesweek gelegen is; de laatste heette „Eb en Vloed”.

In zijn *Mundus Subterraneus*, welk werk in 1664 verscheen en waarvan een Hollandsche vertaling in 1682 het licht zag, wijdt ATHANASIUS KIRCHERUS (lit. 74, 75), evenals VARENIUS en vele schrijvers na hem, een afzonderlijk hoofdstuk grootendeels aan „de Vloed en Ebbe sommiger Fonteinen”, waaronder evenwel allerlei intermitterende en fluctueerende bronnen begrepen worden, zooals reeds blijkt uit den aanhef daarvan, welke luidt: „Het schijnt sommige wonder datter Fonteinen en Baaden zijn, welke de Vloed en Ebbe der Zee navolgen, met een wonderlijke ongestadigheid evenwel, want sommige vloejen en ebben tweemaal 's daags, sommige in het verloop van twaalf of meerder dagen; sommige worden het eene half jaar verdroogt, en vloeien het andere half jaar”.

De invloed van de getijbeweging op zoetwaterbronnen bij de kust verklaart hij door opstuwing, aangezien de onderaardsche zoetwaterrivier, waar deze een onderaardsche zoutwaterstroom ontmoet, „'t geweld van de Vloed der Zee, als van een lichter natuur zijnde, niet kan te boven komen”.

De aan de getijbeweging van de zee tegengestelde beweging van den waterspiegel in den door PLINIUS bedoelden put bij de Guadalquivir heeft volgens hem geen andere oorzaak, dan dat zich bij vloed een onderaardsch bekken (reservoir) vult, hetwelk eerst bij eb weer leegloopt.

In 1667 vermeldt STUBBES (lit. 139), dat het brakke water in de 5 tot 6 voet diepe putten op de Point of Jamaica overal een getijbeweging vertoont.

In het zelfde jaar rapporteert NORWOOD (lit. 101, 92), dat door hem en zijn reisgenooten op een der Bermuda-eilanden ondiepe putten gegraven werden, soms op slechts ca. 18 m afstand tot de zee of minder. Het water daarin was zoet en rees en daalde met het getij. Dit laatste deed ook het water in het meerendeel der verder landinwaarts gelegen putten, die alle ongeveer tot het zee-niveau gegraven waren.

In 1703 is het ook reeds aan DE LA HIRE (lit. 60) bekend, dat de getijbeweging van de zee invloed uitoefent op den waterspiegel van bronnen.

In 1722 maakt GIBSON in de tweede Engelsche bewerking

van Camden's Britannia (lit. 24) melding van een put in de Lands of New-Yards bij Pasly, Gluydesdale, Schotland, waarvan de waterspiegel met het getij rijst en daalt.

In 1724 beschrijft DESAGULIERS (lit. 37, 148) een vijver te Greenhithe in Kent tusschen Londen en Gravesend, waarvan de waterspiegel tegengesteld schommelt aan het getij.

In 1750 geeft LULOFS (lit. 92) als zijn meening te kennen, dat hij de theorie, volgens welke de bronnen langs onderaardsche wegen door de zee gevoed zouden worden, alleen kan aanvaarden voor die bronnen, die „teffens met de Zee aan Ebbe en Vloed onderhevig zijn". O.m. vermeldt hij, dat er „by Calais op het strand putten gegraven worden, die zoet water hebben, het welke met het Zeewater opryst en neerdaalt wegens Vloed en Ebbe".

In 1773 deelt LE FRANCO VAN BERKHEY (lit. 43) mede, dat er op Urk een put is, waarin het water met hooge vloed en wast.

In 1774 maken OLAFSEN en POVELSEN (lit. 102, 119) in hun beschrijving van IJsland melding van het meertje Diupalon, meestal genoemd Lon, tusschen Lon en Dritvig, waaruit de visschers dagelijks hun drinkwater halen. Het is door een ca. 365 schreden breeden, zich ruim 20 voet boven hoogwater verheffenden wal van de zee gescheiden en de waterspiegel ervan staat „stellig" onder invloed van de getijbeweging.

Tijdens het bezoek van de bovengenoemde onderzoekers bedroeg de naijling (de vertraging, het phaseverschil) 1 uur en het geheele verschil tusschen den hoogsten en den laagsten stand van den waterspiegel, die in den regel 8 tot 10 voet hooger dan de zee staat, „slechts" $2\frac{1}{2}$ voet. Verder vermelden zij een bron bij Budum (Buder, Budir), die op 1000 schreden afstand van de kust gelegen is en waarvan de waterspiegel bijna 6 vadem hooger ligt dan die van de zee. Bij den hoogsten vloed is zij vol met goedsmakend water; bij de eb is het water verdwenen tot beneden den bodem van de bron, die $1\frac{1}{2}$ voet beneden den rand ligt. In een dal in Budahraun liggen op nog grooter afstand van de kust, doch slechts 2 vadem boven het zee-niveau, ettelijke bronnen, waarvan de waterspiegel eveneens stijgt en daalt met het getij. Alle bovengenoemde

plaatsen op IJsland liggen aan de noordkust van de Faxa-fjord.

Naar aanleiding van een bericht in de *General Evening Post* van Dinsdag, 24 Augustus 1802, luidende: „Rottingdean, four miles from Brighton, on the road to Newhaven, is remarkable for the singular variation of its wells, which rise as the tide declines, and are nearly empty at high water! The researches of philosophy have not as yet been able to affix the cause of this apparent contradiction in the course of nature”, deelt PEARSON (lit. 108, 148) mede, dat hetzelfde verteld werd van putten bij Brighthelmstone, doch dat hem uit waarnemingen gebleken is, dat deze berichten sterk overdreven zijn. De naijling bedroeg namelijk niet ca. 6 uur, doch ca. 2 uur.

In 1813 ontstond te den Helder (lit. 54) „bij den aanleg van het stoomtuig bij het drooge dok” een wel. „Destijds gestopt zijnde, ontsprong zij in 1816 andermaal, en was zoo diep, dat eene lat van 7 el er in gestoken kon worden De wel werd buiten de fondeering gebragt en eindelijk in eenen koker opgevangen, of gemetseld in een der muren van het daaraangrenzende dok, alwaar zij nog bestaat (althans in 1848), en nog met de zee op en neer gaat, of daarmede gemeenschap heeft.”

In 1815 maakt STORER (lit. 136, 9, 148) melding van een in 1811 vervaardigden zoetwaterput in de haven van Bridlington, Yorkshire, waarvan het water tijdens den vloed artesisch vloeit. Hij meent te hebben opgemerkt, dat de waterspiegel in den put altijd ca. 1,25 m hooger staat dan de zee. Het verschijnsel werd toegeschreven aan den wisselenden tegendruk, dien de zee uitoefent op den grondwaterstroom, en wel daar, waar de afdekkende kleilagen die zich daarboven bevinden, uitwiggen.

In 1817 merkt INGLIS (lit. 71, 148) naar aanleiding van het voorgaande op, dat een hoogte-verschil van ca. 1,25 m tusschen den waterspiegel in den put en dien van de zee te groot is om verklaard te kunnen worden uit het grootere soortelijk gewicht van het zeewater. Daarom zoekt hij de verklaring van het verschijnsel in de afwisselende samendrukking van de kleilagen door het gewicht van de zee. Deze laatste verklaring werd (lit. 164, 148) reeds in het zelfde jaar

minder juist geacht, omdat er in de omgeving van Hull putten zijn onder soortgelijke omstandigheden als te Bridlington, waarop de getijbeweging van de zee geen invloed uitoefent.

In 1822 vermeldt BAILLET (lit. 9, 22, 89), dat verscheidene putten in Abbeville onderworpen zijn aan den invloed van de getijbeweging van de Somme.

Bij een 51 m diepen put te Noyelle-sur-Mer (lit. 9, 5, 22, 30, 35, 58, 89) staat het grondwater tijdens laagwater ongeveer 2 m beneden het maaveld en tijdens hoogwater ongeveer daarmede gelijk. Door het aanbrengen van een grondreservoir, dat door middel van een keerklep (terugslagklep) met den put verbonden is, wordt van de getijbeweging van den waterspiegel in den put op economische wijze profijt getrokken, omdat het grondreservoir, dat benut wordt als drinkplaats voor het vee, op deze wijze steeds voldoende gevuld blijft.

In 1824 liet de Bisschop van Londen op zijn bezitting in Fulham, niet ver van de Theems, een 97 m diepen put maken, waarbij ruim 20 m krijt werd doorboord. Deze put leverde, al naar gelang het getij van de Theems hoog of laag was, 363 of 273 liter water per minuut (lit. 58, 5, 19, 35, 36, 89).

In 1826 verwijst GARNIER (lit. 50) naar de bovenbedoelde publicatie van BAILLET en voegt daar aan toe, dat dergelijke verschijnselen op vele plaatsen zijn waargenomen en meer speciaal langs de Fransche kust tusschen Dieppe en Montreuil. Talrijke bronnen langs deze kust brengen slechts water aan de oppervlakte als de zee laag staat. Volgens hem laten zich deze feiten, hoe wonderlijk ze ook mogen schijnen, op eenvoudige wijze verklaren, wanneer men aanneemt, dat de zoete grondwaterstroomen zich op grootere of geringere diepte met een zekere snelheid in de zee ontlasten; deze snelheid ondervindt dan een vertraging, wanneer het zeeniveau stijgt, omdat de druk, die hierdoor op de uitstreamings-Openingen uitgeoefend wordt, vermeerdert en het is door deze vertraging, dat het water in de verschillende putten stijgen moet.

In 1829 vermeldt HÉRICART DE THURY (lit. 58, 19), dat ebbe en vloed een zeer merkbaaren invloed hebben op den waterspiegel, zoowel van natuurlijke als van kunstmatige bronnen

langs de kusten. Voor zoover die invloed, als bij eenige bronnen opgemerkt werd, juist tegengesteld is aan wat men zou verwachten, werd dit toegeschreven aan den druk van de lucht, die door den vloed in de onderaardsche holen wordt samengeperst (lit. 19, 31, 89).

Naar aanleiding van deze Fransche publicaties verklaart VAN BEEK (lit. 11) in 1830 met behulp van figuur 1 (waarin thans ter bekorting van de toelichting schematisch peilen voor den neerslag en voor de richting van den grondwaterstroom, benevens verhanglijnen voor de stijghoogte van het artesische grondwater bij hoogwater en laagwater geteekend zijn) hoe men zich den invloed van de getijbeweging op den waterspiegel van een artesischen put denken moet: „Wanneer men namelijk aanneemt, dat de watervoerende grondlaag zich in de zee ontlast, zal het (in deze zee) uitvloeiende

Schematische voorstelling van den invloed van de getijbeweging van de zee op de stijghoogte van artesisch grondwater.

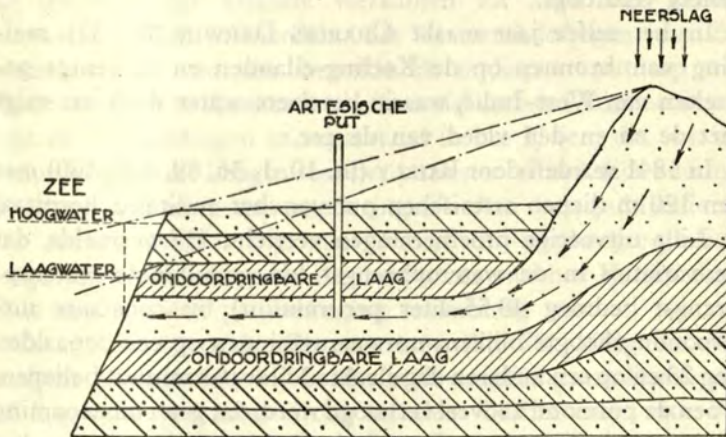


Fig. 1.

(Naar VAN BEEK, 1830, lit. 11; ter bekorting van de toelichting zijn hier aan de origineele tekening schematisch peilen voor den neerslag en voor de richting van den grondwaterstroom, alsmede verhanglijnen voor de stijghoogte van het artesische grondwater bij hoogwater en laagwater toegevoegd).

water noodwendig een' grooteren tegenstand, eene meerdere vertraging ondervinden, wanneer de zee zeer hoog staat en dus met eene grootere waterkolom tegen de uitlozings-openingen drukt, dan wanneer de zee, zeer laag zijnde, bijna geene drukking tegen dezelve uitoefent; het water zal dus in den put veel hooger staan bij den vloed dan bij de ebbe omdat in het eerste geval de groote waterkolom en in het laatste slechts de kleine waterkolom op de uitlozings-openingen drukt".

In 1836 vermeldt GRAVATT (lit. 52), dat de waterspiegel in een ca. 29 m diepen put nabij de nieuwe kerk in Bermondsey ongeveer drie voet stijgt en daalt met het getij.

In 1839 bericht RIVIÈRE (lit. 118), dat hij bij een zoutwaterbron, die bij de Givre, canton de Moutiers-les-Maux-Faits, en op ca. 18 km afstand van de zee gelegen is en volgens de omwoners voortdurend den invloed van de getijbeweging ondervond, slechts kon vaststellen, dat deze bron tijdens de hoogste vloedden rijkelijk vloeit en tijdens de laagste ebstanden geheel verdroogt.

In het zelfde jaar maakt CHARLES DARWIN (lit. 32) melding van bronnen op de Keeling-eilanden en in eenige gedeelten van West-Indië, waarin het zoete water daalt en stijgt met de eb en den vloed van de zee.

In 1841 worden door BAILLY (lit. 10, 1, 36, 89, 106, 160) met een 120 m diepen artesischen put van het militaire hospitaal te Lille uitvoerige proefnemingen verricht. Hij vermeldt, dat de variaties in de wateropbrengst (de gemiddelde wateropbrengst bedroeg 48,55 liter per minuut) bij constante uitstroomingshoogte blijkens uurwaarnemingen op een bepaalden dag 23 en op een anderen dag slechts 3 liter per minuut beliepen. Toen de putmond zooveel verhoogd werd, dat geen uitstrooming plaats vond, bedroegen de variaties in de stijghoogte van het water blijkens om het kwartier verrichte aflezingen aan een glazen buis op een bepaalden dag 296 mm en op een anderen dag 30 mm. Bij nadere bestudeering bleek, dat de sterke variaties in wateropbrengst en stijghoogte optraden tijdens de syzygiën en de geringe variaties tijdens de quadraturen,

waarom hij een en ander toeschreef aan den invloed van de getijbeweging van de (op 62,5 km afstand gelegen) zee tusschen Duinkerken en Calais, ten opzichte waarvan een naijling van ongeveer 8 uur werd geconstateerd.

In 1849 vermeldt VAN MAURIK (lit. 97), dat de rijzing en daling van het water in de putten nabij het Nauw van Calais „door eb en vloed der zee geregeld wordt”, naar aanleiding waarvan BLEEKRODE (lit. 12) er op wijst, dat het zoute water zijn beweging aan het zoete water mededeelt zonder vermenging.

In 1850 deelt BRAITHWAITE (lit. 16a, 148) mede, dat de waterstand in een ca. 75 m diepen put („chalk spring”) van het hospitaal in Greenwich ca. 1,35 m schommelt met het getij. In putten van geringere diepte („sand spring” en „land spring”) bedragen de schommelingen respectievelijk ca. 0,90 en ca. 0,75 m.

In 1851 komen STAMKART en MATTHES (lit. 130, 8) na een serieus onderzoek en uitvoerige berekeningen met behulp van de methode der kleinste vierkanten tot „een niet geheel onwaarschijnlijk vermoeden, dat de veranderingen van de waterhoogten” in een betrekkelijk ondiepen put op de Noordermarkt te Amsterdam „in enig verband kunnen staan met de veranderingen in waterstand in het IJ (en) dat ook de veranderingen in hoogte van het putwater afhankelijk kunnen zijn van de barometerveranderingen”. Aan hun publicatie is een (overigens niet bijzonder fraaie) tijd-stijghoogte-grafiek toegevoegd van het water in den put en van het IJ, dat destijds nog aan een getijbeweging onderhevig was.

In 1855 vermeldt CLUTTERBUCK (lit. 28, 148), dat de ondiepe putten, dicht bij de zee, in de omgeving van Ramsgate bij laagwater volkomen droog stonden. Ze begonnen zich bij den vloed omstreeks halftij met water te vullen. Naar aanleiding hiervan vermeldt SIMPSON (lit. 128, 148), dat het water van verscheidene putten beneden Woolwich bij de banken van de Theems tijdens springtij brak was, maar bij doodtij weinig of geen zout bevatte.

In 1857 geeft VON KRIPPENDORFF (lit. 79) omtrent de oorzaak

van de sterke schommelingen in de waterproductie van een ca. 100 m diepen artesischen put, gelegen op het eiland Onrust nabij Batavia, als zijn meening te kennen: „Welligt moet die gezocht worden in de omstandigheid, dat de waterhoudende laag in gemeenschap staat met de zee, en de put alzoo aan den invloed van ebbe en vloed onderhevig is; te meer zoude men dit kunnen veronderstellen, omdat het grootste verschil in de productie alsmede de grootste totale oplevering plaats grijpt bij volle en nieuwe maan; evenwel blijft het opvallend, dat het verschil zoo aanzienlijk is”.

In 1859 deelt CLUTTERBUCK (lit. 29, 148) mede, dat vele putten in Portsmouth onder invloed van de getijbeweging staan.

In 1860 vermeldt BUIST (lit. 20, 148), dat putten, waarvan de waterspiegel onder invloed van de getijbeweging staat, overal in Bombay en langs de kust van Malabar kunnen voorkomen, waar de bodem uit poreus materiaal bestaat.

In 1870 (of reeds in 1865) verklaart LERSCH (lit. 89), dat intermitterende en fluctueerende bronnen met een half-daagsche periode, die niet door de getijbeweging van de zee beïnvloed worden, zeldzaam schijnen te zijn. Bovendien wil het hem voorkomen, dat voor die bronnen, waarbij de invloed van de getijbeweging juist tegengesteld is aan wat men zou verwachten, de verklaring eerder gezocht moet worden in een groote vertraging dan in een gecompliceerd net van lucht- en waterkanalen.

In 1879 maakt DOUGLASS (lit. 38, 148) melding van den invloed van de getijbeweging op een put op South-Foreland, Kent, en merkt daarbij op, dat dit verschijnsel in vele putten bij de kust van Engeland voorkomt.

In 1883 constateert ROBERTS (lit. 120) met behulp van een registreerende peilschaal, dat de waterspiegel in een put te Maghull bij Liverpool schommelingen vertoont, die door hem ten deele aan den directen invloed van zon en maan toegeschreven worden. Deze verklaring wordt in 1892 door KING (lit. 73) bestreden, doordat hij een en ander aan den indirecten invloed van zon en maan door middel van den oceaan toeschrijft.

In 1885 vermeldt MALLETT (lit. 94, 95, 148), dat de waterspiegel in de warme bronnen op Barren Island in de Andamansche zee de getijbeweging volgt en dat het water dezer bronnen bij hoogwater een weinig minder zout is, dan bij laagwater.

In 1887 deelt SHELFORD (lit. 126, 148) mede, dat de schommelingen van de waterspiegels in eenige tot ca. 60 m beneden zee-niveau reikende putten te Louth, Lincolnshire, bij springvloed 3 voet bedragen.

In het zelfde jaar schrijft LAMBRECHTSEN (lit. 87) het ontstaan van oeverafschuivingen toe aan den invloed van de getijbeweging op den hydrostatischen druk van het grondwater. Hij merkt hierbij op, dat de ondervinding dan ook leert, dat „voor afschuivingen noodig zijn lage ebbestanden, meestal voorafgegaan door een hoogen vloedstand”.

In 1890 maakt FRAZER (lit. 46, 148) melding van een ca. 6 m diepen put in Sea Girt, New-Jersey, waarvan de waterspiegel de getijbeweging van den op ca. 45 m afstand gelegen Atlantischen Oceaan volgt.

In 1892 geeft KING (lit. 73, 148) als zijn meening te kennen, dat de getijbeweging van den waterspiegel in putten niet aan den directen invloed van de zon of de maan toegeschreven moet worden, doch aan den invloed van de getijbeweging van een zee of oceaan. Dezen invloed zou hij zich kunnen denken als een directen schok, maar het lijkt hem waarschijnlijker, dat de oorzaak ligt in de vervorming van de gesteenten onder de wisselingen van de belasting door het getij. Mogelijk werd hij op dit idee gebracht, doordat door hem geconstateerd werd, dat het voorbijrijden van een zwaren goederentrein den waterspiegel in een ca. 12 m diepen put op ruim 40 m afstand van den spoorweg telkens tijdelijk deed rijzen (zie de opmerking van INGLIS op pag. 7).

In het zelfde jaar deelt WOOD (lit. 161, 148) mede, dat algemeen aangenomen werd, dat de waterspiegel in een put te Chepstow tegengesteld schommelde aan het getij. In 1898 voegt hij hieraan toe, dat de put in den regel drooggepompt wordt en zich daarna eerst bij vloed begint te vullen.

In 1893 werkt HOGERWAARD (lit. 63, 76, 90) de in 1887 door LAMBRECHTSEN geuite gedachte inzake het ontstaan van oeverafschuivingen nader uit. Hij maakt daarbij onderscheid tusschen oeverafschuivingen en dijkvallen en publiceert de resultaten van een speciaal in verband hiermede door hem ingesteld hydrologisch onderzoek in den Anna Frisopolder en den Leendert Abrahamopolder op het eiland Noordbeveland. Zijn desbetreffende studie bevat o. a. twee zeer fraaie tijdstijghoogte-grafieken van de grondwaterstanden in een 10 à 12 m diepe peilbuis in den Anna Frisopolder op 21 en 29 Maart 1890 en van de in de nabijheid opgetreden waterstanden van de Ooster-Schelde (fig. 2).

In het zelfde jaar vermeldt TRIBUS (lit. 145), dat de stijghoogte in een aantal ca. 20 tot ca. 90 m diepe putten in Pensacola, Florida, gelegen op ca. 1½ mijl uit de kust, dagelijks 15 tot 25 cm rijst en daalt met het getij. VEATCH (lit. 148) merkt op, dat deze schommelingen mogelijk voor een gedeelte aan barometrische en thermometrische invloeden toegeschreven moeten worden, omdat de enkeldaagsche getijden voor de golf van Mexico daar veel sterker zijn dan de dubbeldaagsche.

In 1895 deelt HUTTON (lit. 68, 148) mede, dat de artesische putten bij New Brighton onder invloed van de getijbeweging staan.

In 1898 toont MADAN (lit. 93, 148) met behulp van een grafiek aan, dat de waterspiegel in den sedert eeuwen bestaanden ca. 4 m diepen put in Newton Nottage bij Porthcawl, Glamorganshire, gelegen op ca. 450 m afstand van de zee en ongeveer halfweg tusschen Cardiff en Swansea, niet, zooals algemeen aangenomen werd, tegengesteld schommelde aan het getij, doch ten opzichte daarvan een naijling van ca. 3 uren vertoonde. Het water was een weinig brak, doch de samenstelling ervan werd door het getij niet beïnvloed.

In het zelfde jaar vermeldt SINCLAIR (lit. 129, 148), dat de waterspiegel in een put in de duinen van Alibag in de omstreken van Bombay alleen gedurende den natten moesson den invloed der getijden merkbaar ondervond.

In 1900 deelen LUDWIG en PANZER (lit. 91) mede, dat de

getijbeweging van de Adriatische zee geen invloed uitoefent op de temperatuur en de samenstelling van het water van een warme bron bij Monfalcone, gelegen op 1500 m afstand van deze zee, doch wel, zooals trouwens reeds door PLINIUS DE OUDE vermeld werd, op de hoogte van den waterspiegel daarvan.

In het zelfde jaar vermeldt VOLLER (lit. 157, 72), die van 1893 tot en met 1914 jaarlijks een studie met vele grafieken inzake de stijghoogte van het grondwater in Hamburg publiceerde, dat deze in het gebied van de Elbe den, met de winden en getijden snel veranderenden, waterspiegel van deze rivier met een verrassende snelheid volgt. In 1893 (lit. 156) was reeds door hem opgemerkt, dat van een invloed der getijden op den waterspiegel van ondiepe putten, gelegen op slechts 50 tot 80 m afstand van de Elbe, niets te bemerken was.

In 1901 vestigt ook CHRISTIE (lit. 25, 148) de aandacht op

Getijlijnen van de Ooster-Schelde en van de stijghoogten van het grondwater in een put in den Anna Frisopolder.

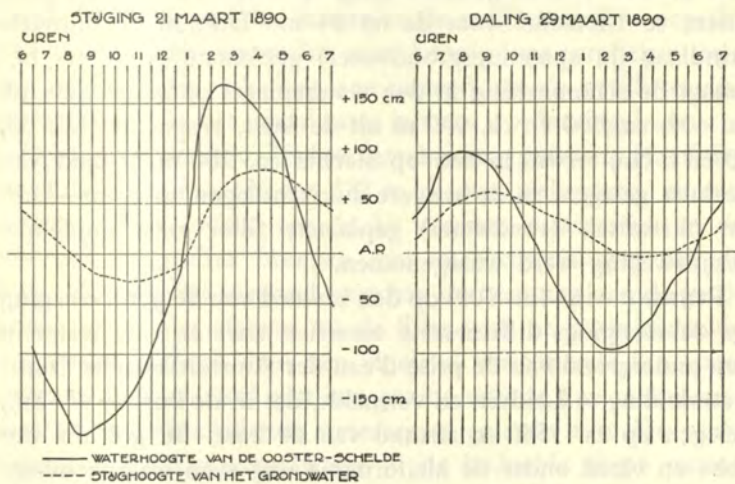


Fig. 2.

(naar HOGERWAARD, 1893, lit. 63).

den invloed van de getijbeweging op het grondwater, hetgeen aan TRAUTWINE (lit. 144, 148) aanleiding gaf dit verschijnsel te verklaren door den invloed van den wisselenden druk, die door de zee tegen de uitstreamings-openingen van het grondwater wordt uitgeoefend.

In het zelfde jaar maakt HERZBERG (lit. 59) in een voordracht melding van den invloed van de getijbeweging op den waterspiegel van de 40 tot 50 m diepe putten van de waterleiding op het eiland Norderney. De schommelingen in de stijghoogte bedragen, al naar gelang de intensiteit van de getijbeweging, 25 tot 35 cm; de naijling bedraagt 3 tot 4 uren. Tijdens de na deze voordracht volgende discussie deelt SCHEELHAASE mede, dat hij soortgelijke verschijnselen geconstateerd heeft bij den aanleg van het Noord-Oostzee-kanaal, meer speciaal bij Brunsbüttel (lit. 62, 123).

In de jaren 1903 en 1904 zien verscheidene publicaties het licht, waarin de invloed van de getijbeweging op de stijghoogte van het grondwater uitvoerig besproken wordt.

RIBBIUS (lit. 116) legt den nadruk op het verschil tusschen den invloed van de getijbeweging op diepe en ondiepe peilfilters te Monster: voor de op 34 m—D.P. in de diluviale grindlaag (in spanningsgrondwater) geplaatste peilfilters bedraagt de schommeling in den waterspiegel op respectievelijk ca. 400, ca. 500 en ca. 900 m uit de kust, respectievelijk 30, 20 en 6 cm, terwijl in het, op slechts ca. 200 m afstand van de kust gelegen, in de hoogere duinzandlagen op 1½ m—D.P. (in phreatisch grondwater) geplaatste filter geen duidelijke getijbeweging werd waargenomen.

PENNINK wijst (lit. 109) op den invloed van de getijbeweging op de mengings-diffusiezone tusschen zoet en zout water in den ondergrond van de prise d'eau der Amsterdamsche Duinwaterleiding te Leiduin en vermeldt, dat in de boring W. 250, gelegen op ca. 1550 m afstand van de kust, de golflijn van ebbe en vloed onder de kleifformatie nog even waarneembaar is en dat westelijker van W. 250 de invloed van de getijbeweging van de Noordzee op de spanning van het grondwater onder de kleifformatie zich hoe langer hoe meer doet gevoelen, hetgeen

tot uiting komt in de amplitude. Een grafiek, waarin de gedurende een etmaal verrichte uurwaarnemingen in 9 putten tezamen met Noordzee-standen zijn opgenomen, licht een en ander nader toe (zie voorts § 2).

DUBOIS (lit. 39) maakt melding van den invloed van de getijbeweging van de Noordzee op den waterspiegel van een put op het Kerkplein te Zandvoort.

HONDA (lit. 64, 65, 66, 72, 141) constateert den invloed van de getijbeweging op den waterspiegel in drie putten, respectievelijk gelegen in Tokyo, te Negishi by Yokahama en in Yoshiwara op respectievelijk 5,7, 2,0 en 3,3 km uit de kust. Hun diepte bedraagt respectievelijk 380, 300 en 24 m beneden maaiveld of 365, 298 en 14 m beneden zee-niveau. In den eerstbedoelden put wisselt het bedrag van de dubbele amplitude, afhankelijk van de standen van de maan, in het algemeen tusschen 1 en 3 cm, in de twee andere putten is het grooter. De tweede put ligt op geringen afstand van een 20 m breed kanaal, waarvan de waterspiegel ca. 1 m rijst en daalt met het getij. Uit het phaseverschil blijkt echter, dat de getijbeweging van het water in dezen put niet door die van het kanaal wordt opgewekt, aangezien de naijling anders negatief zou zijn. Verder toont hij met behulp van grafieken aan, dat aardbevingen ook door den invloed van de getijbeweging op den druk van het grondwater kunnen worden ingeleid.

OLSHAUSEN (lit. 106, 72) laat verscheidene putten in Hamburg waaronder zes van 195 tot 372 m diepte, wekenlang, zowel overdag als 's nachts, om de 10 minuten waarnemen en de peilingen in grafiek brengen met uurwaarnemingen van de Elbe. Hij stelt het verband tusschen de demping van de getijbeweging en den afstand tot de Elbe voor de bovenbedoelde zes putten grafisch door een vloeiend verloopende lijn voor, waaraan men evenwel niet een groote waarde kan toekennen, daar zij aan verschillende rivierarmen gelegen zijn. De getijbeweging van het grondwater in de bedoelde diepe putten schrijft hij toe aan een wisselende samendrukking (belastingshypothese) van de watervoerende lagen, veroorzaakt door het gewicht der watermassa's, die aan de getijbeweging deelnemen.

De opstuwingshypothese, die hij voor de verklaring van de getijbeweging van het grondwater in deze diepe putten verwerpt, acht hij volkomen aanvaardbaar voor de verklaring van den invloed van de getijbeweging op het zoutgehalte van sommige putten, zooals op Zanzibar geconstateerd werd, en op de stijghoogte van het grondwater in ondiepe putten. Als voorbeeld van het laatste vermeldt hij, dat het tijverschil ($= 2 \times$ amplitude) te Cuxhaven in een viertal ondiepe putten, respectievelijk in de Elbe en op 15, 296 en 550 m afstand daarvan gelegen, respectievelijk 2,8, 2,0, 1,0 en 0,3 m bedraagt.

In 1906 deelt VEATCH (lit. 148, 149, 72, 98) mede, dat de waterspiegel in bijna alle putten in de nabijheid van de kust van Long Island de getijbeweging volgt. Verder merkt hij op, dat geenszins altijd gedacht moet worden aan lekken van de grondwatervoerende lagen door een vrijen uitlaat in den oceaan. Integendeel lijkt het hem voor verscheidene gevallen waarschijnlijk, dat de kleilagen, die de zandlagen met spanningsgrondwater bedekken, als membranen werken, welke door den vloed en de eb beurtelings belast en ontlast worden en wel voornamelijk, indien de naijling voor de maxima grooter is dan voor de minima, hetgeen juist het omgekeerde is van hetgeen zich bij getijrivieren voordoet.

In 1908 wordt door KYRIELEIS (lit. 85, 86, 113, 124, 143, 162) bij de voorbereiding van den bouw van zeesluizen te Emden de stijghoogte van het grondwater in de nabijheid van de Eems waargenomen, zoowel onder normale omstandigheden als tijdens een stormvloed. De door hem van deze waarnemingen gegeven grafieken zijn bijzonder fraai (zie voorts § 3).

In 1909 vermeldt THIEM (lit. 142, 72), dat de sterke invloed van de getijbeweging op de stijghoogte van het spanningsgrondwater in den ondergrond van het Elbe-eiland Wilhelmsburg bij de bewerking van de resultaten van een aldaar door hem gehouden pompproef geëlimineerd werd door voor iederen dag alleen rekening te houden met het gemiddelde van de grootste en de kleinste opgetreden stijghoogte.

In 1913 levert BOHLMANN (lit. 16, 113) met zijn proefschrift

een uitvoerige studie over den invloed van de getijbeweging van de Elbe op het spanningsgrondwater in de omgeving van Brunsbüttelkoog. Hij constateert, dat er een constante verhouding bestaat tusschen de amplituden van de getijbeweging van de Elbe en die van den waterspiegel in een put op 1,2 km afstand daar vandaan (vergelijk fig. 5 op bladzijde 28). Het verband tusschen het tijverschil ($= 2 \times$ amplitude) van de stijghoogten van het grondwater en den afstand tot de Elbe, dus de wijze waarop de getijbeweging wordt gedempt, wordt door hem voor 4 December 1909 voorgesteld door de kromme lijn in figuur 3, waarvan het vloeiende verloop evenwel door

Grafische voorstelling van het verband tusschen de demping van de getijbeweging en den afstand tot de Elbe.

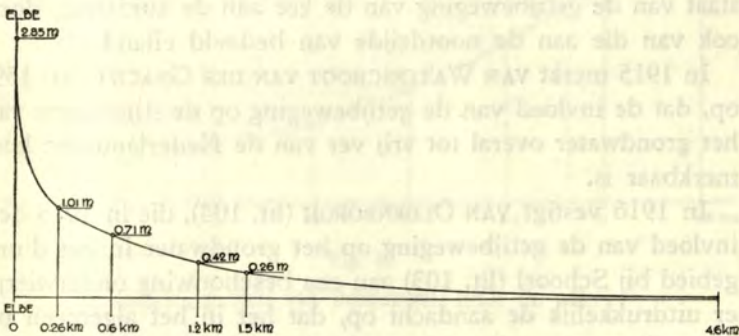


Fig. 3.

(naar BOHLMANN, 1913, lit. 16; evenals in de origineele teekening bestaan er in deze figuur afwijkingen tusschen de geteekende en de ingeschreven maten).

hem ietwat geflatteerd is, hetgeen blijkt uit de onjuiste verhouding tusschen de geteekende en de ingeschreven maten: zoo bij voorbeeld ligt de deelstreep van 0,6 km niet halverwege tusschen 0 en 1,2 km. De door BOHLMANN gepubliceerde cijfers voor de gemiddelde naijling op verschillende afstanden tot de Elbe, afgerond tot in kwartieren, zijn in figuur 4 door cirkeltjes aangeduid. Zij liggen op een vloeiend verloopende

lijn, welke het verband aangeeft tusschen de naijling en den afstand tot de Elbe. Uit het feit, dat deze lijn met toenemenden afstand tot de Elbe steeds stijler verloopt, blijkt dat de naijling sterker toeneemt naarmate de afstand tot de Elbe grooter wordt, hetgeen in § 15 zal worden verklaard. De in figuur 4 getrokken streeplijnen geven aan, dat de getijbeweging van de stijghoogten van het grondwater op ca. 2,8 km afstand tot de Elbe juist tegengesteld is aan die van deze getijrivier: immers op ca. 2,8 km afstand bedraagt de naijling 6 uur 12½ minuut of de helft van 12 uur 25 minuten, de periode-duur van het voor-naamste dubbeldaagsche getij (zie voorts § 15).

In 1914 komt DE BLOQC VAN KUFFELER (lit. 13, 14) op grond van waarnemingen tot de conclusie, dat het diepe grondwater in den Waard-Nieuwlandpolder, gelegen aan de zuidzijde van het toenmalige eiland Wieringen, niet alleen onder invloed staat van de getijbeweging van de zee aan de zuidzijde, doch ook van die aan de noordzijde van bedoeld eiland.

In 1915 merkt VAN WATERSCHOOT VAN DER GRACHT (lit. 159) op, dat de invloed van de getijbeweging op de stijghoogte van het grondwater overal tot vrij ver van de Nederlandsche kust merkbaar is.

In 1916 vestigt VAN OLDENBORGH (lit. 104), die in 1915 den invloed van de getijbeweging op het grondwater in het duingebied bij Schoorl (lit. 103) aan een beschouwing onderwierp, er uitdrukkelijk de aandacht op, dat het in het algemeen bij de getijbeweging, die zich ver landinwaarts voortplant (spanningsgrondwater), gaat om een zich nagenoeg onmiddellijk voortplantende vermeerdering of vermindering van den druk en bij de getijbeweging, die zich niet ver landinwaarts voortplant (phreatisch grondwater), om een vermeerdering of vermindering van de waterhoeveelheid (vergelijk de tweede alinea van § 14).

In het zelfde jaar deelt FRIEDRICH (lit. 47, 48, 72, 113), die in 1900 melding gemaakt had van den invloed van de Oostzee op de opbrengst van een artesischen put, mede, dat de kleinste niveau-verschillen van de Oostzee hun invloed op de stijghoogte van het grondwater in een ca. 30 m diepen

artesischen put bij Lübeck doen gevoelen. Hij vergelijkt de getijlijn van het grondwater met die van het buitenwater op verschillende plaatsen langs de Trave en de Oostzee en komt tot de conclusie, dat de getijbeweging van het grondwater veroorzaakt wordt door opstuwung van den artesischen grondwaterstroom door de Oostzee bij Wismar, ca. 30 tot 40 km oostwaarts van Travemünde. Een beïnvloeding door de getijbeweging van de nabijgelegen Trave acht hij uitgesloten,

Grafische voorstelling van het verband tusschen de naijning van de getijbeweging en den afstand tot de Elbe.

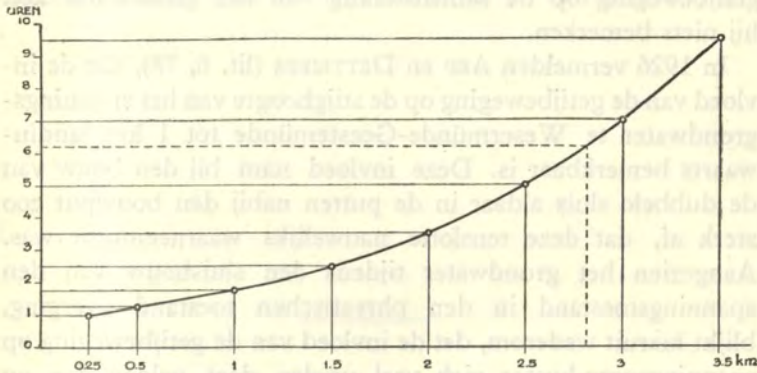


Fig. 4.

(naar gegevens van BOHLMANN, 1913, lit. 16).

omdat deze meestal achter is bij die van het grondwater; het phaseverschil kan soms een uur bedragen. Opgemerkt zij, dat bij de waterbeweging van de Oostzee en de Trave de wind een veel grootere rol speelt dan de eigenlijke getijbeweging.

In 1918 geeft VERSLUYS (lit. 153, 155) met betrekking tot den invloed van de getijbeweging van de Lek op de stijghoogte van het grondwater bij Schoonhoven, Jaarsveld en Vianen eenige beschouwingen, welke evenwel slechts ten deele op feiten zijn gebaseerd.

In 1919 leidt FORCHHEIMER (lit. 41, 42) langs theoretischen weg bij, ten deele niet vermelde, vereenvoudigde veronder-

stellingen een formule af voor de voortplanting van de getijbeweging in een homogenen bodem (zie § 7).

In 1924 deelt RINGERS (lit. 117) mede, dat de getijbeweging van de Noordzee bij IJmuiden op eenigen afstand van de kust geen invloed uitoefent op het grondwater op 16 m—N.A.P. (bovenwater), doch wel op dat op 32 m—N.A.P. (middenwater) en op 48 m—N.A.P. (onderwater).

In 1925 maakt BROWN (lit. 18, 72) er melding van, dat de invloed van de getijbeweging op de stijghoogte van het grondwater in Maryland en Virginia tot op verscheidene mijlen afstand van de kust merkbaar is. Van eenigen invloed van de getijbeweging op de samenstelling van het grondwater kon hij niets bemerken.

In 1926 vermelden ARP en DETTMERS (lit. 6, 78), dat de invloed van de getijbeweging op de stijghoogte van het spanningsgrondwater te Wesermünde-Geestemünde tot 1 km landinwaarts bemerkbaar is. Deze invloed nam bij den bouw van de dubbele sluis aldaar in de putten nabij den bouwput zoo sterk af, dat deze tenslotte nauwelijks waarneembaar was. Aangezien het grondwater tijdens den sluisbouw van den spanningstoestand in den phreatischen toestand overging, blijkt hieruit wederom, dat de invloed van de getijbeweging op spanningsgrondwater zich veel verder doet gelden dan op phreatisch grondwater.

In 1929 geeft schrijver dezes (lit. 132, 133) eenige eenvoudige benaderingsformules voor het verband tusschen de maximum- en minimumstanden van de waterspiegels in eenige ca. 15 tot ca. 25 m diepe peilputten te Vlissingen en de maximum- en minimumstanden (hoog- en laagwaterstanden) van de Wester-Schelde (zie hoofdstuk III).

In 1930 deelen SICHARDT en WEBER (lit. 127) mede, dat bij het vooronderzoek voor den bouw van de Noordersluis in Bremerhaven met den invloed van de getijbeweging van de Weser op het spanningsgrondwater in de nabijheid rekening werd gehouden.

In het zelfde jaar vermeldt KRUL (lit. 83, 84), dat de amplitude van het grondwater tusschen 18 m — en 38 m — N.A.P.

ter plaatse van de Noordersluis te IJmuiden op respectievelijk ca. 900 en ca. 2000 m uit de kustlijn respectievelijk ca. 40 % en ca. 5 % van die van de Noordzee bedraagt. Op grond van talrijke chloorbepalingen komt hij tot de conclusie, dat de getijbeweging geen direct waarneembaren invloed op de samenstelling van het grondwater in de mengings-diffusiezone tusschen zoet en zout grondwater uitoefent.

Dat de belangstelling voor den invloed van de getijbeweging op het grondwater nog steeds niet is verminderd, blijkt uit een publicatie van VAN VEEN (lit. 150) in 1931, van VAN DER KLOES (lit. 77) in 1932 en van FRANX (lit. 45) in 1933 (zie § 4).

HOOFDSTUK II.

ALGEMEENE BESCHOUWINGEN.

Zooals in het voorafgaande hoofdstuk is gebleken, kan de stijghoogte van het grondwater in de nabijheid van zeeën en getijrivieren den invloed der getijbeweging ondergaan. Peilt men de stijghoogte van het grondwater in een voldoende diepen put in de nabijheid van het buitenwater, dat de getijbeweging vertoont, dan zal in vele gevallen een meestal tweemaal-daagsche schommeling van den waterspiegel in den put waargenomen kunnen worden. Dergelijke schommelingen zijn geringer dan die van het naburige buitenwater, dat de schommeling veroorzaakt, en de maximum- en minimumstanden van den waterspiegel in den put treden in den regel later op dan bij het buitenwater, zoodat men van een demping van de getijbeweging en een phaseverschil met het buitenwater kan spreken. In de practijk noemt men het phaseverschil meestal de *naijling*.

Beschouwt men verschillende putten, welke steeds verder landinwaarts gelegen zijn en alle tot in een bepaald grondwatercomplex reiken, dan blijkt in den regel de intensiteit van het getijverschijnsel in deze putten af te nemen met toenemenden afstand tot de zee of getijrivier (fig. 3), terwijl het phaseverschil (de *naijling*) toeneemt (fig. 4). Hierbij kan men twee grensgevallen onderscheiden.

Bestaat de ondergrond uit zand, dat uitsluitend op voldoende diepte beneden het peil van den laagsten stand van het buitenwater een of meer „doorlopende ondoorlatende” lagen bevat, dan gedraagt het grondwater in het zand boven de bovenste dezer lagen zich, ten opzichte van de getijbeweging van het buitenwater, verschillend van dat daar beneden. Het is gebruikelijk, het eerste phreatisch grondwater (lit. 152), het laatste spanningsgrondwater te noemen.

Van de hypothesen, die ter verklaring van de hierboven beschreven verschijnselen aangevoerd zijn, treden er twee op den voorgrond, die als „opstuwingshypothese” en als „belastingshypothese” onderscheiden kunnen worden. De eerste verklaart den invloed van de getijbeweging van het buitenwater op de stijghoogte van het grondwater langs directen, de laatste langs indirecten weg.

Volgens de opstuwingshypothese zal spanningsgrondwater bij het stijgen van het buitenwater een drukverhoging vertoonen, waarbij, aangezien water slechts in geringe mate samendrukbaar is en bij het hier beschreven verschijnsel geringe drukverhogingen een rol spelen, nagenoeg geen waterbeweging zal optreden, zoodat, in het algemeen, het voortplanten van de getijbeweging snel en ver landinwaarts kan geschieden. Daarentegen zal stijgend buitenwater in phreatisch grondwater in het algemeen behalve een drukverhoging, tevens een vulling van de poriën tengevolge hebben, waarvoor een belangrijke waterbeweging noodzakelijk zou zijn. In verband hiermede laat het zich, ook wanneer men het water zelf als volkomen onsamendrukbaar beschouwt, verklaren, dat de invloed van de getijbeweging op phreatisch grondwater meestal slechts tot betrekkelijk geringen afstand van het buitenwater waarneembaar is.

De „doorlopende ondoorlatende” lagen zijn in de natuur ook in horizontalen zin altijd aan bepaalde grenzen gebonden, terwijl plaatselijke onderbrekingen kunnen optreden. Waar zij uitwijken en ter plaatse van die onderbrekingen, kan het eventueel daaronder aanwezige spanningsgrondwater met phreatisch grondwater in verbinding staan. Hierin zal in speciale gevallen voor het dempen van de getijbeweging in spanningsgrondwater en het phaseverschil een verklaring gevonden kunnen worden.

Het materiaal der bedoelde „ondoorlatende” lagen zal veelal, vooral in Nederland, niet volkomen ondoordringbaar zijn, zoodat het de voorkeur verdient dan van „moeilijk doorlatende” of „moeilijk doordringbare” lagen te spreken. In dat geval zal een drukverhoging ook in spanningsgrondwater een vulling

van de poriën in de deklagen ten gevolge hebben. Bij deze veronderstelling, welke het uitgangspunt zal vormen voor de berekeningen in de hoofdstukken V tot en met IX, bestaat er dus geen kwalitatief, doch wel een kwantitatief verschil tusschen de voortplanting van de getijbeweging in spanningsgrondwater en die in phreatisch grondwater, daar de bedoelde poriën bij phreatisch grondwater als een veel sterkere accumulator zullen werken dan bij spanningsgrondwater, omdat zij zich in het laatstbedoelde geval in de moeilijk doordringbare deklagen bevinden.

Volgens de belastingshypothese wordt de getijbeweging van het grondwater toegeschreven aan een wisselende samendrukking van de watervoerende lagen, veroorzaakt door het gewicht der watermassa's, die in de zee nabij de kust of in de getijrivier aan de getijbeweging deelnemen. Deze hypothese is echter ontoereikend voor de verklaring van de voortplanting van de getijbeweging in phreatisch grondwater en voorts voor die in spanningsgrondwater, indien daarbij de moeilijk doordringbare deklagen door het buitenwater worden doorsneden. Ook kan men er niet mede verklaren, hoe de getijbeweging zich zoo ver landinwaarts kan voortplanten, tenzij men daarbij de opstuwingshypothese te hulp roept. De door King in 1892 gemaakte vergelijking met de belasting door een voorbijrijdenden zwaren goederentrein is ontoelaatbaar, omdat de belasting hierbij veel sneller wordt aangebracht en omdat het object, dat de belasting veroorzaakt, niet in de poriën van den bodem dringen kan, hetgeen bij de belasting door water wel het geval is. Het behoeft dan ook geen verwondering te wekken, dat geen der Nederlandsche hydrologen ooit veel voor deze hypothese heeft gevoeld. Tenslotte blijkt de overbodigheid er van uit hoofdstuk IX, waarin het kwantitatieve verband gelegd wordt tusschen de opstuwingshypothese en het gepubliceerde feitenmateriaal.

HOOFDSTUK III.

HET GEO-HYDROLOGISCH ONDERZOEK TE VLISSINGEN IN 1927.

In 1927 werd ten behoeve van den bouw van de nieuwe keersluis te Vlissingen door den Rijkswaterstaat in samenwerking met het Rijksbureau voor Drinkwatervoorziening een geo-hydrologisch onderzoek ingesteld. Nadat een rapport door laatstbedoelden dienst in Juli 1927 was uitgebracht, werden de verzamelde feiten meer in detail bewerkt en, voor zoover zij geacht konden worden van meer algemeen belang te zijn, door steller dezes in Mededeeling No. 9 van het Rijksbureau voor Drinkwatervoorziening gepubliceerd (lit. 132, 83).

De ondergrond van het onderzochte terrein bestaat uit twee betrekkelijk gemakkelijk waterdoorlatende zandpakketten, welke door een moeilijk doordringbaar complex van elkaar zijn gescheiden, aan de bovenzijde door een klei-veen-complex en aan de onderzijde door een practisch ondoordringbare basis van klei zijn begrensd.

De beide gemakkelijk waterdoorlatende zandpakketten werden onderscheiden als ondiep-grondwater-complex en diep-grondwater-complex. De bovengrens van het ondiep-grondwater-complex ligt op ca. 4 m — N.A.P., de ondergrens van het diep-grondwater-complex op ca. 43 m — N.A.P. Het complex, dat beide gemakkelijk waterdoorlatende zandpakketten scheidt, bevindt zich op wisselende diepte tusschen 14.50 en 18.50 m — N.A.P.

Zoowel in het ondiep-grondwater-complex als in het diep-grondwater-complex werd een aantal peilfilters geplaatst. De waterspiegel daarin stond sterk onder invloed van de getijbeweging van de Wester-Schelde en werd daarom veelvuldig gepeild. Uit de grafische bewerking bleek voor elk peilfilter

niet alleen, dat er, zooals door BOHLMANN voor Brunsbüttelkoog was aangetoond, een evenredigheid bestaat tusschen de amplituden van de potentialen (stijghoogten) van het grondwater en die van het buitenwater (fig. 5), doch ook, dat er een lineair verband bestaat tusschen de halftijstanden van de grondwaterpotentialen en die van de Wester-Schelde (fig. 6). Hierbij dient men onderscheid te maken tusschen de am-

Verband tusschen de amplituden van de stijgingen van het diepe grondwater $\left(\frac{h-l_v}{2}\right)$ in put B en van de Wester-Schelde $\left(\frac{H-L_v}{2}\right)$

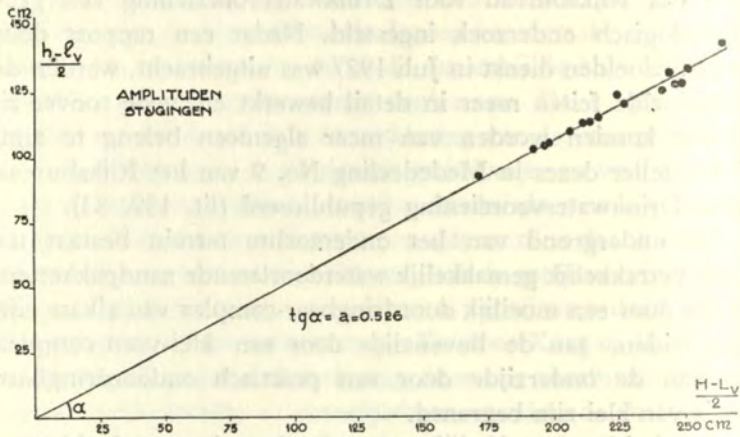


Fig. 5.

(grafiek amplituden Vlissingen, lit. 132).

plituden en halftijstanden, welke op stijgingen (fig. 7, zie ook fig. 2) en die, welke op dalingen (fig. 8, zie ook fig. 2) betrekking hebben.

De lijn, welke in figuur 5 op de meest waarschijnlijke wijze het verband weergeeft tusschen de in grafiek gebrachte amplituden, is volkomen recht en gaat door den oorsprong. Dit laatste was wel te verwachten, omdat de getijbeweging van de stijghoogte van het grondwater door die van de Wester-Schelde opgewekt wordt en dus niet meer zal bestaan (ampli-

tude van het grondwater = 0), zoodra de Wester-Schelde geen getijbeweging meer vertoont (amplitude van de Wester-Schelde = 0).

In figuur 6, waarin het verband tusschen de halftijstanden van de stijgingen van het diepe grondwater in put B en van het buitenwater grafisch is vastgelegd, behoeft de getrokken lijn niet door den oorsprong te gaan.

Verband tusschen de halftijstanden van de stijgingen van het diepe grondwater $\left(\frac{h + l_v}{2}\right)$ in put B en van de Wester-Schelde $\left(\frac{H + L_v}{2}\right)$

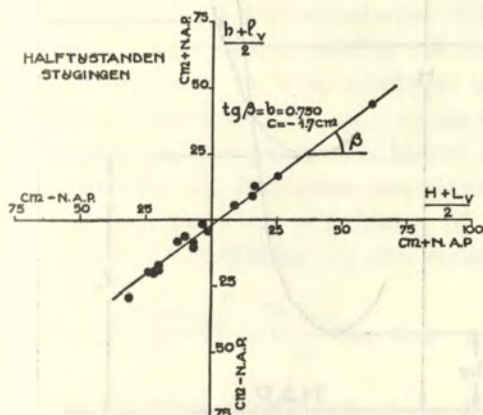


Fig. 6.

(grafiek halftijstanden Vlissingen, lit. 132).

Zij (fig. 7) de waterhoogte van een willekeurig hoogwater $H \text{ cm} + \text{N.A.P.}$, die van het onmiddellijk daaraan voorafgaand laagwater $L_v \text{ cm} + \text{N.A.P.}$ (voor de Noordzee heeft L_v meestal een negatieve waarde), de maximumpotentiaal van het grondwater, die door het hierbedoeld hoogwater veroorzaakt wordt, $h \text{ cm} + \text{N.A.P.}$ en de minimumpotentiaal van het grondwater, die door het voorafgaand laagwater veroorzaakt werd, $l_v \text{ cm} + \text{N.A.P.}$, dan volgt uit de getrokken rechte lijnen in de figuren 5 en 6:

Schematische voorstelling van den invloed van de getijbeweging van een zee of getijrivier op de stijghoogte van grondwater.

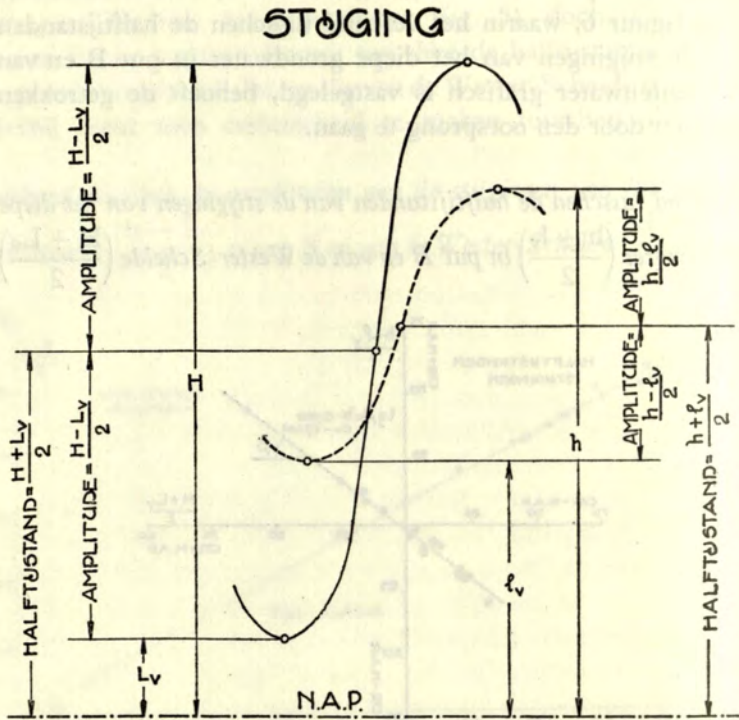


Fig. 7.

$$\frac{h - l_v}{2} = a \frac{H - L_v}{2} \quad (1)$$

en
$$\frac{h + l_v}{2} = b \frac{H + L_v}{2} + c \quad (2)$$

waarin voor het diepe grondwater in put B (fig. 5 en 6):

$$a = 0.526, b = 0.750 \text{ en } c = -1.7 \text{ cm.}$$

Uit (1) en (2) volgt, zoo met A_s de amplitude en met M_s de halftijstand van de bijbehorende stijging van het buitenwater aangeduid zij:

$$h = a \frac{H - L_v}{2} + b \frac{H + L_v}{2} + c = aA_s + bM_s + c \quad (3)$$

$$\text{of } h = \frac{b + a}{2} H + \frac{b - a}{2} L_v + c = r_h H + s_h L_v + c \quad (4)$$

waaruit blijkt, dat het verband tusschen den maximumstand van het diepe grondwater in put B, het corresponderend H.W. (hoogwater) en het onmiddellijk voorafgaand L.W. (laagwater) van de Wester-Schelde door een plat vlak kan worden voorgesteld. Aangezien b en a ongelijke constanten zijn, volgt hieruit tevens, dat de maximumstand van het grondwater, behalve van den corresponderenden H.W.-stand van de Wester-Schelde, ook van den daaraan onmiddellijk voorafgaanden L.W.-stand van de Wester-Schelde afhankelijk is. De waarde van b is grooter dan die van a en dit is ook in verband met den aard van dit natuurverschijnsel noodzakelijk; zulks werd dan ook bij alle peilputten geconstateerd.

Vermindert men de leden van vergelijking (2) met de overeenkomstige leden van vergelijking (1), dan verkrijgt men:

$$l_v = \frac{b - a}{2} H + \frac{b + a}{2} L_v + c$$

waaruit zou volgen, dat een minimumstand van de grondwaterpotentialen mede beheerscht wordt door den maximumstand van het buitenwater, die eerst eenige uren later optreedt, hetgeen niet aanvaardbaar is. De berekening van de minimumstanden van de grondwaterpotentialen dient dan ook uit de gegevens betreffende de dalingen te worden afgeleid, hetgeen geschiedt als volgt.

Noemt men hier (fig. 8) den minimumstand van het grondwater l_v , den onmiddellijk voorafgaanden maximumstand van het grondwater h_v en het corresponderend L.W. en het daaraan onmiddellijk voorafgaand H.W. van de Wester-Schelde respectievelijk L en H_v , dan is, omdat ook voor de dalingen een soortgelijk rechtlijnig verband gevonden werd, als in de figuren 5 en 6 voor de stijgingen is weergegeven:

$$\frac{h_v - 1}{2} = d \frac{H_v - L}{2} \quad (5)$$

$$\frac{h_v + 1}{2} = e \frac{H_v + L}{2} + f \quad (6)$$

waarin blijkens de, hier niet weergegeven grafische bewerking, voor het diepe grondwater in put B:

$$d = 0.551, e = 0.707 \text{ en } f = + 0.4 \text{ cm.}$$

Uit (5) en (6) volgt, zoo met A_d de amplitude en met M_d de halftijstand van de bijbehorende daling van het buitenwater aangeduid zij:

$$1 = -d \frac{H_v - L}{2} + e \frac{H_v + L}{2} + f = -dA_d + eM_d + f \quad (7)$$

$$\text{of } 1 = \frac{e + d}{2} L + \frac{e - d}{2} H_v + f = r_1 L + s_1 H_v + f \quad (8)$$

Aangezien e en d niet aan elkaar gelijk zijn, is de minimumstand van het grondwater behalve van den corresponderenden L.W.-stand, ook van den daaraan onmiddellijk voorafgaanden H.W.-stand van de Wester-Schelde afhankelijk. De waarde van e moet grooter zijn dan die van d , hetgeen dan ook bij alle peilputten werd geconstateerd.

De acht genoemde formules moeten als benaderingsformules worden opgevat. Er bestaan zelfs tegenstrijdigheden tusschen. Vergelijkt men namelijk twee perioden van de getijkromme van het buitenwater, elk bestaande uit een daling en de daarop volgende stijging, dus elk bestaande uit twee H.W.-standen en een daartusschen gelegen L.W.-stand, en kiezen we beide perioden zoo, dat de standen van het L.W. en het tweede H.W. voor beide perioden precies gelijk zijn, doch de standen van het eerste H.W. voor beide perioden verschillen, dan zullen volgens formule (4) de maximumstanden van het grondwater, welke met het tweede H.W. corresponderen, voor beide perioden gelijk zijn, doch de minimumstanden van het grondwater volgens formule (8) voor beide perioden verschillen, zoodat de amplituden van de stijgingen

Schematische voorstelling van den invloed van de getijbeweging van een zee of getijrivier op de stijghoogte van grondwater.

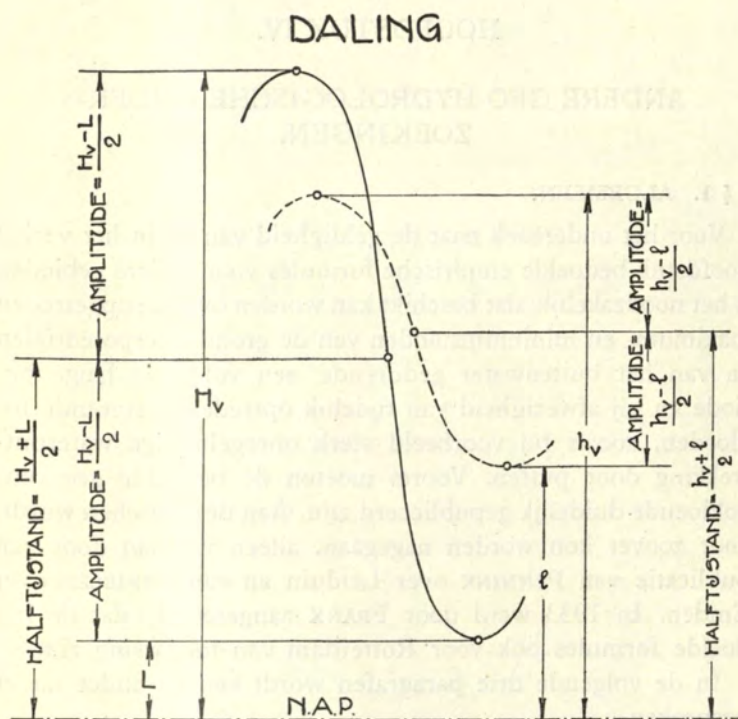


Fig. 8.

van het grondwater voor beide perioden niet gelijk zouden zijn, hetgeen in strijd is met formule (1). Desniettemin vormen de bedoelde formules een veelal voldoende hulpmiddel (lit. 133, 17, 83) bij de bewerking van waarnemingen ten behoeve van geo-hydrologische onderzoekingen (zie voorts § 17 en het slot van § 19).

Ten overvloede moge er nogmaals op gewezen worden, dat de formules (1) tot en met (4) uitsluitend op stijgingen en de formules (5) tot en met (8) uitsluitend op dalingen betrekking hebben.

HOOFDSTUK IV.

ANDERE GEO-HYDROLOGISCHE ONDER- ZOEKINGEN.

§ 1. ALGEMEEN.

Voor het onderzoek naar de geldigheid van de in het vorige hoofdstuk bedoelde empirische formules voor andere gebieden is het noodzakelijk, dat beschikt kan worden over de opgetreden maximum- en minimumstanden van de grondwaterpotentialen en van het buitenwater gedurende een voldoende lange periode en bij afwezigheid van tijdelijk optredende storende invloeden, zooals bij voorbeeld sterk onregelmatige wateronttrekking door putten. Voorts moeten de bedoelde gegevens voldoende duidelijk gepubliceerd zijn. Aan deze eischen wordt, voor zoover kon worden nagegaan, alleen voldaan door een publicatie van PENNINK over Leiduin en van KYRIELEIS over Emden. In 1933 werd door FRANX aangetoond, dat de bedoelde formules ook voor Rotterdam van toepassing zijn.

In de volgende drie paragrafen wordt een en ander nader besproken.

§ 2. HET ONDERZOEK TE LEIDUIN (PENNINK, 1903).

De door PENNINK gepubliceerde gegevens zijn opgenomen in de grafieken op plaat 14 van zijn verhandeling over de prise d'eau der Amsterdamsche Duinwaterleiding (lit. 109). Deze grafieken vermelden de H.W.- en L.W.-standen van 8 tot 14 September 1903 van de Noordzee bij Katwijk, de corresponderende maximum- en minimumstanden van het zoute grondwater in het in boring W. 1000 op 106.50 m — N.A.P. gestelde peilfilter en de gemiddelde waarde van de corresponderende maximum- en minimumstanden van het zoete grondwater, die opgetreden zijn in de in deze boring op respectievelijk 25, 40, 53, 70 en 80 m — N.A.P. gestelde peilfilters.

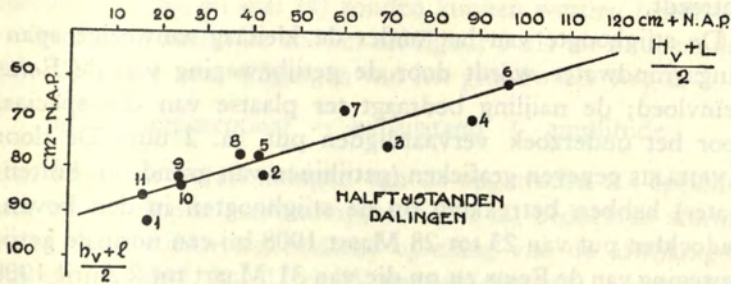
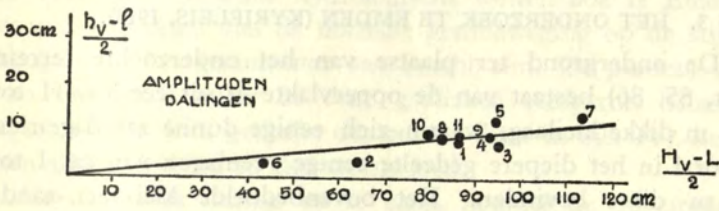
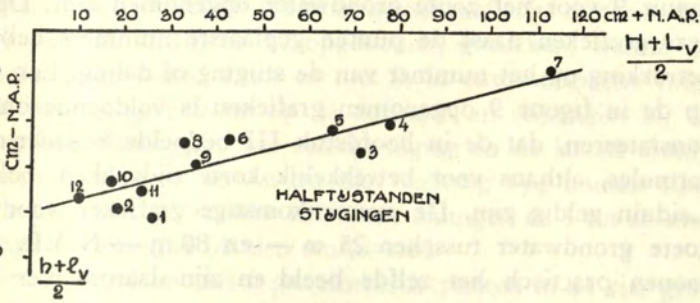
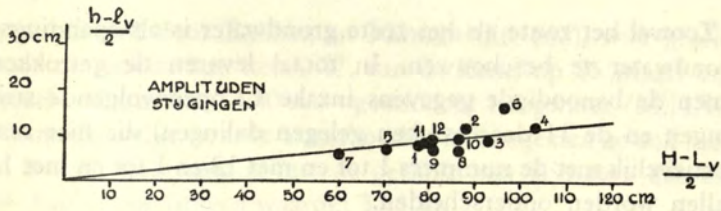


Fig. 9 (grafieken Leiduin, naar gegevens van PENNINK, 1903, lit. 109)

Zoowel het zoute als het zoete grondwater is als spanningsgrondwater te beschouwen. In totaal leveren de getrokken lijnen de benoodigde gegevens inzake 12 opeenvolgende stijgingen en de 11 daartusschen gelegen dalingen, die hier respectievelijk met de nummers 1 tot en met 12 en 1 tot en met 11 zullen worden onderscheiden.

Een bewerking van deze gegevens volgens de in hoofdstuk III aangegeven grafische methode levert de grafieken, die in figuur 9 voor het zoute grondwater opgenomen zijn. De in deze grafieken naast de punten geplaatste nummers hebben betrekking op het nummer van de stijging of daling. Een blik op de in figuur 9 opgenomen grafieken is voldoende om te constateeren, dat de in hoofdstuk III bedoelde benaderingsformules, althans voor betrekkelijk korte tijdvakken, ook te Leiduin geldig zijn. De overeenkomstige grafieken voor het zoete grondwater tusschen 25 m — en 80 m — N.A.P. vertoonen practisch het zelfde beeld en zijn daarom hier niet weergegeven.

§ 3. HET ONDERZOEK TE EMDEN (KYRIELEIS, 1913).

De ondergrond ter plaatse van het onderzochte terrein (lit. 85, 86) bestaat van de oppervlakte af uit een ca. 11 tot 12 m dikke kleilaag, waarin zich eenige dunne zandlagen en vooral in het diepere gedeelte eenige veenlagen van ca. 1 tot 4 m dikte bevinden. Het bovenbedoelde klei-veen-zand-complex rust op fijn zand, dat tot groote diepte reikt, doch waarin een 1 tot 4 m dikke grove grindhoudende zandlaag optreedt.

De stijghoogte van het onder de kleilaag aanwezige spanningsgrondwater wordt door de getijbeweging van de Eems beïnvloed; de naijling bedraagt ter plaatse van een speciaal voor het onderzoek vervaardigden put ca. 2 uur. De door KYRIELEIS gegeven grafieken (getijlijnen van grond- en buitenwater) hebben betrekking op de stijghoogten in den bovenbedoelden put van 23 tot 28 Maart 1908 bij een normale getijbeweging van de Eems en op die van 31 Maart tot 2 April 1908 tijdens een stormvloed. De eerste serie waarnemingen is ook

gepubliceerd door ZANDER en MARTIN (lit. 162), wier grafiek voor de grootte van het L.W. van de Eems op 25 Maart omstreeks 11 uur n.m. 3.80 m — gemiddeld hoogwater (M.H.W.) vermeldt, welke waarde aangehouden is, aangezien ze ook meer in overeenstemming is met de getijlijn van Kyrieleis dan met de daarbij geschreven waarde: 3.86 m.

De gegevens, ontleend aan de door Kyrieleis gepubliceerde getijlijnen van grondwaterpotentialen en buitenwater, werden volgens de in hoofdstuk III aangegeven grafische methode bewerkt tot de in figuur 10 opgenomen grafieken, waarin de punten, genummerd 1 tot en met 9, in chronologische volgorde betrekking hebben op de dalingen en stijgingen bij de normale getijbeweging (de eerste stijging en de laatste daling werden niet benut omdat zij niet volledig opgenomen zijn) en de punten I tot en met III op de dalingen en I tot en met IV op de stijgingen bij den stormvloed.

De met 1 tot en met 9 genummerde punten in de vier grafieken van figuur 10 laten duidelijk tot uiting komen, dat de te Vlissingen geldende hydrologische wetten ook te Emden voor den invloed van de normale getijbeweging op de stijghoogte van het grondwater van kracht zijn. De punten, die van de rechte lijnen in deze grafieken eenigszins belangrijk afwijken (een gedeelte der punten I tot en met IV), hebben alle betrekking op den stormvloed.

Het lijkt van belang na te gaan, hoeveel de opgetreden maximumpotentialen afwijken van de stijghoogten, die met behulp van de voor de normale getijbeweging geldende formules (1) tot en met (4) zouden kunnen worden berekend.

Overweegt men, dat zoowel uit figuur 7 als uit de formules (1), (2) en (3) voor stijgingen van het grondwater volgt:

$$\text{maximumpotentiaal} = \text{halftijstand} + \text{amplitude}$$

dan kan men de afwijkingen van de opgetreden ten opzichte van de berekende maximumpotentialen bij bedoelden stormvloed vinden door algebraïsche optelling van de afwijkingen van de punten I, II, III en IV ten opzichte van de getrokken rechte lijnen in de bovenste twee grafieken van figuur 10,

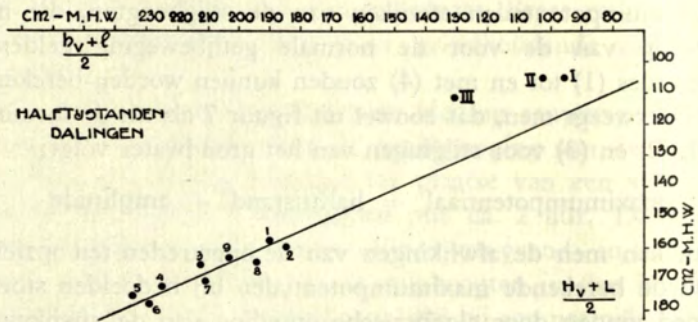
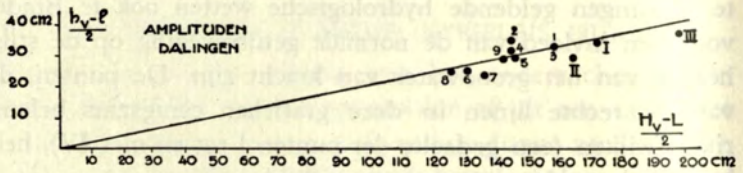
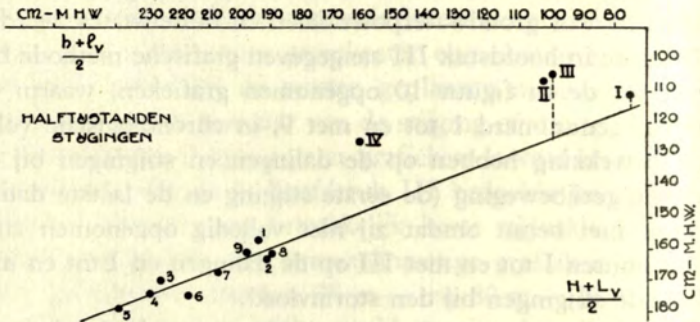
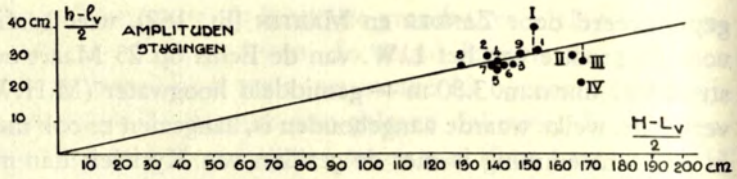


Fig. 10 (grafieken Emden, naar gegevens van KYRIEELS, 1913, lit. 85)

welke afwijkingen duidelijkheidshalve alleen voor de punten I en III door streeplijnen aangegeven zijn. Als de bedoelde afwijkingen vinden we dan:

voor de maximumpotential van stijging I	$5 + 8 = 13$ cm
II	$20 - 3 = 17$ cm
III	$21 - 6 = 15$ cm
IV	$23 - 12 = 11$ cm

Hieruit volgt dus, dat de maximumpotentialen, die bij bedoelden stormvloed in den put te Emden zijn opgetreden, slechts 10 à 20 cm hooger zijn dan overeen zou komen met de empirische benaderingsformules van hoofdstuk III (zie voorts het slot van § 19).

§ 4. HET ONDERZOEK TE ROTTERDAM (FRANX, 1933).

Bij een onderzoek te Rotterdam constateert FRANX (lit. 45), dat de grafische bewerking van de waarnemingen, als bedoeld in hoofdstuk III, voor de bij de Maas gelegen putten tot grafieken leidt, waarbij het lineair verband heel duidelijk aanwezig is. Voorts merkt hij op, dat de strooiing der in de grafieken geteekende punten toeneemt, met andere woorden dat de afwijkingen daarvan ten opzichte van de rechte lijnen in de grafieken toenemen, met toenemenden afstand tot de Maas. Dit feit zal in § 17 worden verklaard.

HOOFDSTUK V.

AFLEIDING VAN DE GRONDVERGELIJKINGEN VOOR DEN INVLOED VAN DE GETIJBEWEGING VAN ZEEËN EN GETIJRIVIEREN OP DE STIJG- HOOGTE VAN GRONDWATER.

§ 5. ALGEMEEN.

In overeenstemming met het algemeen gebruik zal worden aangenomen, dat de weerstand dien het grondwater bij zijn strooming door den bodem ondervindt evenredig is met de snelheid (wet van DARCY), hetgeen voor niet te groote snelheden en niet te grove grondsoorten toelaatbaar is (lit. 51).

Natuurlijke aardlagen bezitten dikwijls een gelaagdheid in een bepaalde richting. Zoo bij voorbeeld treden in horizontale lagen van fijn zand dikwijls horizontale uiterst dunne sliblaagjes op. Het ligt voor de hand, dat de weerstand voor grondwaterstromingen evenwijdig aan dergelijke sliblaagjes anders is dan voor die loodrecht daarop.

Teneinde de hierna af te leiden formules eenerzijds zoo eenvoudig mogelijk te houden, anderzijds zoo goed mogelijk te doen aanpassen aan de practijk, zal aangenomen worden, dat we steeds te doen hebben met homogene anisotrope aardlagen, dat wil zeggen met aardlagen, waarin de weerstand, dien een grondwaterstroom van een bepaalde sterkte in een willekeurig punt ondervindt, niet afhankelijk is van de ligging van dat punt, doch wel van de richting van dien stroom in dat punt. We zullen dus bij de afleiding van elke formule onderscheid maken tusschen den doorlaatcoëfficiënt (de reciproke waarde van den weerstandscoëfficiënt) in verticale en dien in horizontale richting (lit. 151). Voor de toepassing op homogene isotrope lagen behoeven dan slechts deze doorlaatcoëfficiënten in de uitkomsten aan elkaar gelijk te worden gesteld.

Om de afleidingen zoo eenvoudig mogelijk te houden, zal voorts het verschil in soortelijk gewicht tusschen zout, brak en zoet water buiten beschouwing worden gelaten. De afwijkingen in de schommelingen van de berekende stijghoogten, die hierdoor kunnen ontstaan, bedragen, in verband met de soortelijke gewichten, waarmede men in de natuur te doen heeft (lit. 21, 103), in den regel minder dan 3%.

Zoowel in hoofdstuk I als in hoofdstuk II is reeds gewezen op het onderscheid, althans quantitatief, tusschen de voortplanting van de getijbeweging in phreatisch grondwater en die in spanningsgrondwater. Duidelijkheidshalve moge nog een enkel woord volgen over de wijze, waarop het grondwater zich in den bodem bevindt.

Indien het grondwater in rust is, vormt de waterspiegel in putten en ingravingen een horizontaal vlak, dat algemeen bekend staat als „de grondwaterspiegel”. Langzamerhand wordt deze benaming in Nederland verdrongen door „phreatisch oppervlak”, welk begrip (lit. 152, 55) is ingevoerd, omdat de benaming „grondwaterspiegel” den indruk zou kunnen vestigen, dat men te doen heeft met de bovenbegrenzing van de grondwatermassa. Dit laatste is echter niet het geval. Immers, onder invloed van de capillaire krachten is de bodem ook nog in een zone, onmiddellijk boven het phreatisch oppervlak, volkomen met water verzadigd. Daar, waar de bodem ophoudt volkomen verzadigd te zijn, ligt de bovenbegrenzing van de capillaire zone.

Evenals de stijghoogte in capillaire buizen afhankelijk is van den vorm van de doorsnede van die buizen en grooter is naarmate die buizen nauwer zijn, is de capillaire stijghoogte in een grondsoort afhankelijk van de grootte en den vorm van de poriën. Zij bedraagt bij voorbeeld voor duinzand ca. 30 cm (lit. 152, 39a, 40a).

In den toestand van rust is de dikte van de capillaire zone in een bepaalde grondsoort (en bij een bepaalde temperatuur) gelijk aan de capillaire stijghoogte voor die grondsoort (bij die temperatuur). In toestanden van beweging kan de dikte van de capillaire zone wijzigingen ondergaan, welke echter in vele

gevallen zoo klein zijn, dat zij practisch mogen worden verwaarloosd.

In een grondwatermassa neemt de hydrostatische druk, zooals trouwens in elke watermassa, ten gevolge van het gewicht van het water met toenemende diepte toe, hetgeen een ongerief bij berekeningen vormt indien men deze grootheid als maat gebruikt. Een maatstaf, die niet op deze wijze (dus niet door het gewicht van het water) door de diepte wordt beïnvloed, is de potentiaal.

Zij:

z = de hoogte boven een horizontale vergelijkingsbasis van een willekeurig punt van de grondwatermassa,

Φ = de potentiaal in dat punt ten opzichte van die basis,

p = de druk in dat punt,

P = de hoogte van het phreatisch oppervlak boven die basis,

s = de dichtheid van het water,

g = de versnelling van de zwaartekracht,

dan luidt de definitie van de potentiaal:

$$\Phi = \frac{p}{sg} + z = \frac{p + sgz}{sg} \quad (9)$$

Voor het phreatisch oppervlak is de druk (ten opzichte van de atmosfeer), evenals die voor den spiegel van open water, nul; daarom geldt voor het phreatisch oppervlak volgens (9):

$$\Phi_{\text{phreatisch oppervlak}} = z = P$$

Indien de beweging van de grondwatermassa geen component in verticale richting heeft, of, zooals bij voorbeeld in een voldoende wijde peilbuis, de weerstand in verticale richting kan worden verwaarloosd, neemt de druk met toenemende diepte uitsluitend ten gevolge van het gewicht van het water toe, zoodat dan:

$$p = (P - z)sg$$

Substitueert men dit in (9), dan verkrijgt men

$$\Phi = P$$

waaruit volgt:

1e. indien de strooming in een gedeelte van een grondwatermassa geen verticale component bezit, is de potentiaal voor alle op een verticale lijn gelegen punten binnen dat gedeelte dezelfde (dit geldt voor alle grondsoorten en ook voor een niet homogenen bodem),

2e. de potentiaal in een willekeurig punt van een grondwatermassa met willekeurige stroomingen wordt bepaald door de ligging van den waterspiegel in een voldoende wijde peilbuis, welke aan de onderzijde van een voldoende klein filter om bedoeld punt is voorzien (dit geldt slechts voor niet te fijne grondsoorten en voorts dikwijls ook voor een niet homogenen bodem).

Zij nu:

z' = de hoogte boven het phreatisch oppervlak van een willekeurig punt in de capillaire zone, dus

$$z' = z - P$$

dan volgt uit (9) voor de capillaire zone in den toestand van rust:

$$\phi = P = \frac{p + sg(P + z')}{sg}$$

dus

$$p = -sgz' \quad (10)$$

De capillaire zone kunnen we dus beschouwen als een zone met een negatieven druk (ten opzichte van de atmosfeer). Doordat de druk negatief is, kan het water niet uit de capillaire zone in bronnen, putten of ingravingen aan den dag treden.

Achtereenvolgens zullen drie gevallen van de voortplanting van de getijbeweging in grondwater worden besproken. De gevallen I en II hebben betrekking op phreatisch grondwater, geval III op spanningsgrondwater. Bij geval I zal worden afgezien van de veranderingen in de dikte van de capillaire zone, met andere woorden, zal worden gehandeld, alsof de dikte van de capillaire zone constant is. Bij de gevallen II en III zal met de schommelingen in de dikte van de capillaire zone rekening worden gehouden.

§ 6. DE GRONDVERGELIJKINGEN.

Bij de berekeningen in de paragrafen 6 tot en met 14 wordt steeds verondersteld, dat de beschouwde grondwatermassa zich bevindt in een homogene zandlaag, welke aan de onderzijde door een horizontale basis is begrensd. De x -as is gedacht in deze basis en wel loodrecht op de rechte oneindig lange kust van de zee of oever van de getijrivier, welke verondersteld wordt de zandlaag over de geheele hoogte volgens een verticaal vlak te snijden.

In de hierna te behandelen gevallen I en II (fig. 11) reikt de bedoelde zandlaag tot voldoende ver boven de bovenbegrenzing van de grondwatermassa (phreatisch grondwater). In geval III (fig. 12) wordt de bedoelde zandlaag aan de bovenzijde door een horizontaal vlak, ten allen tijde gelegen beneden het phreatisch oppervlak, begrensd en bedekt door een moeilijk doordringbare laag van sterk slibhoudend zand, leem of klei, welke tot voldoende ver boven de bovenbegrenzing van de grondwatermassa reikt (spanningsgrondwater).

Onder invloed van de getijbeweging van de zee of getijrivier zal er nu in de grondwatermassa een getijstroom ontstaan, waarvan de sterkte in het algemeen afneemt met toenemenden afstand tot de zee of getijrivier, doordat deze getijstroom bij landinwaartsche richting water aan den bodem afstaat en bij omgekeerde richting daaruit opneemt. Daar de bodem beneden het phreatisch oppervlak en in de capillaire zone (dit vlak en deze zone bevinden zich in het geval van spanningsgrondwater in de moeilijk doordringbare deklagen) volkomen met water verzadigd is, kan dus alleen de bodem, onmiddellijk boven de capillaire zone, als accumulator werken voor het water, dat door den grondwatergetijstroom afwisselend afgegaan en opgenomen wordt. Met de samendrukbaarheid van het grondwater zal geen rekening worden gehouden, omdat deze uit practisch oogpunt verwaarloosd mag worden, daar het bij de hier te behandelen problemen slechts om zeer geringe drukveranderingen gaat.

Zij voor de gevallen I en II (fig. 11):

q = het horizontale watertransport per eenheid van tijd door een aan de kustlijn of den oever van een getijrivier evenwijdig verticaal vlak met de eenheid van breedte, in m^3/sec ,

dan is q de som van den horizontalen grondwaterstroom beneden het phreatisch oppervlak en dien in de capillaire zone.

Omdat nu de capillaire stijghoogte bij voorbeeld voor duinzand ca. 30 cm bedraagt, zal de gemiddelde dikte van de capillaire zone in vele gevallen klein zijn ten opzichte van de gemiddelde hoogte van de grondwatermassa beneden het phreatisch oppervlak, in welk geval, zooals hier verder aangenomen zal worden, de horizontale grondwaterstroom in de capillaire zone ten opzichte van dien beneden het phreatisch oppervlak kan worden verwaarloosd. Neemt men voorts aan, dat de potentiaal (stijghoogte) Φ voor elk punt beneden het phreatisch oppervlak onafhankelijk is van de hoogte van dat punt boven de ondoordringbare basis, dus dat voor alle punten beneden het phreatisch oppervlak geldt

$$\Phi = P$$

waarin P de hoogte, in m , van het phreatisch oppervlak boven de ondoordringbare basis voorstelt, en zij verder:

x = de horizontale afstand van een willekeurig punt tot de kustlijn of den oever, in m , en

k = de doorlaatcoëfficiënt in horizontale richting van de zandlaag, in m/sec ¹⁾,

dan geldt onder de bovenbedoelde voorwaarden en veronderstellingen volgens de wet van DARCY:

$$q = -kP \frac{\partial \Phi}{\partial x} = -k \Phi \frac{\partial \Phi}{\partial x} \quad (11)$$

Zij:

μ = de hoeveelheid water, die per eenheid van volume aan het onderste gedeelte van den grond, onmiddellijk boven de capillaire zone, toegevoegd moet worden, om

¹⁾ De doorlaatcoëfficiënt komt overeen met $p \times$ de gemiddelde snelheid van het grondwater bij de eenheid van potentiaalverval (verhang), waarin p (het nuttige poriënvolume) bij voorbeeld 0,30 bedraagt (lit. 113, 166).

Phreatisch grondwater
(Gevalen I en II).

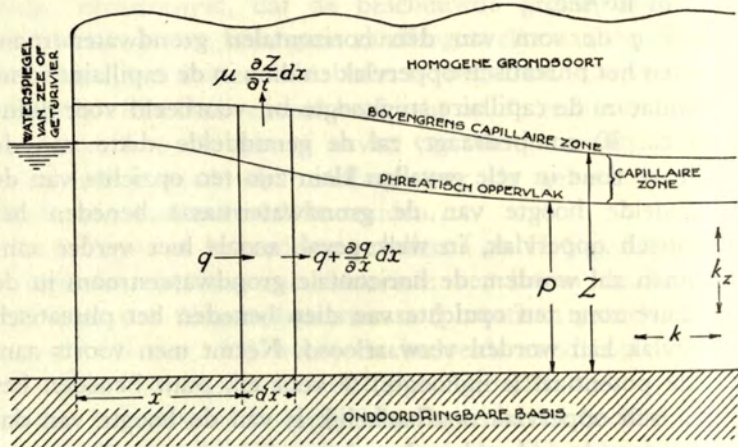


Fig. 11.

dit gedeelte volkomen met water verzadigd te doen zijn,
 Z = de hoogte van de bovenbegrenzing van de capillaire zone
 boven de ondoordringbare basis, in m, en
 t = de tijd, in sec,
 dan blijkt uit figuur 11 voor de eenheid van tijd en op grond
 van de continuïteitsvoorwaarde:

$$q = q + \frac{\partial q}{\partial x} dx + \mu \frac{\partial Z}{\partial t} dx$$

$$\text{dus} \quad \mu \frac{\partial Z}{\partial t} = - \frac{\partial q}{\partial x} \quad (12)$$

hetgeen in verband met (11) oplevert:

$$\frac{\partial Z}{\partial t} = \frac{k}{\mu} \frac{\partial}{\partial x} \left(\Phi \frac{\partial \Phi}{\partial x} \right) \quad (13)$$

Veronderstelt men, dat men de wisselingen in de dikte
 van de capillaire zone mag verwaarloozen, met andere woorden

kent men aan de capillaire zone bij wijze van benadering een constante dikte ($= K$) toe, dan handelt men dus alsof

$$Z = \Phi + K \quad (14)$$

en dus
$$\frac{\partial Z}{\partial t} = \frac{\partial \Phi}{\partial t} \quad (15)$$

waardoor (13) overgaat in:

$$\frac{\partial \Phi}{\partial t} = \frac{k}{\mu} \frac{\partial}{\partial x} \left(\Phi \frac{\partial \Phi}{\partial x} \right) \text{ of}$$

(geval I)
$$\frac{\partial \Phi}{\partial t} = \frac{k}{\mu} \Phi \frac{\partial^2 \Phi}{\partial x^2} + \frac{k}{\mu} \left(\frac{\partial \Phi}{\partial x} \right)^2 \quad (16)$$

Deze differentiaalvergelijking wordt vermeld door FORCHHEIMER (lit. 42).

Houdt men wel rekening met de wisselingen in de dikte van de capillaire zone, dan blijft vergelijking (13) ongewijzigd gelden. We kunnen haar schrijven in den volgenden vorm:

(geval II)
$$\frac{\partial Z}{\partial t} = \frac{k}{\mu} \Phi \frac{\partial^2 \Phi}{\partial x^2} + \frac{k}{\mu} \left(\frac{\partial \Phi}{\partial x} \right)^2 \quad (17)$$

Welk verband tusschen Φ en Z moet worden aangenomen, zal in § 11 worden besproken.

De afleiding van de differentiaalvergelijking, welke aan geval III (fig. 12) ten grondslag ligt, geschiedt op soortgelijke wijze als voor geval II.

Aangenomen zal worden, dat de sterkte van den horizontalen grondwaterstroom in de moeilijk doordringbare deklaag in het algemeen klein is ten opzichte van sterkte van den horizontalen grondwaterstroom in de goed waterdoorlatende zandlaag daaronder, en dus ten opzichte daarvan kan worden verwaarloosd. Voorts zal worden aangenomen, dat de potentiaal voor een willekeurig punt in de goed waterdoorlatende laag onafhankelijk is van de hoogte van dat punt boven de ondoordringbare basis.

Spanningsgrondwater
(Geval III).

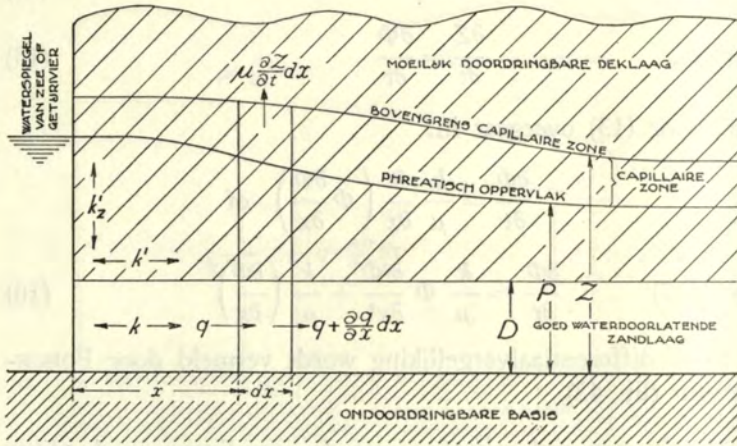


Fig. 12.

Zij:

D = de dikte van de op de ondoordringbare basis rustende zandlaag, in m,

k = de doorlaatcoëfficiënt in horizontale richting daarvan, in m/sec,

Φ = de potentiaal (stijghoogte) van het grondwater in die zandlaag ten opzichte van de ondoordringbare basis, in m, en zij verder aan alle overige hiervóór gebruikte letters de zelfde beteekenis toegekend, evenwel met dien verstande, dat thans

$$\Phi \neq P$$

dan geldt voor den horizontalen grondwaterstroom in de goed waterdoorlatende laag volgens de wet van DARCY:

$$q = -kD \frac{\partial \Phi}{\partial x} \quad (18)$$

Uit figuur 12 blijkt:

$$\mu \frac{\partial Z}{\partial t} = -\frac{\partial q}{\partial x}$$

hetgeen in verband met (18) geeft:

$$\text{(geval III)} \quad \frac{\partial Z}{\partial t} = \frac{k}{\mu} D \frac{\partial^2 \Phi}{\partial x^2} \quad (19)$$

Het verband tusschen Φ en Z zal worden afgeleid in § 13.

OPMERKING.

Bij de oplossing van de hierna te behandelen problemen zal meermalen gebruik gemaakt worden van complexe grootheden.

Daarom zij in herinnering gebracht, dat:

$$e^{iy} = \cos y + i \sin y \quad (20)$$

waarin

$$i = \sqrt{-1}$$

Uit (20) volgt:

$$\begin{aligned} \cos y &= \Re (e^{iy}) \quad \text{en} \\ \sin y &= \Im (e^{iy}) \end{aligned} \quad (21)$$

waarin \Re beteekent „het reële deel van”

en \Im beteekent „ $-i \times$ het imaginaire deel van”.

HOOFDSTUK VI.

DE VOORTPLANTING VAN DE GETIJBEWEGING IN PHREATISCH GRONDWATER BIJ PRACTISCH CONSTANTE DIKTE VAN DE CAPILLAIRE ZONE (GEVAL I).

§ 7. DE OPLOSSING IN EERSTE BENADERING VOOR DEN
TOESTAND BIJ DYNAMISCH EVENWICHT.

Veronderstelt men, dat in vergelijking (16) de waarde van den term met het kwadraat van een differentiaalquotiënt in het algemeen klein is ten opzichte van die van de overige termen, dan gaat deze vergelijking bij benadering over in:

$$\frac{\partial \Phi}{\partial t} = \frac{k}{\mu} \Phi \frac{\partial^2 \Phi}{\partial x^2} \quad (22)$$

Indien Φ groot is ten opzichte van de veranderingen, die deze grootheid ondergaat, mag Φ in (22) bij benadering vervangen worden door haar gemiddelde waarde in de nabijheid van de zee of getijrivier M , waardoor de lineaire vergelijking ontstaat:

$$\frac{\partial \Phi}{\partial t} = \frac{kM}{\mu} \cdot \frac{\partial^2 \Phi}{\partial x^2} \quad \text{of} \quad (23)$$
$$\frac{\partial \Phi}{\partial t} = a^2 \frac{\partial^2 \Phi}{\partial x^2} \quad (23)$$

$$\text{waarin } a^2 = \frac{kM}{\mu} \quad (24)$$

De differentiaalvergelijking (23) heeft den zelfden vorm als die voor de warmtegeleiding in een homogene staaf.

Teneinde het probleem bepaald te doen zijn, dienen nog eenige voorwaarden te worden gesteld. Aangenomen zal daarom worden, dat de gemiddelde stand van de zee of getij-

rivier voorgesteld kan worden door de constante M , de getijbeweging van bedoeld buitenwater door de enkelvoudige sinusoïde $S \sin nt$ en voorts dat de door de getijbeweging van de zee of getijrivier opgewekte schommelingen in de stijghoogte van het grondwater in het oneindige tenietloopen en dat het phreatisch oppervlak op het tijdstip $t = 0$ een bepaalde gedaante heeft, zoodat voor dit tijdstip geldt

$$P = f(x)$$

of, omdat we voor de gevallen I en II voor alle punten beneden het phreatisch oppervlak steeds verondersteld hebben

$$P = \Phi$$

dat die gedaante van het phreatisch oppervlak voor $t = 0$ bepaald wordt door

$$\Phi = f(x)$$

waarin $f(x)$ een willekeurige functie van x voorstelt, die voor alle positieve waarden van x gegeven is.

Getracht zal dus worden voor vergelijking (23) een oplossing te vinden, die voldoet aan de volgende voorwaarden:

$$\text{voor } x = 0 \quad , \quad \Phi = M + S \sin nt \quad (25)$$

$$\text{voor } x = \infty \quad , \quad \frac{\partial \Phi}{\partial t} = 0 \quad (26)$$

$$\text{voor } t = 0 \text{ en } x > 0, \quad \Phi = f(x) \quad (27)$$

De eerste twee dezer voorwaarden noemt men de randvoorwaarden, de laatste de aanvangsvoorwaarde van het probleem.

In verband met voorwaarde (25) mag verwacht worden, dat de gezochte oplossing van differentiaalvergelijking (23) luidt (vergelijk het slot van § 6):

$$\Phi_1 = M + \mathfrak{J} \left[\varphi(x) e^{int} \right] \quad (28)$$

De waarde van Φ_1 volgens (28) gesubstitueerd in (23) levert:

$$a^2 \frac{d^2 \varphi(x)}{dx^2} = in \varphi(x) \quad (29)$$

waaruit $\varphi(x)$ als volgt kan worden opgelost.

$$\text{Stel} \quad \varphi(x) = Ce^{\nu x} \quad (30)$$

$$\text{dan is} \quad \nu = \pm \sqrt{\frac{in}{a^2}} = \pm (1+i) \sqrt{\frac{n}{2a^2}}$$

Stelt men hierin $\sqrt{\frac{n}{2a^2}} = \varepsilon$, dan vindt men dus

$$\varphi(x) = Ce^{\pm(1+i)\varepsilon x}$$

$$\text{en} \quad \Phi_1 = M + \mathfrak{J} \left[Ce^{\pm \varepsilon x + i(nt \pm \varepsilon x)} \right]$$

of in verband met voorwaarde (25) en omdat het probleem op physische gronden gekenmerkt is door een demping en een vertraging (naijling)

$$\Phi_1 = M + Se^{-\varepsilon x} \sin(nt - \varepsilon x) \quad (31)$$

$$\text{waarin} \quad \varepsilon = \sqrt{\frac{n}{2a^2}} = \sqrt{\frac{n\mu}{2kM}}$$

Deze oplossing werd in 1919 door FORCHHEIMER gepubliceerd (lit. 41, 42). Forchheimer kent echter aan μ de waarde van het poriënvolume toe, met andere woorden hij neemt aan, dat de bodem, onmiddellijk boven de capillaire zone, telkens volkomen droog wordt, hetgeen practisch alleen het geval zal zijn bij zeer grove grondsoorten, bijvoorbeeld grindlagen. De waarde van μ is dus in het algemeen kleiner dan die van het poriënvolume in de algemeen daaraan toegekende beteekenis.

Formule (31) voldoet aan differentiaalvergelijking (23) en aan de randvoorwaarden (25) en (26). Het is de oplossing voor het dynamisch evenwicht, dat zich binnen afzienbaren tijd instelt, zooals in § 9 zal worden bewezen.

§ 8. AFLEIDING VAN EEN ALGEMEENE FORMULE VOOR DEN INVLOED VAN DEN AANVANGSTOESTAND.

De in de vorige paragraaf gevonden oplossing (31) voldoet alleen aan de aanvangsvoorwaarde (27) indien deze zou hebben geluid:

$$\text{voor } t = 0, \quad \Phi_1 = M - Se^{-\varepsilon x} \sin \varepsilon x$$

hetgeen in het algemeen niet het geval is, daar als aanvangsvoorwaarde (27) de algemeene vorm gekozen was:

$$\text{voor } t = 0, \quad \Phi = f(x)$$

Stel de oplossing, die aan de drie voorwaarden (25), (26) en (27) voldoet:

$$\Phi = \Phi_1 + \Phi_{1a} \quad (32)$$

dan moet, daar Φ_1 al voldoet aan de randvoorwaarden (25) en (26) en

$$\text{voor } t = 0 \text{ geeft } \Phi_1 = M - Se^{-\varepsilon x} \sin \varepsilon x$$

Φ_{1a} voldoen aan de voorwaarden:

$$\text{voor } x = 0, \quad \Phi_{1a} = 0 \quad (33)$$

$$\text{voor } x = \infty, \quad \Phi_{1a} = 0 \quad (34)$$

voor $t = 0$ en $x > 0$,

$$\Phi_{1a} = f(x) - M + Se^{-\varepsilon x} \sin \varepsilon x = \psi(x) \quad (35)$$

Om tot de gewenschte oplossing te komen, zoeken we particuliere oplossingen van de gedaante

$$\Phi_{1a} = XT \quad (36)$$

waarin X een functie, alleen van x , en T een functie, alleen van t , voorstelt.

Uit (23) en (36) volgt:

$$\frac{1}{T} \cdot \frac{dT}{dt} = \frac{a^2}{X} \cdot \frac{d^2X}{dx^2}$$

Daar het eerste lid van deze vergelijking niet van x en het tweede lid niet van t afhangt, moeten beide leden gelijk zijn

aan een constante. Op physische gronden kunnen we verwachten, dat deze constante negatief is. Noemen we haar $-\lambda^2 a^2$, dan wordt

$$\frac{d^2 X}{dx^2} = -\lambda^2 X$$

waarvan $\cos \lambda x$ en $\sin \lambda x$ particuliere oplossingen zijn, en

$$\frac{dT}{dt} = -\lambda^2 a^2 T$$

waarvan $Ce^{-\lambda^2 a^2 t}$ een oplossing is.

Hieruit volgt dus, dat

$$Ae^{-\lambda^2 a^2 t} \cos \lambda x \text{ en } Be^{-\lambda^2 a^2 t} \sin \lambda x$$

waarin A en B willekeurige constanten zijn, oplossingen zijn van vergelijking (23).

Vatten we A en B op als functies van λ , dan is ook

$$U = \int_0^{\infty} (A \cos \lambda x + B \sin \lambda x) e^{-\lambda^2 a^2 t} d\lambda \quad (37)$$

een oplossing van de bedoelde differentiaalvergelijking, indien althans die functies A en B zoodanig zijn, dat differentieeren onder het integraalteeken geoorloofd is.

Nu moet nog nagegaan worden, of de functies A en B zoo gekozen kunnen worden, dat deze oplossing voldoet aan de voorwaarden (33), (34) en (35).

De laatste voorwaarde geeft

$$\psi(x) = \int_0^{\infty} A \cos \lambda x d\lambda + \int_0^{\infty} B \sin \lambda x d\lambda \quad (38)$$

Om hieruit A en B te bepalen, drukken we $\psi(x)$ door een dubbelintegraal uit volgens het theorema van FOURIER, dus

$$\psi(x) = \frac{1}{\pi} \int_0^{\infty} d\lambda \int_{-\infty}^{+\infty} \psi(\gamma) \cos \lambda(\gamma - x) d\gamma \quad \text{of}$$

$$\psi(x) = \frac{1}{\pi} \int_0^{\infty} d\lambda \int_{-\infty}^{+\infty} \psi(\gamma) \cos \lambda\gamma \cos \lambda x d\gamma$$

$$+ \frac{1}{\pi} \int_0^{\infty} d\lambda \int_{-\infty}^{+\infty} \psi(\gamma) \sin \lambda\gamma \sin \lambda x d\gamma$$

Aan de in (35) gestelde voorwaarde is dus voldaan, als

$$A = \frac{1}{\pi} \int_{-\infty}^{+\infty} \psi(\gamma) \cos \lambda\gamma d\gamma \quad \text{en}$$

$$B = \frac{1}{\pi} \int_{-\infty}^{+\infty} \psi(\gamma) \sin \lambda\gamma d\gamma$$

Substitutie van deze waarden voor A en B in (37) levert

$$U = \frac{1}{\pi} \int_0^{\infty} e^{-\lambda^2 a^2 t} d\lambda \int_{-\infty}^{+\infty} \psi(\gamma) \cos \lambda(\gamma - x) d\gamma$$

Verwisseling van de volgorde van integratie geeft

$$U = \frac{1}{\pi} \int_{-\infty}^{+\infty} \psi(\gamma) d\gamma \int_0^{\infty} e^{-\lambda^2 a^2 t} \cos \lambda(\gamma - x) d\lambda \quad (39)$$

De waarde van de tweede integraal kan gevonden worden door onder het integraalteeken te differentieëren naar den parameter $(\gamma - x)$, zooals in verschillende leerboeken is aangegeven. Na substitutie van deze waarde in (39) verkrijgt men:

$$U = \frac{1}{2a\sqrt{\pi t}} \int_{-\infty}^{+\infty} \psi(\gamma) e^{-\frac{(\gamma-x)^2}{4a^2t}} d\gamma \quad (40)$$

dus:

$$U = \frac{1}{2a\sqrt{\pi t}} \left[\int_{-\infty}^0 \psi(\gamma) e^{-\frac{(\gamma-x)^2}{4a^2t}} d\gamma + \int_0^{\infty} \psi(\gamma) e^{-\frac{(\gamma-x)^2}{4a^2t}} d\gamma \right] \quad (41)$$

Bij het beschouwde probleem is de waarde van $\psi(x)$ voor negatieve waarden van x niet gegeven. We kunnen die dus willekeurig aannemen en we trachten dit nu zoo te doen, dat aan voorwaarde (33) voldaan wordt, dus dat voor elke waarde van t geldt:

$$\int_{-\infty}^{+\infty} \psi(\gamma) e^{-\frac{\gamma^2}{4a^2t}} d\gamma = 0.$$

Hieraan is voldaan, als $\psi(\gamma)$ een oneven functie is, met andere woorden als

$$\psi(-\gamma) = -\psi(\gamma) \quad (42)$$

Vervangen we in de eerste integraal van (41) γ door $-\gamma$, dan verkrijgen we

$$\int_{-\infty}^0 \psi(\gamma) e^{-\frac{(\gamma-x)^2}{4a^2t}} d\gamma = \int_{+\infty}^0 \psi(-\gamma) e^{-\frac{-(\gamma+x)^2}{4a^2t}} d(-\gamma)$$

hetgeen volgens (42) gelijk zou zijn aan:

$$\int_{+\infty}^0 \psi(\gamma) e^{-\frac{-(\gamma+x)^2}{4a^2t}} d\gamma = -\int_0^{\infty} \psi(\gamma) e^{-\frac{-(\gamma+x)^2}{4a^2t}} d\gamma$$

waardoor (41) over zou gaan in:

$$U = \frac{1}{2a\sqrt{\pi t}} \left[\int_0^{\infty} \psi(\gamma) e^{-\frac{(\gamma-x)^2}{4a^2 t}} d\gamma - \int_0^{\infty} \psi(\gamma) e^{-\frac{(\gamma+x)^2}{4a^2 t}} d\gamma \right] \quad (43)$$

Stellen we in de eerste integraal van (43)

$$\gamma = 2a\omega\sqrt{t} + x \quad (44)$$

dan is

$$d\gamma = 2a\sqrt{t} d\omega$$

waarbij de bovenste grens van deze integraal ∞ blijft en de onderste volgt uit

$$0 = 2a\omega\sqrt{t} + x \quad \text{of} \quad \omega = \frac{-x}{2a\sqrt{t}} = -\xi \quad (45)$$

Stellen we in de tweede integraal

$$\gamma = 2a\omega\sqrt{t} - x$$

dan is eveneens:

$$d\gamma = 2a\sqrt{t} d\omega$$

waarbij de bovenste grens ∞ blijft en de onderste volgt uit

$$0 = 2a\omega\sqrt{t} - x \quad \text{of} \quad \omega = \frac{x}{2a\sqrt{t}} = +\xi \quad (46)$$

Door deze substituties gaat (43) over in

$$U = \frac{1}{\sqrt{\pi}} \left[\int_{-\xi}^{\infty} \psi(2a\omega\sqrt{t} + x) e^{-\omega^2} d\omega - \int_{+\xi}^{\infty} \psi(2a\omega\sqrt{t} - x) e^{-\omega^2} d\omega \right] \quad (47)$$

waarin $\xi = \frac{x}{2a\sqrt{t}}$

Thans moet nog worden nagegaan of (47) voldoet aan differentiaalvergelijking (23) en voldoen kan aan de voorwaarden (33), (34) en (35).

Het eerste blijkt, indien althans de functie ψ van dien aard is, dat differentieeren onder het integraalteeken is geoorloofd, uit (43), aangezien

$$\frac{1}{\sqrt{t}} e^{-\frac{(\gamma \pm x)^2}{4a^2t}}$$

een particuliere oplossing van de bedoelde differentiaalvergelijking is.

Voor $x = 0$ worden beide integralen van (47) aan elkaar gelijk, zoodat het verschil tusschen beide nul is, waarmede voldaan is aan voorwaarde (33).

Voor $t = 0$ gaat (47) over in

$$U = \frac{1}{\sqrt{\pi}} \left[\int_{-\infty}^{+\infty} \psi(x) e^{-\omega^2} d\omega - \int_{+\infty}^{+\infty} \psi(-x) e^{-\omega^2} d\omega \right]$$

of

$$U = \frac{1}{\sqrt{\pi}} \int_{-\infty}^{+\infty} \psi(x) e^{-\omega^2} d\omega = \psi(x) \quad (48)$$

Aan de voorwaarden (33) en (35) wordt dus voldaan door alle functies ψ . Om voorwaarde (34) te controleeren zullen we overgaan tot een concreet geval.

Indien we als voorwaarde (27) stellen

$$f(x) = M$$

met andere woorden, indien we als voorwaarde stellen, dat het phreatisch oppervlak op het tijdstip $t = 0$ een horizontaal vlak is ter hoogte van de gemiddelde hoogte van den waterspiegel van de zee of getijrivier, luidt voorwaarde (35):

$$\text{voor } t = 0, \quad \Phi_{1a} = M - M + S e^{-\varepsilon x} \sin \varepsilon x = S e^{-\varepsilon x} \sin \varepsilon x$$

Voor deze waarde van $\psi(x)$ luidt de oplossing volgens (47):

$$\Phi_{1a} = \frac{1}{\sqrt{\pi}} \left[\int_{-\xi}^{\infty} \left\{ S e^{-\varepsilon(2a\omega\sqrt{t} + x)} \sin \varepsilon(2a\omega\sqrt{t} + x) \right\} e^{-\omega^2} d\omega \right. \\ \left. - \int_{+\xi}^{\infty} \left\{ S e^{-\varepsilon(2a\omega\sqrt{t} - x)} \sin \varepsilon(2a\omega\sqrt{t} - x) \right\} e^{-\omega^2} d\omega \right] \quad (49)$$

$$\text{waarin } \xi = \frac{x}{2a\sqrt{t}}$$

Stelt men in de eerste integraal van (49)

$$\varepsilon(2a\omega\sqrt{t} + x) = u$$

$$\text{dus } \omega = \frac{u - \varepsilon x}{\sqrt{2nt}} \quad \text{en} \quad d\omega = \frac{du}{\sqrt{2nt}}$$

en in de tweede integraal

$$\varepsilon(2a\omega\sqrt{t} - x) = u$$

$$\text{dus } \omega = \frac{u + \varepsilon x}{\sqrt{2nt}} \quad \text{en} \quad d\omega = \frac{du}{\sqrt{2nt}}$$

dan gaat (49) over in

$$\Phi_{1a} = \frac{S}{\sqrt{2\pi nt}} \left[\int_0^{\infty} e^{-\frac{(u - \varepsilon x)^2}{2nt} - u} \sin u \, du - \int_0^{\infty} e^{-\frac{(u + \varepsilon x)^2}{2nt} - u} \sin u \, du \right] \quad (50)$$

waaruit blijkt, dat Φ_{1a} inderdaad nul wordt voor $x = \infty$.

§ 9. DE BEREKENING VAN DEN TIJDSDUUR, WAARBINNEN HET DYNAMISCH EVENWICHT WORDT BEREIKT.

Thans behoeft nog slechts te worden nagegaan, na hoeveel tijd Φ_{1a} stellig verwaarloosbaar klein is. Hiertoe schrijven we

(50), waarin $\varepsilon = \sqrt{\frac{n}{2a^2}}$, als volgt

$$\Phi_{1a} = \frac{Se^{-\frac{x^2}{4a^2 t}}}{\sqrt{2\pi nt}} \left[\int_0^{\infty} e^{-\frac{u^2}{2nt} - u} \left(1 - \frac{x}{at\sqrt{2n}} \right) \sin u \, du - \int_0^{\infty} e^{-\frac{u^2}{2nt} - u} \left(1 + \frac{x}{at\sqrt{2n}} \right) \sin u \, du \right] \quad (51)$$

De bepaling van de waarde van deze integralen is, zoo al doenlijk, niet eenvoudig en wellicht alleen mogelijk door reeksontwikkeling of langs grafischen weg, dan wel door een combinatie van deze methoden.

Een betrekkelijk eenvoudige schatting van Φ_{1a} is mogelijk op de volgende wijze.

$$\text{Stelt men} \quad \frac{x}{at\sqrt{2n}} = C \quad (52)$$

dan gaat (51) over in

$$\Phi_{1a} = \frac{Se^{-\frac{1}{2}C^2nt}}{\sqrt{2\pi nt}} \left[\int_0^{\infty} e^{-\frac{u^2}{2nt} - u(1-C)} \sin u \, du - \int_0^{\infty} e^{-\frac{u^2}{2nt} - u(1+C)} \sin u \, du \right] \quad (53)$$

De waarde van elk dezer integralen kan voor

$$0 < C \leq 1$$

als volgt worden benaderd:

$$\int_0^{\infty} e^{-\frac{u^2}{2nt} - u(1 \pm C)} \sin u \, du < \int_0^{\pi} e^{-\frac{u^2}{2nt} - u(1 \pm C)} \sin u \, du < \int_0^{\pi} e^{-u(1 \pm C)} \sin u \, du = \frac{1 + e^{-(1 \pm C)\pi}}{(1 \pm C)^2 + 1} \quad (54)$$

welke breuk voor $-C$ een grootere waarde heeft dan voor $+C$.

De waarde van elk der integralen in (53) is positief, zoodat de absolute waarde van het verschil tusschen beide kleiner is dan de waarde van de grootste. In verband hiermede volgt uit (53) en (54)

$$|\Phi_{1a}| < \frac{Se^{-\frac{1}{2}C^2nt}}{\sqrt{2\pi nt}} \cdot \frac{1 + e^{-(1-C)\pi}}{(1-C)^2 + 1} \quad (55)$$

De amplitude A voor de oplossing bij dynamisch evenwicht bedraagt volgens (31)

$$A = Se^{-x\sqrt{\frac{n}{2a^2}}} \quad (56)$$

Stelt men nu $x = \sqrt{\frac{2a^2}{n}}$, dan is volgens (56):

$$A = Se^{-1} = 0,37 S.$$

Verder is dan volgens (52):

$$C = \frac{1}{nt} \quad (56a)$$

Zij nu (lit. 165):

$$n = 1,405 \cdot 10^{-4} \text{ (belangrijkste dubbeldaagsche getij) en voorts}$$

$$t = 12 \text{ uur } 25 \text{ minuten, dan is dus}$$

$$nt = 2\pi,$$

hetgeen in verband met (56a) oplevert:

$$C = \frac{1}{2\pi}$$

Deze waarde van C , gesubstitueerd in (55), geeft:

$$|\Phi_{1a}| < \frac{Se^{-\frac{1}{4\pi}}}{2\pi} \cdot \frac{1 + e^{-\pi + \frac{1}{2}}}{\left(1 - \frac{1}{2\pi}\right)^2 + 1}$$

dus $|\Phi_{1a}| < 0,09 S.$

Wil men voor het zelfde punt nagaan, beneden welke waarde Φ_{1a} ligt na het dubbele tijdsverloop, dus voor

$$nt = 4\pi$$

dan wordt $C = \frac{1}{4\pi}$. Deze waarden van nt en C , gesubstitueerd in (55) leveren

$$|\Phi_{1a}| < 0,06 S$$

De waarde van

$$\frac{-\frac{1}{2}C^2nt}{e} \cdot \frac{-(1-C)\pi}{1 + e^{-(1-C)\pi}} \cdot \frac{1 + e^{-\pi}}{(1-C)^2 + 1}$$

uit het tweede lid van (55) bedroeg bij het eerste voorbeeld 0,61 en bij het tweede 0,55. Voor een tijdsverloop, langer dan 24 uur 50 minuten, dus voor kleinere waarden van C , zal de waarde van de bedoelde uitdrukking gelegen zijn tusschen 0,55 en 0,52, omdat zij bij limiet voor $t = \infty$, dus $C = 0$, nadert tot

$$\frac{1 + e^{-\pi}}{2} = 0,52$$

Voor alle waarden van t , grooter dan 24 uur 50 minuten, kunnen we dus (55) voor het beschouwde punt vervangen door

$$|\Phi_{1a}| < \frac{0,55 S}{\sqrt{2\pi nt}}$$

Voor een punt op een zoodanigen afstand (x) tot de zee of getijrivier, dat de amplitude van de grondwaterpotentialen 37% van de amplitude van het dubbeldaagsch getij van de zee of getijrivier bedraagt, is de invloed van den veronderstelden aanvangstoestand dus na 12 uur 25 minuten stellig minder dan 9% en na 24 uur 50 minuten stellig minder dan 6% van laatstbedoelde amplitude¹⁾. Voor een langer tijdsverloop vermindert de grootte van de benaderde waarde van Φ_{1a} practisch omgekeerd evenredig met den wortel uit het tijdsverloop. Na verloop van vol-

¹⁾ Wegens gebrek aan voldoende gegevens (vergelijk § 18) is er van afgezien een zoodanig uitgewerkt getallenvoorbeeld te geven, dat de waarde van x in lengte-eenheden zou kunnen worden vermeld.

doenden tijd is de benaderde waarde van Φ_{1a} dus practisch te verwaarloozen. De werkelijke waarde van Φ_{1a} is kleiner en kan dus stellig na een niet te lang tijdsverloop practisch worden verwaarloosd.

Men kan nu op soortgelijke wijze voor alle mogelijke combinaties van n en x berekenen, beneden welke waarde de invloed van den aanvangstoestand na een bepaald tijdsverloop stellig gelegen is, dus ook na welk tijdsverloop deze invloed practisch kan worden verwaarloosd of met andere woorden, na welk tijdsverloop zich practisch het dynamisch evenwicht heeft ingesteld.

Daar in het vervolg alleen toestanden bij de normale getijbeweging, dus waarbij het dynamisch evenwicht ingesteld is, zullen worden besproken, zal de aanvangstoestand bij de volgende problemen buiten beschouwing worden gelaten. Duidelijkheidshalve zij in verband hiermede opgemerkt, dat springtijden en doode getijden tot de normale getijbeweging behooren, doch dat stormvloedden daarbuiten vallen.

§ 10. DE OPLOSSING IN TWEEDE BENADERING VOOR DEN TOESTAND BIJ DYNAMISCH EVENWICHT.

De oplossing van vergelijking (16) kan als volgt verder worden benaderd.

Stel de oplossing in tweede benadering

$$\Phi = \Phi_1 + \Phi_2 = M + \Phi_a + \Phi_2 \quad (57)$$

waarin dus Φ_a het periodieke gedeelte van Φ_1 voorstelt, dan levert (57) bij substitutie in (16)

$$\begin{aligned} \frac{\partial \Phi_a}{\partial t} + \frac{\partial \Phi_2}{\partial t} &= \frac{kM}{\mu} \cdot \frac{\partial^2 \Phi_a}{\partial x^2} + \frac{kM}{\mu} \cdot \frac{\partial^2 \Phi_2}{\partial x^2} \\ &+ \frac{k}{\mu} (\Phi_a + \Phi_2) \frac{\partial^2 \Phi_a}{\partial x^2} \\ &+ \frac{k}{\mu} (\Phi_a + \Phi_2) \frac{\partial^2 \Phi_2}{\partial x^2} \\ &+ \frac{k}{\mu} \left(\frac{\partial \Phi_a}{\partial x} + \frac{\partial \Phi_2}{\partial x} \right)^2 \end{aligned} \quad (58)$$

Voor die gevallen, waarin het gemiddelde van de absolute waarde van Φ_2 klein is ten opzichte van dat van Φ_a , kan de vierde term van het tweede lid van (58) geheel verwaarloosd worden, in de derde term Φ_2 verwaarloosd worden ten opzichte van Φ_a en in de vijfde of laatste term $\frac{\partial \Phi_2}{\partial x}$ verwaarloosd worden ten opzichte van $\frac{\partial \Phi_a}{\partial x}$.

Bedenkt men voorts, dat Φ_1 en dus ook Φ_a zoo bepaald is, dat

$$\frac{\partial \Phi_a}{\partial t} = \frac{kM}{\mu} \cdot \frac{\partial^2 \Phi_a}{\partial x^2}$$

en stelt men verder weder

$$\frac{kM}{\mu} = a^2 \text{ of } \frac{k}{\mu} = \frac{a^2}{M} \quad (59)$$

dan gaat vergelijking (58) over in

$$\frac{\partial \Phi_2}{\partial t} - a^2 \frac{\partial^2 \Phi_2}{\partial x^2} = \frac{a^2}{M} \Phi_a \frac{\partial^2 \Phi_a}{\partial x^2} + \frac{a^2}{M} \left(\frac{\partial \Phi_a}{\partial x} \right)^2 \quad (60)$$

Nu volgt uit (31), (57) en (60)

$$\frac{\partial \Phi_2}{\partial t} - a^2 \frac{\partial^2 \Phi_2}{\partial x^2} = S^2 \frac{n}{2M} e^{-2\epsilon x} [1 + 2 \sin(2nt - 2\epsilon x)] \quad (61)$$

Voor het oplossen van deze vergelijking ligt het voor de hand, eerst willekeurige oplossingen, respectievelijk Φ_{2a} en Φ_{2b} , te zoeken voor de volgende twee vergelijkingen:

$$\frac{\partial \Phi_{2a}}{\partial t} - a^2 \frac{\partial^2 \Phi_{2a}}{\partial x^2} = S^2 \frac{n}{2M} e^{-2\epsilon x} \quad (62)$$

$$\frac{\partial \Phi_{2b}}{\partial t} - a^2 \frac{\partial^2 \Phi_{2b}}{\partial x^2} = S^2 \frac{n}{M} e^{-2\epsilon x} \sin(2nt - 2\epsilon x) \quad (63)$$

Daar het tweede lid van (62) uitsluitend van x afhangt, zal aan deze vergelijking voldaan worden door een oplossing, die voldoet aan

$$-a^2 \frac{d^2 \Phi_{2a}}{dx^2} = S^2 \frac{n}{2M} e^{-2\epsilon x}$$

waarbij dan $\frac{\partial \Phi_{2a}}{\partial t} = 0$

Een dergelijke oplossing is

$$\Phi_{2a} = -\frac{S^2}{4M} e^{-2\epsilon x}$$

Aan (63) wordt voldaan door

$$\Phi_{2b} = \frac{S^2}{2M} e^{-2\epsilon x} \cos(2nt - 2\epsilon x)$$

Omdat voor het dynamisch evenwicht door $\Phi_1 (= M + \Phi_a)$ voldaan wordt aan voorwaarde (25), moet de oplossing Φ_2 voor het dynamisch evenwicht voldoen aan:

voor $x = 0$, $\Phi_2 = 0$.

Stelt men nu

$$\Phi_2 = -\frac{S^2}{4M} e^{-2\epsilon x} + \frac{S^2}{2M} e^{-2\epsilon x} \cos(2nt - 2\epsilon x) + \Phi_{2c}$$

dan moet Φ_{2c} voldoen aan de differentiaalvergelijking

$$\frac{\partial \Phi_{2c}}{\partial t} - a^2 \frac{\partial^2 \Phi_{2c}}{\partial x^2} = 0$$

en voorts aan de voorwaarde:

voor $x = 0$, $\Phi_{2c} = \frac{S^2}{4M} - \frac{S^2}{2M} \cos 2nt$

Hieraan wordt voldaan door

$$\Phi_{2c} = \frac{S^2}{4M} - \frac{S^2}{2M} e^{-\epsilon x \sqrt{2}} \cos(2nt - \epsilon x \sqrt{2})$$

De oplossing van differentiaalvergelijking (16) in tweede benadering luidt dus voor het dynamisch evenwicht:

$$\begin{aligned} \Phi &= \Phi_1 + \Phi_{2a} + \Phi_{2b} + \Phi_{2c} \text{ of} \\ \Phi &= M + \frac{S^2}{4M} e^{-2\epsilon x} \\ &\quad + S e^{-\epsilon x} \sin(nt - \epsilon x) \\ &\quad - \frac{S^2}{2M} e^{-\epsilon x \sqrt{2}} \cos(2nt - \epsilon x \sqrt{2}) \\ &\quad + \frac{S^2}{2M} e^{-2\epsilon x} \cos(2nt - 2\epsilon x) \end{aligned} \quad (64)$$

$$\text{waarin } \epsilon = \sqrt{\frac{n}{2a^2}} = \sqrt{\frac{n\mu}{2kM}}$$

Deze oplossing voldoet aan de randvoorwaarden (25) en (26).
Immers

$$\text{voor } x = 0 \text{ is } \Phi = M + S \sin nt \quad \text{en}$$

$$\text{voor } x = \infty \text{ is } \Phi = M + \frac{S^2}{4M}, \text{ dus } \frac{\partial \Phi}{\partial t} = 0$$

Het blijkt, dat bij het dynamisch evenwicht gemiddeld een verhang naar de zee of getijrivier bestaat volgens de formule

$$\Phi_{\text{gemiddeld}} - M = \frac{S^2}{4M} - \frac{S^2}{4M} e^{-2\epsilon x}$$

De beteekenis hiervan is de volgende.

Gedurende de perioden, dat de waterspiegel van het buitenwater hooger staat dan het phreatisch oppervlak in de nabijheid en dus zee- of rivierwater landinwaarts stroomt, is het doorstroomprofiel volgens vergelijking (22) grooter, dan wanneer de waterspiegel van het buitenwater lager staat dan het phreatisch oppervlak in de nabijheid. Door bedoeld verhang wordt voorkomen, dat gemiddeld meer zee- of rivierwater landinwaarts stroomt dan grondwater zee- of rivierwaarts.

HOOFDSTUK VII.

DE VOORTPLANTING VAN DE GETIJBEWEGING IN PHREATISCH GRONDWATER BIJ WISSELENDE DIKTE VAN DE CAPILLAIRE ZONE (GEVAL II).

§ 11. DE BENADERDE OPLOSSING VOOR DEN TOESTAND BIJ DYNAMISCH EVENWICHT.

Bij de afleiding van (16) uit (13) was teneinde de noodzakelijke betrekking te vinden tusschen Z en Φ bij benadering aangenomen, dat $\frac{\partial Z}{\partial t}$ en $\frac{\partial \Phi}{\partial t}$ aan elkaar gelijk zijn, met andere woorden dat de invloed van de wisselingen in de dikte van de capillaire zone verwaarloosd mocht worden. Daar nu thans met deze wisselingen wel rekening zal worden gehouden, dient dus de betrekking tusschen Φ en Z te worden afgeleid (fig. 13).

Dat de dikte van de capillaire zone door bij voorbeeld regenbuien tijdelijke veranderingen kan ondergaan, is tegenwoordig in vakkringen algemeen bekend (lit. 40, 55a, 133a, 155a, 164a). THAL LARSEN (lit. 141a) gaf van dit verschijnsel een duidelijke uiteenzetting en HEYMANN (lit. 59a) bootste het met een laboratoriumproef na.

In § 5 bleek, dat de capillaire zone beschouwd kan worden als een zone met een negatieven druk (ten opzichte van de atmosfeer). Deze druk bedraagt volgens formule (10)

$$p = -sgz'$$

Zij:

K = de capillaire stijghoogte = de dikte van de capillaire zone in den toestand van rust,
dan bedraagt de druk in de bovenbegrenzing van de capillaire zone:

$$p = -sgK \quad (65)$$

Men kan nu dezen negatieve druk in de bovenbegrenzing van de capillaire zone opvatten als de oorzaak van de capillaire opstijging. Deze negatieve druk zelve wordt veroorzaakt door de kromming van het oppervlak van de waterspiegeltjes in de poriën. Indien de verticale beweging van de bovenbegrenzing van de capillaire zone betrekkelijk langzaam geschiedt, en dit is bij het hier beschouwde probleem ongetwijfeld het geval, zal de vorm van de kromming van bedoelde waterspiegeltjes, daar we hier met volkomen bevochtigden grond te doen hebben, gemiddeld genomen practisch niet door de verticale verplaatsing van de bovenbegrenzing van de capillaire zone worden beïnvloed, zoodat de negatieve druk in deze bovenbegrenzing practisch constant is.

Er dient thans rekening te worden gehouden met den weerstand, welke het water bij zijn strooming door de capillaire zone in verticale richting ondervindt en welke tot gevolg heeft dat de betrekking $Z = \Phi + K$ slechts bij benadering geldig is.

Deze weerstand kan als volgt worden bepaald.

De weerstand is evenredig met de hoogte ($Z - P$) van de capillaire zone en met de (verticale) snelheid van het water in die zone. Deze laatste is in het algemeen veel geringer dan de verticale snelheid van de bovenbegrenzing van de capillaire zone en dit komt doordat μ , waarvan de definitie reeds werd gegeven en welke grootheid het „verzadigings-tekort” genoemd zou kunnen worden, veel kleiner is (zie § 18) dan het nuttige poriënvolume p (= de hoeveelheid water, die per eenheid van volume aan de waterbeweging deelneemt). Op grond hiervan bedraagt de verhouding van de verticale snelheid van het water in de capillaire zone tot die van de bovenbegrenzing van die zone $\frac{\mu}{p}$. In verband met de snelheid

van deze bovenbegrenzing $\left(\frac{\partial Z}{\partial t}\right)$ is de verticale snelheid van

het water in de capillaire zone $\frac{\mu}{p} \cdot \frac{\partial Z}{\partial t}$.

Tenslotte bedraagt de weerstand per eenheid van hoogte en

Phreatisch grondwater
(Geval II).

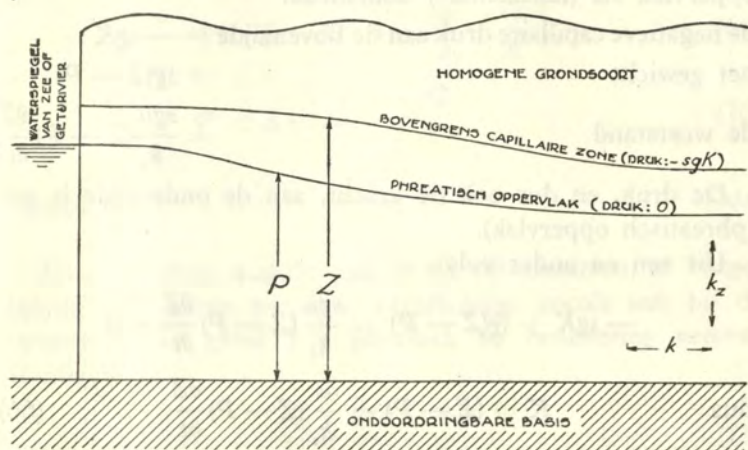


Fig. 13.

per eenheid van snelheid $sg \frac{p}{k_z}$, waarin p eveneens te voorschijn treedt, omdat k_z volgens de algemeen gebruikelijke definitie ¹⁾ niet op de werkelijke doch op de schijnbare snelheid betrekking heeft.

In de laatste uitdrukking is:

k_z = de doorlaatcoëfficiënt in verticale richting van de zandlaag, in m/sec.

Op een verticaal zuiltje water in de capillaire zone, reikende van de bovenbegrenzing van deze zone tot het phreatisch oppervlak, werken verschillende krachten, waarvoor geldt:

resultante van de krachten = massa \times versnelling

Omdat de versnelling echter uiterst gering is, mag voor deze laatste vergelijking in de plaats gesteld worden:

¹⁾ De doorlaatcoëfficiënt komt overeen met de hoeveelheid water per tijdseenheid, welke doorstroomt per eenheid van oppervlak der doorsnede, loodrecht op de stroomrichting bij een potentiaalverhang (verval) 1 : 1 (zie noot op pag. 45).

resultante van de krachten = 0

Deze krachten zijn voor zoo'n zultje met de eenheid van oppervlak als (horizontale) doorsnede:

$$\begin{aligned} \text{de negatieve capillaire druk aan de bovenzijde} &= -sgK \\ \text{het gewicht} &= sg(Z - P) \\ \text{de weerstand} &= \frac{sg\mu}{k_z}(Z - P) \frac{\partial Z}{\partial t} \end{aligned}$$

De druk, en dus ook de kracht, aan de onderzijde is nul (phreatisch oppervlak).

Uit een en ander volgt:

$$-sgK + sg(Z - P) + \frac{sg\mu}{k_z}(Z - P) \frac{\partial Z}{\partial t} = 0$$

$$\text{dus} \quad K = (Z - P) + \frac{\mu}{k_z}(Z - P) \frac{\partial Z}{\partial t} \quad (66)$$

welke formule voor $P = \text{constant}$ overeenstemt met de formule van TERZAGHI (lit. 140) voor de snelheid van de verticale capillaire opstijging in een homogene grondsoort.

Stellen we weder, zooals reeds bij de afleiding van vergelijking (11) is geschied,

$$P = \Phi$$

dan gaat (66) over in:

$$K = (Z - \Phi) + \frac{\mu}{k_z}(Z - \Phi) \frac{\partial Z}{\partial t} \quad (67)$$

De vereenvoudiging, die bij geval I met de benadering voorgesteld door (14) is toegepast, komt dus hierop neer, dat de laatste term van (67) verwaarloosd werd.

Uit (67) volgt:

$$\Phi = Z - K \frac{1}{1 + \frac{\mu}{k_z} \cdot \frac{\partial Z}{\partial t}} \quad (68)$$

hetgeen voor die gevallen, dat

$$\frac{\mu}{k_z} \cdot \frac{\partial Z}{\partial t}$$

zoo klein ten opzichte van 1 is, dat het kwadraat en dus ook de hoogere machten ervan ten opzichte van 1 kunnen worden verwaarloosd, overgaat in:

$$\Phi = Z - K \left(1 - \frac{\mu}{k_z} \cdot \frac{\partial Z}{\partial t} \right) \quad (69)$$

of

$$\Phi = Z - K + b \frac{\partial Z}{\partial t} \quad (70)$$

waarin

$$b = K \frac{\mu}{k_z} \quad (70a)$$

Alvorens deze waarde van Φ te substitueeren in vergelijking (17) zullen we deze vergelijking, zooals ook bij de oplossing voor geval I is geschied, bij benadering vereenvoudigen tot

$$\frac{\partial Z}{\partial t} = \frac{kM}{\mu} \cdot \frac{\partial^2 \Phi}{\partial x^2} \quad (71)$$

waarin M de gemiddelde waarde van Φ in de nabijheid van de zee of getijrivier voorstelt, of:

$$\frac{\partial Z}{\partial t} = a^2 \frac{\partial^2 \Phi}{\partial x^2} \quad (72)$$

waarin

$$a^2 = \frac{kM}{\mu} \quad (72a)$$

Uit (70) en (72) volgt:

$$\frac{\partial Z}{\partial t} = a^2 \left(\frac{\partial^2 Z}{\partial x^2} + b \frac{\partial^3 Z}{\partial x^2 \partial t} \right) \quad (73)$$

Als voorwaarden voor Φ zullen weder worden gekozen:

voor $x = 0$, $\Phi = M + S \sin nt$ (25)

voor $x = \infty$, $\frac{\partial \Phi}{\partial t} = 0$ (26)

Uit (25) en (70) volgt:

voor $x = 0$, $M + S \sin nt = Z - K + b \frac{\partial Z}{\partial t}$ (74)

Voor het beschouwde probleem luidt de oplossing van deze laatste differentiaalvergelijking:

voor $x = 0$,

$$Z = M + K + \frac{S}{\sqrt{1 + b^2 n^2}} \sin(nt - bg \operatorname{tg} bn) + Ce^{-\frac{t}{b}} \quad (75)$$

Zoals aan het slot van § 9 werd medegedeeld, zouden nog slechts toestanden beschouwd worden, waarbij het dynamisch evenwicht is ingesteld. Voor dergelijke toestanden heeft t een zoo groote waarde, dat de term

$$Ce^{-\frac{t}{b}}$$

ten opzichte van de overige mag worden verwaarloosd, zoodat de randvoorwaarde bij de kust van de zee of den oever van de getijrivier luidt:

$$\text{voor } x = 0, \quad Z = M + K + \frac{S}{\sqrt{1 + b^2 n^2}} \sin(nt - bg \operatorname{tg} bn) \quad (76)$$

Bij het dynamisch evenwicht zullen niet alleen, zooals door voorwaarde (26) wordt uitgedrukt, de schommelingen in de stijghoogte van het grondwater in het oneindige tenietloopen, doch bovendien de schommelingen in de dikte van de capillaire zone, zoodat als tweede randvoorwaarde voor Z kan worden aangenomen:

$$\text{voor } x = \infty, \quad \frac{\partial Z}{\partial t} = 0 \quad (77)$$

hetgeen niet in strijd is met (70).

In verband met randvoorwaarde (76) zal de oplossing van het probleem den vorm bezitten (vergelijk het slot van § 6):

$$Z = M + K + \mathfrak{J} \left[\varphi(x) e^{int} \right] \quad (78)$$

Uit de vergelijkingen (73) en (78) volgt:

$$in \varphi(x) = a^2(1 + bni) \frac{d^2\varphi(x)}{dx^2}$$

Stelt men hierin $\varphi(x) = C e^{\nu x}$
dan verkrijgt men

$$\nu = \pm \sqrt{\frac{in}{a^2(1 + bni)}}$$

dus in verband met den aard van het probleem

$$\nu = - \sqrt{\frac{in}{a^2(1 + bni)}} = - \sqrt{\frac{n(bn + i)}{a^2(1 + b^2n^2)}}$$

$$\text{of } \nu = - \sqrt{\frac{n}{2a^2} \cdot \frac{\sqrt{1 + b^2n^2} + bn}{1 + b^2n^2}} - i \sqrt{\frac{n}{2a^2} \cdot \frac{\sqrt{1 + b^2n^2} - bn}{1 + b^2n^2}}$$

Stelt men ter bekorting:

$$\sqrt{\frac{n}{2a^2} \cdot \frac{\sqrt{1 + b^2n^2} + bn}{1 + b^2n^2}} = E \quad (78a)$$

$$\text{en } \sqrt{\frac{n}{2a^2} \cdot \frac{\sqrt{1 + b^2n^2} - bn}{1 + b^2n^2}} = F \quad (78b)$$

dan wordt $\nu = -E - iF$ en

$$Z = M + K + \int \left[C e^{-Ex + i(nt - Fx)} \right]$$

hetgeen in verband met voorwaarde (76) levert:

$$Z = M + K + \frac{S}{\sqrt{1 + b^2n^2}} e^{-Ex} \sin(nt - Fx - \text{bg tg } bn) \quad (79)$$

Hieruit volgt volgens (70)

$$\Phi = M + S e^{-Ex} \sin(nt - Fx) \quad (80)$$

De oplossing in tweede benadering van het probleem kan op soortgelijke wijze verkregen worden als in § 10 is aangegeven voor geval I.

§ 12. BESCHOUWINGEN OVER DEN INVLOED VAN DE WISSELINGEN IN DE DIKTE VAN DE CAPILLAIRE ZONE.

Stelt men in formule (80):

$$E = \varepsilon C_1 \text{ en } F = \varepsilon C_2, \text{ waarin } \varepsilon = \sqrt{\frac{n}{2a^2}}$$

dan gaat deze formule over in

$$\Phi = M + Se^{-C_1 \varepsilon x} \sin(nt - C_2 \varepsilon x) \quad (81)$$

Voor $K = 0$ wordt $b = 0$, $C_1 = C_2 = 1$ en geeft formule (81) de voortplanting van de getijbeweging in phreatisch grondwater bij practisch constante dikte van de capillaire zone volgens formule (31). Daar b en n positief zijn is het gemakkelijk in te zien, dat

$$C_2 < 1$$

Bij veranderlijke dikte van de capillaire zone plant de getijbeweging zich dus sneller voort, dan indien de capillaire zone van constante dikte was.

Behalve voor $b = 0$, wordt $C_1 = 1$ voor $bn = 1,545$. Voor kleinere waarden van bn is C_1 grooter dan 1. In dat geval wordt de getijbeweging dus sterker gedempt en zal deze zich minder ver landinwaarts voortplanten, dan indien de dikte van de capillaire zone niet onderhevig was aan schommelingen. Voor grootere waarden van bn dan 1,545 geldt het tegendeel.

HOOFDSTUK VIII.

DE VOORTPLANTING VAN DE GETIJBEWEGING IN SPANNINGSGRONDWATER (GEVAL III).

§ 13. DE OPLOSSING VOOR DEN TOESTAND BIJ DYNAMISCH EVENWICHT.

De differentiaalvergelijking, die ten grondslag ligt aan geval III, is afgeleid in § 6 (vergelijking 19) en luidt:

$$\frac{\partial Z}{\partial t} = a_1^2 \frac{\partial^2 \Phi}{\partial x^2} \quad (82)$$

waarin
$$a_1^2 = \frac{kD}{\mu} \quad (83)$$

Het verband tusschen Φ en Z kan op soortgelijke wijze afgeleid worden als in § 11. Het eenige essentiele verschil is, dat het thans te beschouwen zuiltje water (met de eenheid van oppervlak als horizontale doorsnede) aan de onderzijde niet door het phreatisch oppervlak met den druk nul, doch door de bovenzijde van de gemakkelijk doorlatende laag met de potentiaal Φ , dus met den druk $sg(\Phi - D)$, wordt begrensd (fig. 14).

Zij:

k_z' = de doorlaatcoëfficiënt in verticale richting van de moeilijk doordringbare deklaag, in m/sec,
dan luidt de vergelijking van de krachten thans:

$$-sgK + sg(Z - D) + \frac{sg\mu}{k_z'} (Z - D) \frac{\partial Z}{\partial t} = sg(\Phi - D)$$

dus
$$\Phi = Z - K + \frac{\mu}{k_z'} (Z - D) \cdot \frac{\partial Z}{\partial t} \quad (84)$$

Vervangt men hierin $(Z - D)$ bij benadering door een

gemiddelde waarde $(\zeta - D)$ van deze grootheid, dan gaat (84) over in de lineaire differentiaalvergelijking:

$$\Phi = Z - K + \frac{\mu}{k_z'} (\zeta - D) \frac{\partial Z}{\partial t}$$

Zoo men hierin stelt $\frac{\mu}{k_z'} (\zeta - D) = b_1$ (85)

verkrijgt men $\Phi = Z - K + b_1 \frac{\partial Z}{\partial t}$ (86)

De differentiaalvergelijkingen (82) en (86) blijken geheel den zelfden vorm te bezitten als de differentiaalvergelijkingen (72) en (70) in § 11 (geval II).

Omdat de randvoorwaarden voor Φ thans weder gelijk gekozen zullen worden aan die voor geval II, kan de oplossing van geval III geheel analoog aan die van geval II (form. 80) neergeschreven worden. Zij luidt:

$$\Phi = M + Se^{-E_1 x} \sin(nt - F_1 x) \quad (87)$$

waarin

$$E_1 = \sqrt{\frac{n}{2a_1^2} \cdot \frac{\sqrt{1 + b_1^2 n^2} + b_1 n}{1 + b_1^2 n^2}} \quad (88)$$

$$F_1 = \sqrt{\frac{n}{2a_1^2} \cdot \frac{\sqrt{1 + b_1^2 n^2} - b_1 n}{1 + b_1^2 n^2}} \quad (89)$$

§ 14. BESCHOUWINGEN.

Zoowel voor geval II als voor geval III moet voor het verband tusschen Φ en Z een benadering toegepast worden om tot een lineaire differentiaalvergelijking te geraken. In tegenstelling met differentiaalvergelijking (17), welke voor phreatisch grondwater geldt, is de overeenkomstige differentiaalvergelijking voor spanningsgrondwater (19) bij de vereenvoudigende aannamen, waarvan uitgegaan werd, van nature linear. In verband hiermede zullen de benaderingen, die toegepast zijn bij de behandeling van geval II, grover zijn

Spanningsgrondwater
(Geval III).

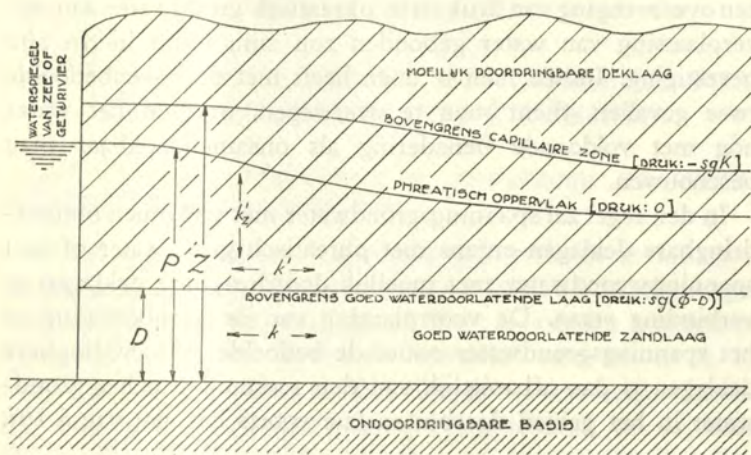


Fig. 14.

dan de benaderingen bij geval III, zoodat men dus de invloeden van partieele getijden eerder bij spanningsgrondwater dan bij phreatisch grondwater zal mogen superponeeren.

Indien de deklagen volkomen ondoordringbaar zijn, is $k_z' = 0$ en omdat de waarde van μ tusschen 0 en 1 gelegen is en $(\zeta - D)$ een eindige waarde bezit, volgens (85) $b_1 = \infty$. Volgens (83) is de waarde van a_1^2 in geen geval nul; de waarde van $\frac{1}{2a_1^2}$ is dus in geen geval ∞ . In het geval dat de deklagen volkomen ondoordringbaar zijn wordt daarom volgens (88) en (89) $E_1 = 0$ en $F_1 = 0$. Bij volkomen ondoordringbare deklagen, die zich oneindig ver uitstrekken, plant de getijbeweging zich dus door spanningsgrondwater zonder demping en zonder vertraging voort. Hetzelfde zal het geval zijn, indien een spanningsgrondwater-complex van beperkte afmetingen, dus bij voorbeeld een lensvormige doorlatende laag, overal in ondoor-

dringbare lagen opgesloten is, behalve uiteraard ter plaatse van het contact met de zee of getijrivier. Dat de voortplanting van de getijbeweging in spanningsgrondwater hoofdzakelijk aan een overbrenging van druk en in phreatisch grondwater aan een verplaatsing van water gebonden zou zijn, vindt hierin zijn bevestiging. Indien men te doen heeft met de bovenbedoelde twee gevallen, dient men te overwegen, of men het water nog met voldoende benadering als onsamendrukbaar mag beschouwen.

In den regel zal spanningsgrondwater met volkomen ondoor-
dringbare deklagen ergens met phreatisch grondwater of met
spanningsgrondwater met moeilijk doordringbare deklagen in
verbinding staan. De voortplanting van de getijbeweging in
het spanningsgrondwater onder de bedoelde ondoorringbare
deklagen is dan afhankelijk van den toestand van het grond-
water in het gebied daarbuiten (zie voorts het slot van § 16).

HOOFDSTUK IX.

HET VERBAND TUSSCHEN DE AFGELEIDE FORMULES EN GEPUBLICIEERDE FEITEN.

§ 15. HET GEO-HYDROLOGISCH ONDERZOEK TE BRUNSBÜTTELKOOG (BOHLMANN, 1913).

Zoals uit hoofdstuk I is gebleken, wordt de invloed van de getijbeweging van zeeën of getijrivieren op de stijghoogte van spanningsgrondwater (geval III) in talrijke publicaties uitvoerig besproken. Voor de contrôle van de in § 13 daarvoor afgeleide formule (87) zijn de waarnemingen inzake het onderzoek te Brunsbüttelkoog het geschiktst, en wel door de betrekkelijk eenvoudige geologische en waterstaatkundige

*Schematisch dwarsprofiel van het dal van de Elbe bij
Brunsbüttelkoog.*

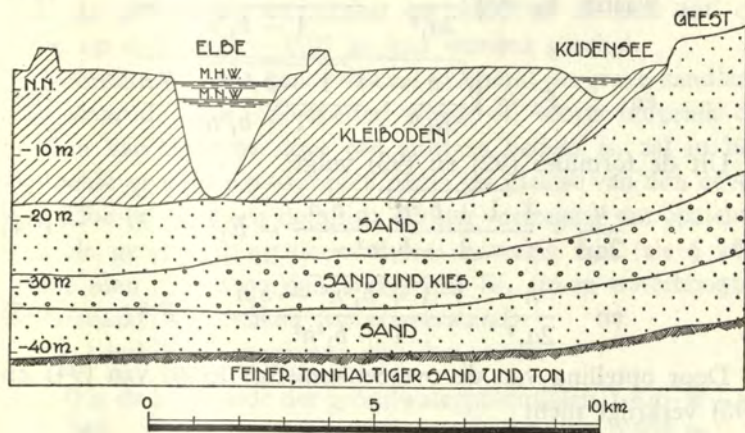


Fig. 15.

(naar BOHLMANN, 1913, lit. 16; de origineele teekening is hier zoo goed mogelijk voorzien van een horizontale en verticale schaal).

gesteldheid, het groote aantal waarnemingsputten en den langen waarnemingsduur van de waterstanden daarin (lit. 16).

De geologische gesteldheid is schematisch weergegeven in figuur 15, welke alleen in zooverre van de origineele figuur in BOHLMANN's proefschrift verschilt, dat zij zoo goed mogelijk van een horizontale en een verticale schaal is voorzien. In hoofdstuk I zijn de figuren 3 en 4, die eveneens op het onderzoek van BOHLMANN betrekking hebben, reeds ter sprake gekomen; hierbij werd er op gewezen, dat het vloeiende verloop van de kromme lijn in figuur 3, welke het verband aangeeft tusschen het tijverschil (= $2 \times$ amplitude) van de grondwaterpotentialen en den afstand tot de Elbe door BOHLMANN eenigszins geflatteerd werd.

De afgeleide formule (87) luidt:

$$\Phi = M + Se^{-E_1 x} \sin(nt - F_1 x) \quad (90)$$

$$\text{of } \Phi = M + Se^{-E_1 x} \sin n \left(t - \frac{F_1}{n} x \right) \quad (91)$$

$$\text{waarin } E_1 = \sqrt{\frac{n}{2a_1^2} \cdot \frac{\sqrt{1 + b_1^2 n^2} + b_1 n}{1 + b_1^2 n^2}} \quad (92)$$

$$\text{en } F_1 = \sqrt{\frac{n}{2a_1^2} \cdot \frac{\sqrt{1 + b_1^2 n^2} - b_1 n}{1 + b_1^2 n^2}} \quad (93)$$

Uit de formules (92) en (93) volgt:

$$\frac{n}{2a_1^2} \cdot \frac{\sqrt{1 + b_1^2 n^2} + b_1 n}{1 + b_1^2 n^2} = E_1^2 \quad (94)$$

$$\text{en } \frac{n}{2a_1^2} \cdot \frac{\sqrt{1 + b_1^2 n^2} - b_1 n}{1 + b_1^2 n^2} = F_1^2 \quad (95)$$

Door optelling van de overeenkomstige leden van (94) en (95) verkrijgt men:

$$\frac{n}{2a_1^2} \cdot \frac{1}{\sqrt{1 + b_1^2 n^2}} = \frac{E_1^2 + F_1^2}{2}$$

$$\text{of } \left(\frac{n}{2a_1^2} \right)^2 \frac{1}{1 + b_1^2 n^2} = \left(\frac{E_1^2 + F_1^2}{2} \right)^2$$

en door vermenigvuldiging van de overeenkomstige leden van (92) en (93)

$$\frac{n}{2a_1^2} \cdot \frac{1}{1 + b_1^2 n^2} = E_1 F_1$$

waaruit volgt:

$$\frac{n}{2a_1^2} = \frac{(E_1^2 + F_1^2)^2}{4E_1 F_1} \quad (96)$$

$$\text{en } 1 + b_1^2 n^2 = \frac{n}{2a_1^2} \cdot \frac{1}{E_1 F_1} = \frac{(E_1^2 + F_1^2)^2}{4E_1^2 F_1^2} \quad (97)$$

Hierin is voor het belangrijkste dubbeldaagsch getij (lit. 165):

$$n = 1,405 \cdot 10^{-4} \text{ rad/sec.}$$

Volgens figuur 3 bedroeg de amplitude van de Elbe (op 4 December 1909) $2,85 : 2 = 1,425$ m en de daarbij behorende amplituden van de grondwaterpotentialen op respectievelijk 260, 600, 1200 en 1500 m afstand tot deze rivier respectievelijk 0,505, 0,355, 0,21 en 0,13 m. Uit bedoelde figuur volgt verder, dat de amplitude van de getijbeweging van de grondwaterpotentialen op 4600 m afstand tot de Elbe op $0,02 : 2 = 0,01$ m kan worden geschat.

Doordat de oever niet verticaal verloopt, de grove zandlaag niet door de Elbe doorsneden wordt en voorts mogelijk de bodem van de Elbe door een sliblaag bedekt is, zal in het bedoelde grondwater-complex reeds ter plaatse van den oever der Elbe ($x = 0$) een demping en een vertraging ten opzichte van de getijbeweging dezer rivier aanwezig zijn (zie § 16), welke men zich door den weerstand W_1 (in m waterhoogte) veroorzaakt kan denken (oeverweerstand).

De beschikbare gegevens zijn dus, voor:

$x = 0$ is de amplitude der grondwaterpotentialen	$1,425 - W_1$ m
260	0,505 m
600	0,355 m
1200	0,21 m
1500	0,13 m
4600	0,01 m

Van deze gegevens kiezen we twee uit voor de bepaling van de waarden van E_1 en W_1 , en wel die voor $x = 260$ m en $x = 1500$ m, omdat de tusschengelegen afstand vrij groot is en de amplituden voldoende groot geacht kunnen worden om niet te veel beïnvloed te zijn door waarnemingsfouten, zoodat goede resultaten kunnen worden verwacht.

Uit (90) of (91) volgt:

$$e^{-260 E_1} = \frac{0,505}{1,425 - W_1}$$

$$\text{en } e^{-1500 E_1} = \frac{0,13}{1,425 - W_1}$$

$$\text{zoodat: } E_1 = 1,094 \cdot 10^{-3}$$

$$\text{en } W_1 = 0,754 \text{ m.}$$

Bepaalt men thans met behulp van deze grootheden de amplitude A voor de verschillende afstanden x tot de Elbe volgens de formule:

$$A = (1,425 - W_1)e^{-E_1 x}$$

dan vindt men:

voor $x = 260$ m,	$A = 0,505$ m	en tijverschil = 101 cm
600	0,349	70
1200	0,180	36
1500	0,130	26
2000	0,075	15
3000	0,025	5
4000	0,0084	1,68
4600	0,0044	0,88

Uiteraard stemmen de amplituden voor $x = 260$ en $x = 1500$ m met die van BOHLMANN overeen, omdat zij voor de berekening dienden. De berekende waarden van de amplituden voor 600 en 1200 m afstand tot de Elbe zijn respectievelijk 0,6 cm en 3 cm kleiner dan de door BOHLMANN vermelde cijfers, hetgeen men ongetwijfeld aan kleine af-

wijkingen in de geologische gesteldheid of andere oorzaken mag toeschrijven. In ieder geval kunnen deze afwijkingen geen reden tot critiek op de afgeleide formule vormen, te meer, daar het niet mogelijk is de cijfers van BOHLMANN, op de juiste schaal uitgezet, door een logisch verloopende lijn te verbinden; tracht men dit namelijk te doen, dan blijkt dat het punt voor de amplitude op 1200 m afstand iets ligt boven een rechte lijn, welke de punten voor de amplituden op 600 en 1500 m afstand verbindt. Daar de amplitude van de Elbe blijkens BOHLMANN'S proefschrift wisselt tusschen ca. 0,90 m en ca. 1,70 m, kan een amplitude van 1,425 m, als overeenkomt met figuur 3, tot de normale omstandigheden gerekend worden, hoewel de halftijstand dien dag buitengewoon hoog was.

Op bladzijde 55 van „Gespannte Wässer“, 1928, oppert KELLER, dat de demping van de getijbeweging in grondwater mogelijk zou kunnen geschieden volgens de formule:

$$y = \frac{1}{x^r}$$

Aangenomen, dat bedoeld is

$$y = \frac{S - W_1}{(x + 1)^r}$$

welke breuk voor $x = 0$ de waarde S (= amplitude van de getijbeweging van het buitenwater) verminderd met den oeverweerstand W_1 aanneemt en niet de waarde ∞ , werd op de zelfde wijze als boven voor deze formule nagegaan, welke afwijkingen op de afstanden $x = 600$ en $x = 1200$ optreden, indien men de bedoelde kromme door de punten voor de afstanden $x = 260$ en $x = 1500$ legt, met andere woorden uitgaat van de vergelijkingen:

$$\frac{1}{(260 + 1)^r} = \frac{0,505}{1,425 - W_1} \quad \text{en} \quad \frac{1}{(1500 + 1)^r} = \frac{0,13}{1,425 - W_1}$$

Gevonden werd:

$$r = 0,7757$$

$$W_1 = -36,4 \text{ m, hetgeen geeft}$$

voor $x = 600$,

$$\frac{1,425 - (-36,4)}{(600 + 1)^{0,7757}} = 0,264 \text{ m of } 9,1 \text{ cm te weinig}$$

en voor $x = 1200$,

$$\frac{1,425 - (-36,4)}{(1200 + 1)^{0,7757}} = 0,155 \text{ m of } 5,5 \text{ m te weinig.}$$

De afwijkingen zijn dus veel grooter dan eerst werd gevonden volgens de in § 13 afgeleide formule (87), zoodat de veronderstelling van KELLER niet kan worden aanvaard, te meer omdat men voor den oeverweerstand W_1 een buitengewoon groote en nog wel negatieve waarde vindt.

In tabel 3 op bladzijde 12 geeft BOHLMANN in zijn proefschrift de gemiddelde cijfers voor het tijverschil ($= 2 \times$ amplitude) van een groot aantal waarnemingen.

Voor de volgende beschouwingen zullen daarvan alleen die gebruikt worden, welke bij een amplitude van de Elbe ter grootte van $2,50 : 2 = 1,25$ m (een grootte, die blijkens BOHLMANN's proefschrift slechts iets boven het gemiddelde ligt) betrekking hebben op de amplituden van de grondwaterpotentialen op 260 ¹⁾ en 1500 m afstand tot genoemde rivier, en welke respectievelijk 0,39 en 0,095 m bedragen.

Gaat men van deze cijfers uit, die dus op zeer normale gemiddelde toestanden betrekking hebben, dan vindt men:

$$E_1 = 1,139 \cdot 10^{-3}$$

$$W_1 = 0,725, \quad \text{waaruit volgt:}$$

amplitude = 5,38 cm of tijverschil = 10,76 cm voor $x = 2000$ m		
3,04	6,08	2500
1,72	3,44	3000
1,00	2,00	3477
0,50	1,00	4086
0,28	0,56	4600

¹⁾ Volgens den tekst naast tabel 3 op bladzijde 12 van bedoeld proefschrift bedraagt deze afstand 0,3 km, hetgeen hier echter beschouwd zal worden als een afronding van 0,26 km, welk cijfer in figuur 3 is vermeld.

Dat de grootte van het tijverschil ($= 2 \times$ amplitude) op 4600 m afstand tot de Elbe in de beide hierboven uitgewerkte voorbeelden respectievelijk 0,88 en 0,56 cm bedraagt, stemt goed overeen met de opmerking van BOHLMANN, onmiddellijk onder tabel 3 op bladzijde 12 van zijn proefschrift, dat de invloed van de getijbeweging onder normale omstandigheden nog tot op ca. 4,5 km afstand van de Elbe merkbaar is. Opgemerkt zij, dat voor de amplitude op 4600 m afstand een grooter bedrag gevonden zou zijn, indien niet van een dubbel-daagsch partieel getij alleen, doch bovendien nog van een partieel getij met kleiner trillingsgetal uitgegaan was, zooals uit de beschouwingen aan het slot van deze paragraaf zal blijken.

Daar de getijbeweging van een zee of getijrivier (althans numeriek) een zeer gecompliceerd verschijnsel is, moet het uit practisch oogpunt als een gunstige omstandigheid worden beschouwd, dat men, zooals uit het bovenstaande blijkt, voor sommige gevallen kan handelen, alsof die getijbeweging uit één sinusoïde bestaat.

Als de onder normale omstandigheden optredende naijling vermeldt BOHLMANN in tabel 4 op bladzijde 12 van zijn proefschrift:

voor $x = 250$ m is de naijling (het phaseverschil) =	1 uur
500	$1\frac{1}{4}$
1000	$1\frac{3}{4}$
1500	$2\frac{1}{2}$
2000	$3\frac{1}{2}$
2500	5
3000	7
3500	$9\frac{1}{2}$

Het zijn deze gegevens, welke als grondslag dienden voor figuur 4. Volgens de beschouwingen aan het slot van deze paragraaf moet de naijling per eenheid van lengte, die blijkens formule (91) voor een partieel getij constant is, voor de normale getijbeweging, die uit verscheidene enkelvoudige partieele getijden is opgebouwd (lit. 15, 165), in dit geval toenemen met toenemenden afstand tot de Elbe. Inderdaad

blijkt dit het geval te zijn voor alle afstanden grooter dan 1000 m (figuur 4). Voor geringere afstanden dan 1000 m is de naijling blijkens de eerste drie cijfers constant, n.l. $\frac{1}{4}$ uur per 250 m of 1 uur per km, waarbij de naijling $\frac{3}{4}$ uur bedraagt voor $x = 0$, hetgeen verband houdt met den oeverweerstand (zie voorts § 16).

Voor de volgende berekeningen (voor een gemiddelden toestand) zal dus aangehouden worden:

$$\text{naijling per eenheid van lengte} = 1 \text{ uur/km} = 3,6 \text{ sec/m} = \frac{F_1}{n}$$

of $F_1 = 3,6 n = 3,6 \cdot 1,405 \cdot 10^{-4} = 0,506 \cdot 10^{-3}$, hetgeen met de berekende waarde van $E_1 = 1,139 \cdot 10^{-3}$ gesubstitueerd in formule (96) geeft

$$\frac{n}{2a_1^2} = 1,0475 \cdot 10^{-6}$$

$$a_1^2 = 67$$

en gesubstitueerd in formule (97) oplevert:

$$1 + b_1^2 n^2 = 1,818$$

$$b_1 = 6438$$

Hieruit volgt in verband met de formules (83) en (85):

$$\mu = \frac{kD}{67} \quad (98)$$

$$\mu(\zeta - D) = 6438 k_z'$$

$$k_z' = \mu \frac{\zeta - D}{6438} = \frac{kD}{67} \cdot \frac{\zeta - D}{6438} \quad (99)$$

Nu liggen volgens het vermelde op bladzijde 6 van BOHLMANN'S proefschrift en blijkens figuur 15 de boven- en onderbegrenzing van de goed waterdoorlatende grove zandlaag op respectievelijk 24 en 34,5 m — N.N. Onder deze grove zandlaag volgt een fijner complex, dat bij 40 m — N.N. op een ondoordringbare basis rust. De eventueel aanwezige horizontale grondwaterstroming in laatstbedoeld fijn complex (een verticale grondwaterstroming ontbreekt in deze fijne

laag uiteraard) zal echter klein zijn ten opzichte van die in de bovenbedoelde 10,5 m dikke zandlaag en daarom ten opzichte van deze kunnen worden verwaarloosd, zoodat voor de hierna volgende berekeningen gehandeld kan worden, alsof de ondoorlatende basis op 34,5 m — N.N. gelegen was. De doorlaatcoëfficiënt (in horizontale richting) van bedoelde zandlaag bedraagt volgens bladzijde 7 van bedoeld proefschrift

$$k = 2,7 \text{ m/uur} = 75 \cdot 10^{-5} \text{ m/sec.}$$

Volgens bladzijde 5 van BOHLMANN's proefschrift bedroeg de gemiddelde hoogte van den waterspiegel in de bronnen 19,77 m + K.N. of rond 20 m + K.N. = N.N.

De beschikbare gegevens zijn dus:

$$M = 34,5 \text{ m}$$

$$D = 10,5 \text{ m}$$

$$k = 75 \cdot 10^{-5} \text{ m/sec.}$$

Substitueert men de waarden voor k en D in de formules (98) en (99), dan vindt men:

$$\mu = 1,175 \cdot 10^{-4}$$

$$k_z' = 1,826 \cdot 10^{-8} (\zeta - D)$$

Hierin stelt ζ de gemiddelde hoogte van de bovenbegrenzing van de capillaire zone boven de ondoorlatende basis voor, welke hoogte onbekend is. Zij kan zonder bezwaar worden geschat, hetgeen de orde van de grootte van k_z' niet beïnvloedt.

Aangenomen zal worden, dat de bovenbegrenzing van de capillaire zone op 1 m + N.N. ligt, zoodat dus

$$\zeta = 35,5 \text{ m en}$$

$$\zeta - D = 25,0 \text{ m kan worden gesteld,}$$

waaruit volgt:

$$k_z' = 1,826 \cdot 10^{-8} \cdot 25 = 0,456 \cdot 10^{-6} \text{ m/sec,}$$

hetgeen een zeer plausibele doorlaatcoëfficiënt voor leem is (lit. 163, 61, 131).

Thans dient nog te worden aangetoond, dat de naijling (het phaseverschil) per eenheid van afstand inderdaad toe-

neemt met toenemende grootte van x (fig. 4) en dat de amplitude op 4,6 km grooter kan zijn, dan de berekende (fig. 3).

Denkt men zich de getijbeweging van de zee of getijrivier bij voorbeeld opgebouwd uit 3 sinusoiden, dan kan men de getijbeweging van dit buitenwater voorstellen door:

$$S_1 \sin n_1(t - \tau_1) + S_2 \sin n_2(t - \tau_2) + S_3 \sin n_3(t - \tau_3)$$

waarin $S_1, S_2, S_3, n_1, n_2, n_3, \tau_1, \tau_2$ en τ_3 constanten zijn.

De getijbeweging van de grondwaterpotentialen gedraagt zich dan bij benadering volgens de formule:

$$\begin{aligned} \Phi - M = & S_1 e^{-E_1 x} \sin(n_1 t - n_1 \tau_1 - F_1 x) \\ & + S_2 e^{-E_2 x} \sin(n_2 t - n_2 \tau_2 - F_2 x) \\ & + S_3 e^{-E_3 x} \sin(n_3 t - n_3 \tau_3 - F_3 x) \end{aligned}$$

De grootte van E_1 t/m E_3 en van F_1 t/m F_3 volgt uit de formules (92) en (93).

Neemt men bij voorbeeld aan, dat men te doen heeft met een dubbeldaagsch, een enkeldaagsch en een veertiendaagsch getij, dan is, in afgeronde cijfers,

$$n_2 = \frac{1}{2} n_1 \quad \text{en} \quad n_3 = \frac{1}{28} n_1$$

De waarde van F_1 is vermeld op bladzijde 86. De waarde van E_1 werd op bladzijde 82 afgeleid voor een enkelen dag (4 December 1909) en op bladzijde 84 voor gemiddelde toestanden. Zodoende werden twee verschillende waarden voor E_1 gevonden, hetgeen daaraan te wijten is, dat gehandeld werd, alsof de getijbeweging van de Elbe uit een enkelvoudige sinusoïde bestaat ¹⁾. Gaan we uit van de op bladzijde 82 vermelde waarde van E_1 , welke gebaseerd is op de gegevens in de tabel op bladzijde 81 (zie ook fig. 3 op pag. 19), dan vinden we met behulp van (92) en (93):

¹⁾ Vergelijk pag. 85.

$$E_1 = 1,094 \cdot 10^{-3} \qquad \frac{F_1}{n_1} = 3,6 \text{ sec/m}$$

$$E_2 = 0,821 \cdot 10^{-3} \qquad \frac{F_2}{n_2} = 7,5 \text{ sec/m}$$

$$E_3 = 0,196 \cdot 10^{-3} \qquad \frac{F_3}{n_3} = 37,9 \text{ sec/m.}$$

Hieruit blijkt, dat de partieele getijden met het kleinste trillingsgetal of den grootsten periode-duur het minst gedempt worden en dus een (in verhouding tot de overige) grooteren invloed zullen uitoefenen, naarmate het beschouwde punt verder van de zee of getijrivier gelegen is. Omdat deze getijden een grootere vertraging bezitten, zal de naijling per eenheid van afstand toenemen met toenemenden afstand tot de zee of getijrivier. In Brunsbüttelkoog is zulks blijkens figuur 4 op bladzijde 21 en blijkens de tabel op bladzijde 85 eerst op grootere afstanden dan 1 km van de Elbe practisch merkbaar, hetgeen behalve aan een eventueel toegepaste afronding tot in kwartieren bij de bepaling van de gemiddelden door BOHLMANN, daaraan toegeschreven zal moeten worden, dat de invloed van de partieele getijden met een langeren periode-duur dan de dubbeldaagsche aanvanke-lijk zal worden tegengewerkt door dien van de partieele getijden met een korteren periode-duur (lit. 15).

§ 16. DE OEVERWEERSTAND.

In de vorige paragraaf bleek, dat de grondwaterpotentialen voor het punt $x = 0$ reeds een demping en een vertraging ten opzichte van de getijbeweging van de Elbe vertoonden. Dit verschijnsel wordt veroorzaakt, doordat de waterdoorlatende laag niet, zooals bij de afleiding van de formules verondersteld werd, volgens een verticaal vlak door de Elbe doorsneden wordt, en eventueel bovendien doordat op den rivierbodem sliblagen aanwezig zijn. De buitengewoon onregelmatige bodem van de rivieren veroorzaakt soms, dat er, zooals te Rotterdam werd geconstateerd (lit. 45), een voorijling

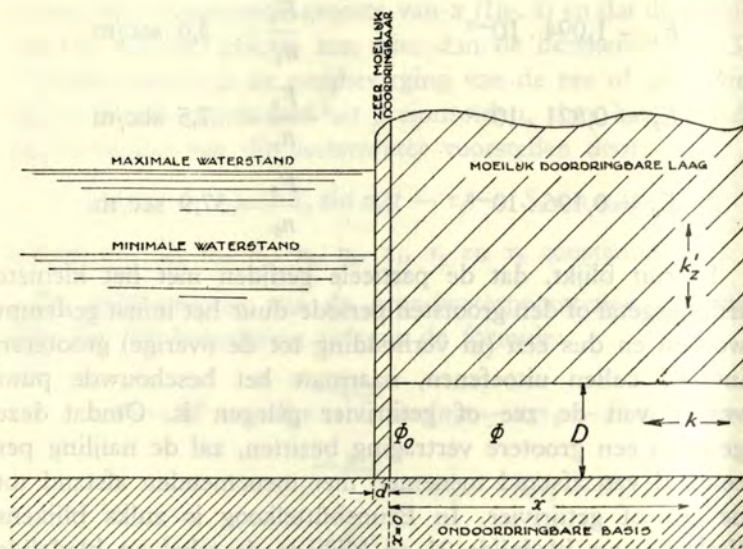


Fig. 16.

(negatieve naijling, negatieve vertraging) van de grondwaterpotentialen ten opzichte van de getijbeweging van de rivier wordt geconstateerd, hetgeen tot de voor de hand liggende conclusie voert, dat het contact tusschen het beschouwde grondwater-complex en het buitenwater elders is, dan men aanvankelijk zou kunnen verwachten. Dit laatste werd ook geconstateerd door HONDA in Japan en door FRIEDRICH in Lübeck (vergelijk hoofdstuk I).

In verband met de buitengewone onregelmatigheden, die optreden kunnen, ligt het geenszins in de bedoeling hier aan bovenbedoeld verschijnsel veel aandacht te wijden. Slechts zij met betrekking tot geval III voor drie voorbeelden (fig. 16, 17 en 18) aangestipt, op welke wijze men den invloed van een dergelijken oeverweerstand zou kunnen berekenen.

Het eerste voorbeeld is weergegeven in figuur 16. De gemakkelijk doorlatende laag is hier aan de zijde van het buitenwater begrensd door een zeer moeilijk doordringbare zone.

Zij:

d = de dikte (in horizontale richting) van deze zeer moeilijk doordringbare zone,

k_d = de doorlaatcoëfficiënt (in horizontale richting) daarvan,

Φ = de potentiaal in de goed waterdoorlatende laag,

Φ_0 = de potentiaal in de goed waterdoorlatende laag voor de verticale doorsnede $x = 0$, dus onmiddellijk achter de bedoelde zeer moeilijk doordringbare zone,

k = de doorlaatcoëfficiënt (in horizontale richting) van de goed waterdoorlatende laag,

D = de dikte (in verticale richting) daarvan,

en zij de waterstand van het buitenwater weder voorgesteld door $M + S \sin nt$, dan geldt voor de zeer moeilijk doordringbare zone:

$$k_d \frac{(M + S \sin nt) - \Phi_0}{d} D = q \quad (100)$$

Voor de goed doorlatende laag is:

$$q = -kD \frac{\partial \Phi}{\partial x} \quad (18)$$

zoodat voor $x = 0$ geldt:

$$\frac{k_d}{d} \left[(M + S \sin nt) - \Phi \right] = -k \frac{\partial \Phi}{\partial x}$$

$$\text{dus} \quad M + S \sin nt = \Phi - \frac{kd}{k_d} \cdot \frac{\partial \Phi}{\partial x} \quad (101)$$

Stellen we hierin

$$\frac{kd}{k_d} = C_1$$

dan vinden we dus als de randvoorwaarde bij het buitenwater (onmiddellijk achter de zeer moeilijk doordringbare zone):

$$\text{voor } x = 0, \quad M + S \sin nt = \Phi - C_1 \frac{\partial \Phi}{\partial x} \quad (102)$$

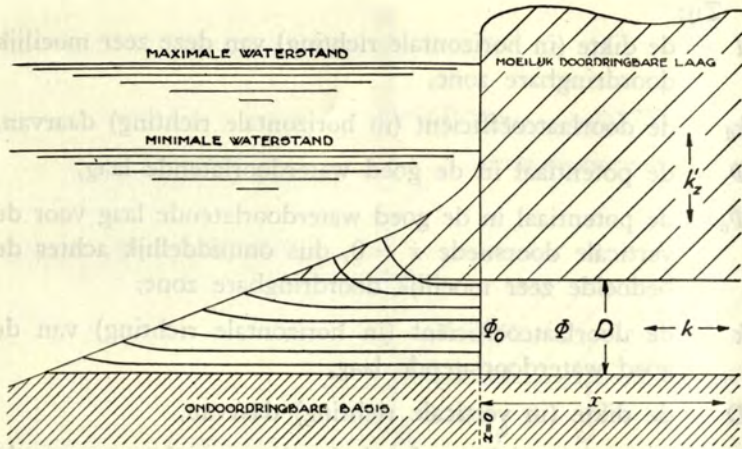


Fig. 17.

Het tweede voorbeeld is weergegeven in figuur 17.

Links van de doorsnede $x = 0$ zal het grondwater volgens ten deele gebogen lijnen stroomen, waarvan er eenige om de gedachten te bepalen schetsmatig zijn aangegeven. Doordat het arbeidsvermogen van beweging bij de steeds langzame grondwaterstroomen practisch verwaarloosd kan worden, mag in dit geval worden aangenomen, dat de vorm der stroomlijnen onafhankelijk is van het potentiaalverval aan de uiteinden.

Zij:

Δq = de hoeveelheid water, die per tijdseenheid en per eenheid van breedte (loodrecht op het vlak van teekening) tusschen twee voldoende dicht bij elkaar gelegen stroomlijnen uit de rivier in den bodem dringt,

dan is:

$$\Delta q = \frac{(M + S \sin nt) - \Phi_0}{w} \quad (103)$$

waarin w een weerstandscoëfficiënt voorstelt.

Voor het geheele watertransport, links van de verticale doorsnede $x = 0$ geldt, per eenheid van tijd:

$$q = \Sigma \Delta q = \Sigma \frac{(M + S \sin nt) - \Phi_0}{w}$$

$$\text{of} \quad q = C [(M + S \sin nt) - \Phi_0] \quad (104)$$

waarin C een constante is.

Zij:

Φ = de potentiaal in de goed waterdoorlatende laag, rechts van de verticale doorsnede $x = 0$, dan geldt voor $x = 0$ echter ook:

$$q = -kD \frac{\partial \Phi}{\partial x} \quad (105)$$

Uit (104) en (105) volgt:

$$M + S \sin nt = \Phi - \frac{kD}{C} \cdot \frac{\partial \Phi}{\partial x} \quad (106)$$

Stelt men hierin

$$\frac{kD}{C} = C_2$$

dan vindt men als de randvoorwaarde bij het buitenwater:

$$\text{voor } x = 0, \quad M + S \sin nt = \Phi - C_2 \frac{\partial \Phi}{\partial x} \quad (107)$$

De differentiaalvergelijkingen (102) en (107) hebben den zelfden vorm. Een dergelijke differentiaalvergelijking zal men steeds als randvoorwaarde bij het buitenwater verkrijgen, zoolang de vorm van de stroomlijnen, links van de doorsnede $x = 0$, practisch onafhankelijk is van den tijd.

Men verkrijgt een dergelijke differentiaalvergelijking dus ook bij het derde voorbeeld, waarbij de deklagen van het spanningsgrondwater-complex nabij de zee of getijrivier volkomen ondoordringbaar zijn (fig. 18). Hierbij is het voor de oplossing onverschillig, hoever de ondoordringbare deklagen zich landinwaarts uitstrekken, mits men zich de doorsnede

$x = 0$ daar denkt, waar de ondoordringbare deklagen aan moeilijk doordringbare of goed doorlatende grenzen.

§ 17. VERKLARING VAN HET FEIT, DAT DE GRAFISCH AFGELEIDE EMPIRISCHE FORMULES ALS BENADERINGSFORMULES OPGEVAT MOETEN WORDEN EN BETER VOLDOEN NAAR-MATE EEN PUT DICHTER BIJ DE ZEE OF GETIJRIVIER GELEGEN IS.

In de paragrafen 2, 3 en 4 werd reeds vermeld, dat de op een grafische bewerking van waarnemingen berustende benaderingsformules, welke te Vlissingen gelden, ook van toepassing zijn voor den invloed van de normale getijbeweging van zeeën of getijrivieren op spanningsgrondwater te Leiduin, Emden en Rotterdam.

Indien de demping en de vertraging op een bepaald punt voor alle partieele getijden gelijk zouden zijn, zouden de grafieken voor de amplituden (fig. 5, 9 en 10) en die voor de halftijstanden (fig. 6, 9 en 10) zonder eenige beperkende bepaling gelden en wel met de bijzondere omstandigheid, dat het verhoudingsgetal a (fig. 5) voor de demping van de amplituden gelijk zou zijn aan het getal b (fig. 6) voor de halftijstanden. Immers alle verticale afstanden van de grondwatergetijlijn zouden dan een constant gedeelte bedragen van de corresponderende verticale afstanden van de getijlijn van het buitenwater.

Nu worden de partieele getijden in ongelijke mate gedempt en vertraagd en de onderlinge verschillen in de demping en in de vertraging zijn grooter naarmate een put verder van het buitenwater af gelegen is. Dit heeft tot gevolg, dat het verhoudingsgetal a (fig. 5) in de grafieken voor de amplituden niet meer gelijk is aan het getal b (fig. 6) in de grafieken voor de halftijstanden en dat de geconstrueerde grootheden (punten), zooals te Rotterdam door FRANX (§ 4) geconstateerd werd, een grootere afwijking ten opzichte van de rechte lijnen in de bedoelde grafieken, een grootere strooiing, vertoonen naarmate een put verder van het buitenwater met de getijbeweging gelegen is. Dat er, zooals op bladzijde 32 vermeld

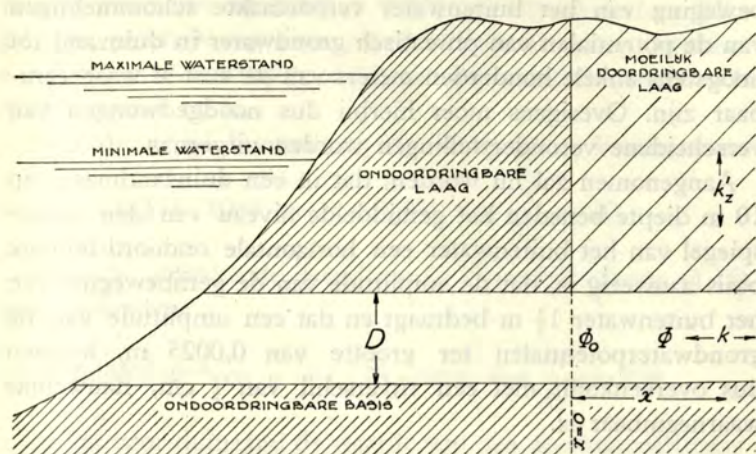


Fig. 18.

werd, tusschen de formules (1) tot en met (8) tegenstrijdigheden bestaan, behoeft dan ook geen verwondering te wekken.

Indien men het bovenstaande met een uitgewerkt voorbeeld zou willen toelichten, zou men de getijbeweging van het buitenwater uit twee of meer sinusoiden opgebouwd moeten denken. Doet men dit, dan heeft men het bedoelde verschijnsel nog slechts voor één enkel vrij hypothetisch geval bewezen. Een bewijs op de aangeduide manier kan echter achterwege blijven, aangezien de natuur zelve dit reeds voor ons heeft aangetoond voor de gecompliceerde natuurlijke getijlijnen te Vlissingen (fig. 5 en 6), Rotterdam (§ 4), Leiduin (fig. 9) en Emden (fig. 10).

§ 18. DE VOORTPLANTING VAN DE GETIJBEWEGING IN PHREATISCH GRONDWATER.

Voor de voortplanting van de getijbeweging van zeeën en getijrivieren in phreatisch grondwater staan practisch geen gepubliceerde cijfers ter beschikking. De afgeleide formules kan men dan ook alleen toetsen aan de algemeene ervaring, dat, zooals in hoofdstuk I werd vermeld, de door de getij-

beweging van het buitenwater veroorzaakte schommelingen van de potentialen van phreatisch grondwater in duinzand tot hoogstens enkele honderden meters van de kust af waarneembaar zijn. Overigens moet hierbij dus noodgedwongen van verscheidene veronderstellingen worden uitgegaan.

Aangenomen zal nu worden, dat in een duinzandmassa op 10 m diepte beneden het gemiddelde niveau van den waterspiegel van het buitenwater een horizontale ondoordringbare basis aanwezig is, dat de amplitude van de getijbeweging van het buitenwater $1\frac{1}{2}$ m bedraagt en dat een amplitude van de grondwaterpotentialen ter grootte van 0,0025 m, hetgeen dus overeenkomt met een tijverschil van $\frac{1}{2}$ cm, nauwelijks waarneembaar is.

Gegeven is dus:

$$\text{Amplitude van } \Phi = 2,5 \cdot 10^{-3} \text{ m}$$

$$M = 10 \text{ m}$$

$$S = 1,5 \text{ m}$$

$$n = 1,405 \cdot 10^{-4} \text{ rad/sec (dubbeldaagsch getij).}$$

Voorts is voor duinzand (lit. 113, 152):

$$k = 0,0002 = 2 \cdot 10^{-4} \text{ m/sec}$$

$$K = 0,3 \text{ m.}$$

Voor de schatting van de waarde van μ moge de volgende beschouwing dienen.

Hoe grover het materiaal is, waarin het grondwater zich bevindt, des te geringer zal het verschil zijn tusschen het verzadigings-tekort μ en het poriënvolume p^1). Bij grof materiaal zal voorts het verschil tusschen den doorlaatcoëfficiënt in verticale en dien in horizontale richting kunnen worden verwaarloosd.

Blijkens de tabellen op de bladzijden 129 en 133 van het Handbuch der Hydrologie (Prinz, 1923) bedraagt de doorlaatcoëfficiënt van matig grof grind (diameter van de korrels 4—7 mm) 0,0351 m/sec en het poriënvolume 35,9 à 37,9

¹⁾ Zie pag. 45, 68 en 69.

volume-procenten of 0,359 à 0,379 in volume-deelen. Men zal geen groote fout maken, als men voor dit grove materiaal $\mu = 0,351$ stelt, en voorts afziet van het verschil tusschen de waarde van k en k_z .

Voor dit grind kunnen we dus als gegeven beschouwen:

$$k_z = k = 0,351 \cdot 10^{-1} \text{ en } \mu = 0,351, \text{ dus } \frac{\mu}{k_z} = 10.$$

Voor de afdekkende leemlaag in Brunsbüttelkoog (§ 15) werd gevonden:

$$k_z' = 0,456 \cdot 10^{-6} \text{ en } \mu = 1,175 \cdot 10^{-4}, \text{ dus } \frac{\mu}{k_z'} = 258.$$

Nu ligt voor duinzand de waarde van den doorlaatcoëfficiënt ($k = 0,2 \cdot 10^{-3}$ m/sec) tusschen die voor beide bovenbedoelde materialen. We zullen nu voor de waarde van $\frac{\mu}{k_z}$ voor duinzand achtereenvolgens eenige getallen aannemen, die tusschen 258 en 10 liggen, en wel 200, 100, 50 en 30.

Nemen we voorts aan, dat ook voor duinzand geldt $k = k_z$, dan verkrijgen we dus voor den afstand x tot waarop de schommelingen practisch waarneembaar zijn volgens formule (80):

voor $\frac{\mu}{k_z} = \frac{\mu}{k} = 200,$	$x = \text{ca. } 170 \text{ m}$
100,	240
50,	340
30,	440

Dergelijke uitkomsten zijn in overeenstemming met de algemeene ervaring, dat de door de getijbeweging van de zee veroorzaakte schommelingen in de potentialen van phreatisch grondwater in duinzand tot hoogstens enkele honderden meters van de kust af waarneembaar zijn, te meer indien overwogen wordt, dat anderen wellicht een grootere waarde voor het tijverschil ($= 2 \times$ amplitude) dan $\frac{1}{2}$ cm als „nauwelijks waarneembaar” zullen beschouwen.

§ 19. SLOTBESCHOUWINGEN.

In het voorgaande is aangetoond, hoe men de wijze van voortplanten van de getijbeweging van zeeën en getijrivieren in grondwater kan berekenen.

Voor gevallen als te Lille (hoofdstuk I; lit. 10) zou men zulks op soortgelijke wijze kunnen doen als voor Brunsbüttelkoog (§ 15), hetgeen hier bij gebrek aan voldoende gegevens achterwege moet blijven. Bij een dergelijke berekening zou dan kunnen blijken, dat aan k_z' en μ zeer kleine waarden moeten worden toegekend. Eventueel zou men nog nabij de zee of getijrivier volkomen ondoordringbare deklagen kunnen aannemen, zoodat het probleem dan wordt, als aangestipt is aan het slot van § 16 (fig. 18). Dergelijke gevallen kunnen dus geen aanleiding geven tot critiek op de afgeleide formules, waarmede evenwel niet bedoeld is, dat de getijbeweging van den waterspiegel in sommige putten of bronnen niet op andere wijze zou kunnen of moeten worden verklaard.

Te Brunsbüttelkoog werd geconstateerd, dat de naijling (het phaseverschil) op $2\frac{1}{2}$ km afstand van de Elbe 5 uur en op 3 km afstand van deze rivier 7 uur bedraagt. In hoofdstuk I (vergelijk fig. 4 op bladzijde 21) werd er reeds op gewezen, dat de getijbeweging van de grondwaterpotentialen dus tusschen de beide genoemde afstanden en wel op ca. 2,8 km van de Elbe tegengesteld is aan die van deze getijrivier. Een gedeelte van de vermeldingen in de literatuur inzake de tegengestelde beweging tusschen den waterspiegel van de zee en dien van putten of bronnen berust, zooals trouwens reeds in hoofdstuk I bleek, op overschatting van de grootte van de naijling.

Aan het slot van § 15 werd afgeleid, dat de dubbeldaagsche getijden sterker gedempt worden dan de enkeldaagsche, en deze weder sterker dan de veertiendaagsche, enz. Bij een daarvoor gunstige verhouding tusschen de amplituden van de verschillende partieele getijden van het buitenwater en een daarvoor gunstige geo-hydrologische gesteldheid kan het

dus voorkomen, dat de getijbeweging van de zee in een nabij die zee gelegen zone een tweemaaldaagsche, in een verder af gelegen zone een enkeldaagsche en in een nog verder af gelegen zone een getijbeweging van den waterspiegel in putten en bronnen met een langeren periode-duur veroorzaakt. Dergelijke schommelingen kunnen echter ook door velerlei andere verschijnselen worden veroorzaakt, zelfs zoo, dat veelal in de laatste plaats aan den invloed van de getijbeweging van zeeën of getijrivieren zal moeten worden gedacht. In ieder geval kan men in het in hoofdstuk I vermelde feit, dat de getijbeweging van de grondwaterpotentialen in Pensacola op $1\frac{1}{2}$ mijl afstand van de kust nog duidelijk merkbaar is (lit. 145), een bevestiging van het bovenstaande zien, omdat de enkeldaagsche getijden van de golf van Mexico daar veel sterker zijn dan de dubbeldaagsche.

Aan het slot van § 3 werd medegedeeld, dat de maximumpotentialen, die bij een stormvloed in een put te Emden opgetreden zijn, 10 à 20 cm hooger waren dan overeen zou komen met de empirische benaderingsformules, bedoeld in hoofdstuk III.

Uitdrukkelijk zij er de aandacht op gevestigd, dat in de samenvatting van Mededeeling No. 9 van het Rijksbureau voor Drinkwatervoorziening door schrijver dezes met betrekking tot de formules, gebaseerd op de grafische bewerking van waarnemingen, vermeld werd: „Zij zijn eenvoudig en van zoodanigen vorm, dat zij ook voor de berekening van de tijdens stormvloed te verwachten potentialen van het (spannings)grondwater toegepast kunnen worden, zoolang hiervoor geen betere methode gegeven is”.

Nu werd in § 8 een formule afgeleid, welke geschikt is voor de berekening van de stijghoogten, die bij een stormvloed optreden in phreatisch grondwater bij een practisch constante dikte van de capillaire zone. In § 9 blijkt echter, dat de berekening volgens de afgeleide formule dikwijls zeer omslachtig is. Daarom is er van afgezien een formule voor het oogen-schijnlijk veel gecompliceerdere geval van den invloed van

een stormvloed op de stijghoogte van spanningsgrondwater te zoeken. Voor de praktijk zal men veelal geneegen kunnen nemen met de grafische methode van hoofdstuk III, die zooals uit § 3 blijkt voor den bedoelden stormvloed in Emden uitkomsten geeft, welke slechts 10 à 20 cm te laag zijn; een kleine veiligheidsmarge is bij een dergelijke toepassing uiteraard op haar plaats.

SAMENVATTING.

Onder invloed van de getijbeweging van een zee of getijrivier ontstaat ten gevolge van een rechtstreeksche overbrenging van den druk van het water van die zee of getijrivier op het grondwater in de nabijheid („opstuwingshypothese”) een getijbeweging in het grondwater, waarvan de intensiteit afneemt met toenemenden afstand tot die zee of getijrivier.

De bedoelde getijbeweging van het grondwater is gekenmerkt door:

- 1e. periodieke schommelingen in de stijghoogte van het grondwater;
- 2e. een grondwatergetijstroom;
- 3e. periodieke schommelingen in de dikte van de capillaire zone.

Voor alle mogelijke gevallen (behalve spanningsgrondwater met ondoordringbare deklagen) moet de geleidelijke verzwakking van de getijbeweging in het grondwater bij toenemenden afstand tot de zee of getijrivier geheel of gedeeltelijk daaraan toegeschreven worden, dat de grondwatergetijstroom bij landinwaartsche beweging water aan den bodem afstaat en bij omgekeerde richting daaruit opneemt. Daar de bodem beneden het phreatisch oppervlak en in de capillaire zone (dit vlak en deze zone bevinden zich in het geval van spanningsgrondwater in den regel in de moeilijk doordringbare deklagen) volkomen met water verzadigd is, kan alleen de bodem, onmiddellijk boven de capillaire zone, als accumulator werken voor het water, dat door den grondwatergetijstroom afwisselend afgestaan en opgenomen wordt. Omdat het watergehalte van den bodem, onmiddellijk boven de capillaire zone, in het algemeen meer van dat bij den verzadigingstoestand afwijkt naarmate de grondsoort grover is, zal de bodem, onmiddellijk boven de capillaire zone, bij phreatisch grondwater als een sterkere accumulator werken dan bij spanningsgrondwater, waarbij

deze zone zich in de moeilijk doordringbare deklagen bevindt. In verband hiermede plant de getijbeweging van een zee of getijrivier zich in het algemeen in phreatisch grondwater minder ver landinwaarts voort dan in spanningsgrondwater.

De voortplanting van de getijbeweging in spanningsgrondwater met ondoordringbare deklagen is afhankelijk van den geo-hydrologischen toestand buiten de randen van die deklagen. Indien de deklagen (van ondoordringbaar materiaal) onderbrekingen vertoonen, is de geo-hydrologische toestand ter plaatse van die onderbrekingen uiteraard ook van invloed op de wijze van voortplanten van de getijbeweging in het spanningsgrondwater.

De periodieke schommelingen in de dikte van de capillaire zone worden door de periodieke schommelingen in de stijghoogte van het grondwater opgewekt en wel bij phreatisch grondwater (zie fig. 11 op pag. 46 en fig. 13 op pag. 69) volgens de differentiaalvergelijking

$$Z - P = K \left(1 + \frac{\mu}{k_z} \cdot \frac{\partial Z}{\partial t} \right)^{-1} \quad (\text{I})$$

en in het geval van spanningsgrondwater (zie fig. 12 op pag. 48 en fig. 14 op pag. 77) volgens de differentiaalvergelijking

$$Z - P = K \left(1 + \frac{\mu}{k_z'} \cdot \frac{\partial Z}{\partial t} \right)^{-1} \quad (\text{II})$$

In (I) en (II) beteekent:

Z = de hoogte van de bovenbegrenzing van de capillaire zone boven de horizontale ondoordringbare basis, in m,

P = de hoogte van het phreatisch oppervlak boven die basis, in m,

$Z - P$ = de dikte van de capillaire zone op een willekeurig oogenblik, in m,

K = de dikte van de capillaire zone in den toestand van rust = de capillaire stijghoogte voor de grondsoort, waarin de capillaire zone zich bevindt, in m,

- μ = de hoeveelheid water, die per eenheid van volume aan het onderste gedeelte van den grond, onmiddellijk boven de capillaire zone, toegevoegd moet worden, om dit gedeelte volkomen met water verzadigd te doen zijn (het verzadigings-tekort),
- k_z = de doorlaatcoëfficiënt in verticale richting van de op de ondoordringbare basis rustende zandlaag, in m/sec,
- k_z' = de doorlaatcoëfficiënt in verticale richting van de moeilijk doordringbare deklaag, in m/sec, en
- t = de tijd, in sec.

De differentiaalvergelijkingen (I) en (II) geven voor $P =$ constant de snelheid van de verticale capillaire opstijging in een homogene grondsoort volgens TERZAGHI (zie nummer 140 van de literatuurlijst).

De getijbeweging van een zee of getijrivier kan, zooals algemeen gebruikelijk is, voorgesteld worden als de som van de partieele getijden, dus als de som van een reeks termen van den vorm $S \sin (nt - n\tau)$, waarin S , n en τ voor elk partieel getij constant zijn, S de amplitude en n het trillingsgetal (de reciproke waarde van den periode-duur) voorstelt en τ door het phaseverschil ten opzichte van de overige partieele getijden wordt bepaald.

Indien een spanningsgrondwater-complex volgens een verticaal vlak door een zee of getijrivier wordt doorsneden en de poriën van het beschouwde spanningsgrondwater-complex aldaar niet vernauwd zijn door slibafzetting of door andere oorzaken, plant elk partieel getij $S \sin (nt - n\tau)$ van de getijbeweging van die zee of getijrivier zich in bedoeld spanningsgrondwater voort volgens de formule:

$$\Phi - M = S \cdot e^{-E_1 x} \cdot \sin (nt - n\tau - F_1 x) \quad (\text{III})$$

waarin:

Φ = de potentiaal (stijghoogte) in de op de horizontale ondoordringbare basis rustende goed doorlatende laag en wel ten opzichte van die horizontale ondoordringbare basis, in m,

M = de gemiddelde hoogte van den waterspiegel van de zee of getijrivier ten opzichte van de horizontale ondoordringbare basis, in m,

x = de horizontale afstand van een willekeurig punt tot de kustlijn van de zee of den oever van de getijrivier, in m,
en voorts

$$E_1 = \sqrt{\frac{n}{2a_1^2} \cdot \frac{\sqrt{1 + b_1^2 n^2} + b_1 n}{1 + b_1^2 n^2}} \quad (\text{IV})$$

$$\text{en } F_1 = \sqrt{\frac{n}{2a_1^2} \cdot \frac{\sqrt{1 + b_1^2 n^2} - b_1 n}{1 + b_1^2 n^2}} \quad (\text{V})$$

De waarde van de constanten a_1^2 en b_1 in (IV) en (V) volgt uit:

$$a_1^2 = \frac{k}{\mu} D \quad (\text{VI})$$

$$b_1 = \frac{\mu}{k_z'} (\zeta - D) \quad (\text{VII})$$

waarin μ en k_z' de zelfde beteekenis hebben als hierboven reeds is omschreven en (zie fig. 12 op pag. 48 en fig. 14 op pag. 77):

k = de doorlaatcoëfficiënt in horizontale richting van de op de ondoordringbare basis rustende goed doorlatende laag, in m/sec,

D = de dikte (in verticale richting) van die goed doorlatende laag, in m,

ζ = de gemiddelde waarde van Z = de gemiddelde hoogte van de bovenbegrenzing van de capillaire zone boven de horizontale ondoordringbare basis, in m.

Indien het spanningsgrondwater-complex niet volgens een verticaal vlak door de zee of getijrivier doorsneden wordt (vergelijk fig. 15 op pag. 79) treedt reeds ter plaatse van de kustlijn of van den oever, dus voor het punt $x = 0$, een demping en een phaseverschil (naijling) op, hetgeen uit praktisch

oogpunt echter geen bezwaar oplevert, omdat de grootte van elk dezer uit waarnemingen in landinwaarts gelegen putten kan worden berekend.

De formules (III) tot en met (VII), welke langs theoretischen weg werden afgeleid, zijn in overeenstemming met de feiten (zie fig. 3 op pag. 19, fig. 4 op pag. 21 en fig. 15 op pag. 79), die in 1913 voor Brunsbüttelkoog werden gepubliceerd in het proefschrift van BOHLMANN (zie nummer 16 van de literatuurlijst). Bij de desbetreffende contrôle bleek, dat voor de berekening van de amplituden van de stijghoogte van het grondwater, met een voor de practijk voldoende nauwkeurigheid (althans voor Brunsbüttelkoog) gehandeld kan worden, alsof de getijbeweging van een getijrivier (of zee) uit een enkel partieel getij bestaat, hetgeen uit practisch oogpunt als een groot voordeel moet worden beschouwd, daar de getijbeweging van een getijrivier of zee (althans numeriek) een zeer gecompliceerd verschijnsel is. Dat de naijling, die volgens formule (III) voor een partieel getij met een constant bedrag voor de eenheid van afstand tot de getijrivier of zee toeneemt,

namelijk met $\frac{F_1}{n}$ sec/m, in Brunsbüttelkoog sterker toeneemt naarmate de afstand tot de Elbe grooter is (zie fig. 4 op pag. 21), vindt zijn oorzaak in het feit, dat de partieele getijden met een grooteren periode-duur dan de dubbeldaagsche hier (hetgeen wellicht ook elders het geval is) minder sterk gedempt worden en een grootere vertraging bezitten dan de dubbeldaagsche getijden. In figuur 4 op bladzijde 21 is door streeplijnen aangeduid, dat de getijbeweging van de grondwaterpotentialen op ongeveer 2,8 km afstand van de Elbe juist tegengesteld is aan die van deze getijrivier (naijling = 6 uur $12\frac{1}{2}$ minuut).

Indien de doorlaatcoëfficiënt in horizontale richting van de op de ondoordringbare basis rustende goed doorlatende laag (k), alsmede de geologische gesteldheid bekend is, zijn bij een daarvoor gunstige geo-hydrologische gesteldheid twee doelmatig geplaatste peilbuizen, voorzien van een filter in de goed doorlatende laag waarin het spanningsgrondwater zich bevindt, voldoende om de demping en de naijling ter plaatse

van de kust of van den oever, alsmede den invloed van de getijbeweging voor elk willekeurig punt van het beschouwde gebied en voorts den doorlaatcoëfficiënt in verticale richting van de moeilijk doordringbare deklaag (k_z') met een voor de practijk voldoende nauwkeurigheid te berekenen.

Indien een goed doorlatende laag, waarin zich phreatisch grondwater bevindt, door een zee of getijrivier volgens een verticaal vlak wordt doorsneden en de poriën van deze laag aldaar niet vernauwd zijn door slibafzetting of anderszins, plant elk partieel getij $S \sin (nt - n\tau)$ van de getijbeweging van die zee of getijrivier zich in het bedoelde phreatische grondwater bij benadering voort volgens de formule:

$$\Phi - M = S \cdot e^{-Ex} \cdot \sin (nt - n\tau - Fx) \quad (\text{VIII})$$

Hierin is

$$E = \sqrt{\frac{n}{2a^2} \cdot \frac{\sqrt{1 + b^2n^2} + bn}{1 + b^2n^2}} \quad (\text{IX})$$

en

$$F = \sqrt{\frac{n}{2a^2} \cdot \frac{\sqrt{1 + b^2n^2} - bn}{1 + b^2n^2}} \quad (\text{X})$$

waarin:

$$a^2 = \frac{k}{\mu} M \quad (\text{XI})$$

en

$$b = \frac{\mu}{k_z} K \quad (\text{XII})$$

In de formules (VIII) tot en met (XII) bezitten alle letters de hierboven reeds omschreven beteekenis, evenwel met dien verstande, dat Φ voor phreatisch grondwater betrekking heeft op de potentiaal (stijghoogte) van de grondwatermassa tusschen de ondoordringbare basis en het phreatisch oppervlak. Uit een willekeurig gekozen voorbeeld bleek, dat formule (VIII) in overeenstemming is met de algemeene ervaring, dat de door de getijbeweging van een zee of getijrivier opgewekte schom-

melingen in de stijghoogte van phreatisch grondwater bij duinzand reeds op een afstand van enkele honderden meters van die zee of getijrivier nauwelijks waarneembaar zijn. Bij gebrek aan voldoende gegevens moest een verder gaande contrôle van deze formule achterwege blijven.

Stelt men in de formules (VIII) tot en met (XII) voor de voortplanting van de getijbeweging in phreatisch grondwater $K = 0$, dus $b = 0$, met andere woorden verwaarloost men den invloed van de wisselingen in de dikte van de capillaire zone,

dan wordt $E = F = \varepsilon = \sqrt{\frac{n}{2a^2}} = \sqrt{\frac{n\mu}{2kM}}$ en verkrijgt men de

in 1919 door FORCHHEIMER (zie nummer 41 en 42 van de literatuurlijst) afgeleide formule voor de voortplanting van de getijbeweging in phreatisch grondwater bij practisch constante dikte van de capillaire zone.

De formules (III) en (VIII) zijn van den zelfden vorm. Omdat bij de afleiding van formule (VIII) een grovere benadering toegepast moest worden dan bij de afleiding van formule (III), zal men de invloeden van partieele getijden, in verband met den aard van de partieele differentiaalvergelijkingen, waarop deze formules zijn gebaseerd, eerder bij spanningsgrondwater dan bij phreatisch grondwater mogen superponeeren.

Zoowel voor spanningsgrondwater als voor phreatisch grondwater heeft μ (het verzadigings-tekort) een veel kleinere waarde dan het poriën-volume (dat bij voorbeeld 0,3 bedraagt).

De in 1929 in Mededeeling No. 9 van het Rijksbureau voor Drinkwatervoorziening door steller dezes voor Vlissingen langs grafischen weg (zie fig. 5 op pag. 28 en fig. 6 op pag. 29) afgeleide benaderingsformules voor den invloed van de getijbeweging op de stijghoogte van (spannings)grondwater zijn van algemeene geldigheid (zie fig. 9 op pag. 35 en fig. 10 op pag. 38). Ze voldoen beter naarmate een put dichter bij een zee of getijrivier gelegen is, en kunnen ook voor de toepassing op stormvloed

worden gebezigd, als daarbij althans een geringe veiligheids-
 marge wordt toegepast. Dit laatste mag worden verwacht,
 omdat de punten, gemerkt I tot en met IV, in de grafieken
 van figuur 10, welke punten op een stormvloed betrekking
 hebben, slechts zoo weinig van de rechte lijnen (getrokken
 door de punten 1 tot en met 9 van de normale getijbeweging)
 afwijken, dat de tijdens dien stormvloed opgetreden maximum-
 stijghoogten van het grondwater slechts 10 à 20 cm hooger
 waren dan overeen zou komen met de bedoelde benaderings-
 formules. Indien reeds bij de normale getijbeweging, waartoe
 ook springtijden en doode getijden behooren, aanmerkelijke af-
 wijkingen ten opzichte van de rechte lijnen in de grafieken (zie
 fig. 5, 6, 9 en 10) optreden, dient uiteraard ook met deze af-
 wijkingen bij de toepassing op stormvloed rekening te
 worden gehouden.

De in deze samenvatting gebruikte notaties hebben de zelfde
 beteekenis als in de hoofdstukken V tot en met IX. De ver-
 gelijkingen (I) en (II) stemmen overeen of correspondeeren
 met vergelijking (66) en de vergelijkingen (III) tot en met
 (XII) met de vergelijkingen (87), (88), (89), (83), (85), (80),
 (78a), (78b), (72a) en (70a).

LITERATUUR.

1. ALLENT DE ROUCROY, Note de M. Allent de Roucroy, Comptes Rendus des Séances de l'Académie des Sciences, Vol. 12, 1841, pag. 1000—1001.

2. ANDRIMONT, R.d', Notes sur l'hydrologie du littoral belge, Extrait des Annales de la Société géologique de Belgique, t. XXIX, Mémoires, 1903, pag. M 140.

3. ANDRIMONT, R.d', Contribution à l'étude de l'hydrologie du littoral belge, Extrait des Annales de la Société géologique de Belgique, t. XXX, 1903, pag. M 40—M 41.

4. ANDRIMONT, R.d', Etude hydrologique du littoral belge, Extrait de la Revue Universelle des Mines, de la Métallurgie, des Travaux Publics, des Sciences et des Arts, tome II, 4e série, 1903, pag. 17—19.

5. ARAGO, Sur les puits forés, connus sous le nom de puits artésiens, de fontaines artésiennes, ou de fontaines jaillissantes, Annuaire pour l'an 1835, présenté au Roi, par le Bureau des Longitudes, 1834, pag. 231—233.

6. ARP und DETTMERS, Die Grundwassersenkung beim Bau der Doppelschleuse in Wesermünde — Geestemünde, Zeitschrift für Bauwesen (Ingenieurbauteil), 1926, pag. 77—79, 112—113.

7. AUSONIUS, Oeuvres complètes d'Ausone, traduction nouvelle par E. F. Corpet, Collection des Auteurs Latins, avec la traduction en français, publiée sous la direction de M. Nisard, 1887, pag. 3, 96—97.

8. BADON GHIJZEN, W. en J. DRABBE, Nota in verband met de voorgenomen putboring nabij Amsterdam, Verhandelingen van het Kon. Inst. van Ingenieurs, 1888—1889, pag. 17.

9. BAILLET, Rapport fait par M. Baillet, au nom du Comité des arts mécaniques, sur les fontaines forées (puits artésiens) et les instruments de sondage de MM. Beurrier, sondeurs-

fontainiers à Abbeville, département de la Somme, Bulletin de la Société d'encouragement pour l'industrie nationale, 1822, pag. 75.

10. BAILLY, Rapport sur les variations observées dans la dépense du puits artésien de l'hôpital militaire de Lille et dans les hauteurs de la colonne d'eau quand on a interrompu l'écoulement, Comptes Rendus des Séances de l'Académie des Sciences, Vol. 14, 1842, pag. 310—314.

11. BEEK, A. VAN, Over geboorde putten, Bijdragen tot de natuurkundige wetenschappen, verzameld door H. C. van Hall, W. Vrolijk en G. J. Mulder, 5de deel, 1830, pag. 253—254.

12. BLEEKRODE, S., Opmerkingen over de stukken, die bij het Kon. Instituut van Ingenieurs zijn ingekomen, betrekkelijk eenige putboringen in Nederland, en over het rapport van den Heer J. van Maurik enz., voorkomende in het zesde stuk der Verhandelingen, Algemeen verslag van de werkzaamheden en notulen der vergaderingen van het Koninklijk Instituut van Ingenieurs, 1850—1851, pag. 103.

13. BLOCQ VAN KUFFELER, V. J. P. DE, Verslag der onderzoekingen van het bureau voor het opmaken van een meer uitgewerkt plan met begrooting voor den aanleg van een gedeelte van de afsluiting der Zuiderzee en indijking en droogmaking van de Wieringermeer, 1914, pag. 125.

14. BLOCQ VAN KUFFELER, V. J. P. DE, De uitkomsten der onderzoekingen in verband met eventueele droogmaking van de Wieringermeer, Voordrachten gehouden in de vergadering der Afdeeling voor Bouw- en Waterbouwkunde op 27 November 1915, I, Het waterbouwkundig deel der onderzoekingen, De Ingenieur, 1916, pag. 277.

15. BLOK, S., Eenige beschouwingen over getijden, 1919, pag. 18.

16. BOHLMANN, A., Die Grundwassersenkung bei dem Schleusenbau zu Brunsbüttelkoog, bearbeitet als Beitrag zur Grundwasserbewegung, Dissertation Braunschweig, 1913, pag. 2—19, 41.

16a. BRAITHWAITE, F., Discussion on the periodical alterations, and progressive permanent depression, of the chalk

water level under London, Minutes of proceedings of the Institution of Civil Engineers, Vol. 9, 1850, pag. 168.

17. BRINKHORST, W. H., en C. DE GROOT, De keersluis te Vlissingen, De Ingenieur, 1929, pag. B. 245.

18. BROWN, JOHN S., A study of coastal ground water with special reference to Connecticut, Water-Supply Paper 537 of the United States Geological Survey, 1925, pag. 15—16, 49—53, 84—97.

19. BRUCKMANN, J. A. VON, Vollständige Anleitung zur Anlage, Fertigung und neueren Nutzenanwendung der gebohrten oder sogenannten Artesischen Brunnen, 1833, pag. 310—312, 361.

20. BUIST, G., Foreign correspondence, The Athenaeum, Journal of Literature, Science, and the Fine Arts, July-December 1860, pag. 196; Journal of the Franklin Institute, Vol. 42, 1861, pag. 309.

21. BUNTE, H., Das Wasser, 1918, pag. 232—234.

22. BURAT, A., Géologie appliquée, 1846, pag. 368.

23. CAMDEN(o), G., Britannia, 1590, pag. 521; 1607, pag. 498, 504.

24. CAMDEN, W., Britannia, written in Latin by W. Camden, and translated into English, with additions and improvements, by E. Gibson, 2nd edition, 1722, pag. 737—738, 746, 1215—1216.

25. CHRISTIE, J., Discussion on subterranean waters, Journal of the Franklin Institute, Vol. 151, 1901, pag. 193.

26. CLARK, W. O., Ground-water resources of the Niles cone and adjacent areas, California, Water-Supply Paper 345-H of the United States Geological Survey, 1915, pag. 166.

27. CLERCQ, P. LE, Natuurkundige aanmerkingen, waarneemingen en ondervindingen van de Koninklyke Societeit van Londen, 1735, II, pag. 109.

28. CLUTTERBUCK, J. C., Discussion on the infiltration of salt-water into the springs of wells under London and Liverpool, Minutes of proceedings of the Institution of Civil Engineers, Vol. 14, 1855, pag. 510—511.

29. CLUTTERBUCK, J. C., Discussion on the Government

Waterworks in Trafalgar Square, Minutes of proceedings of the Institution of Civil Engineers, Vol. 19, 1860, pag. 33.

30. CORAZZA, O., Geschichte der artesischen Brunnen, 1902, pag. 27, 37.

31. DARCY, H., Les fontaines publiques de la ville de Dijon, 1856, pag. 116—117.

32. DARWIN, CH., Narrative of the surveying voyages of his Majesty's ships Adventure and Beagle, III, 1839, pag. 545.

32a. DARWIN, CH., Naturwissenschaftliche Reisen, 1844, II, pag. 238—239.

33. DARWIN, G. H., The tides and kindred phenomena in the solar system, 1911, pag. 86—87, 190—191.

34. DARWIN, G. H., Ebbe und Flut sowie verwandte Erscheinungen im Sonnensystem, 1911, pag. 79, 180.

35. DAUBRÉE, A., Les eaux souterraines, 1887, I, pag. 158.

36. DEGOUSÉE et CH. LAURENT, Guide du Sondeur, 1861, Tome I, pag. 38—44.

37. DESAGULIERS, J. T., An attempt to account for the rising and falling of the water of some ponds near the sea, of ebbing and flowing rivers, where the water is lowest in the pond, at the time of high water in the sea or river, and the water is highest in the pond, at the time of low water in the sea or river, Philosophical Transactions, giving some account of the present undertakings, studies and labours of the ingenious in many considerable parts of the world, Vol. 33, 1724, Numb. 384, pag. 134; The Philosophical Transactions, from the year 1720 to the year 1732, abridged and disposed under general heads by Reid and John Gray, Vol. VI, 1733, pag. 300; The Philosophical Transactions of the Royal Society of London, from their commencement, in 1665, to the year 1800, abridged, printed in 1809 by and for C. and R. Baldwin, Vol. 7, 1809, pag. 40.

DETTMERS, zie Arp.

38. DOUGLASS, J. N., The electric light applied to light-house illumination, Minutes of proceedings of the Institution of Civil Engineers, Vol. 57, 1879, pag. 88.

DRABBE, J., zie Badon Ghijben.

39. DUBOIS, EUG., Etudes sur les eaux souterraines des Pays-Bas, L'eau douce du sous-sol des dunes et des polders, Extrait des Archives Teyler, Série II, T. IX, 1e partie, 1904, pag. 39, 50.

DUBOIS, EUG., zie Molengraaff.

39a. ENGELHARDT, J. H., Bijdrage tot de kennis van capillaire verschijnselen in verband met de heterogeniteit van den grond, dissertatie Wageningen, 1928, pag. 34.

40. ENGELHARDT, J. H., Over de absolute en de relatieve stijging van het phreatisch oppervlak onder bepaalde omstandigheden, Landbouwkundig Tijdschrift, Maandblad van het Nederlandsch Genootschap voor Landbouwwetenschap, 1931, pag. 23 e.v.

40a. FABER, F. J., Geologie van Nederland, 1933, pag. 85.

41. FORCHHEIMER, PH., Zur Theorie der Grundwasserströmungen, Sitzungsberichten der Akademie der Wissenschaften in Wien, Mathem.-naturw. Klasse, Abteilung IIa, 128. Band, 8. Heft, 1919, pag. 7—14.

42. FORCHHEIMER, PH., Hydraulik, 1930, pag. 101, 107.

43. FRANCO VAN BERKHEY, J. LE, Natuurlijke Historie van Holland, 1769, III 3 (1773), pag. 2013.

44. FRANK, PH. und R. VON MISES, Die Differential- und Integralgleichungen der Mechanik und Physik, herausgegeben als 7. Auflage von Riemann-Webers Partiellen Differentialgleichungen der mathematischen Physik, 1925—1927.

45. FRANX, C., Geo-hydrologisch onderzoek ten behoeve van een complex werken te Rotterdam, Polytechnisch Weekblad, 1933, pag. 65—66.

46. FRAZER, P., Note on fresh-water wells of the Atlantic beach, Journal of the Franklin Institute, Vol. 130, 1890, pag. 231.

47. FRIEDRICH, P., Die Beziehungen unseres tieferen, artesischen Grundwassers zur Ostsee, Mitteilungen der Geographischen Gesellschaft und des Naturhistorischen Museums in Lübeck, 2. Reihe, Heft 27, 1916, pag. 67—83.

48. FRIEDRICH, P., Die Grundwasserverhältnisse der Stadt Lübeck und ihrer Umgebung, 1917, pag. 166—175.

49. FULLER, M. L., Summary of the controlling factors of artesian flows, Bulletin No. 319 of the United States Geological Survey, 1908, pag. 32.

50. GARNIER, F., *Traité sur les puits artésiens*, 1826, pag. 56—57.

GIBSON, E., zie Camden.

51. GLEE, G. J. DE, *Over grondwaterstromingen bij wateronttrekking door middel van putten*, dissertatie Delft, 1930, pag. 18—19.

52. GRAVATT, W., Some account of several sections through the plastic clay formation in the vicinity of London, *Transactions of the Institution of Civil Engineers*, Volume I, 1836, pag. 153.

53. GREGORY, HERBERT E., *Underground water resources of Connecticut, with a study of the occurrence of water in crystalline rocks* by E. E. Ellis, *Water-Supply Paper 232 of the United States Geological Survey*, 1909, pag. 51—52.

54. GREVE, *Discussie naar aanleiding van een voordracht van den heer Wenckebach „Over het boren van een artesischen put te Amsterdam”*, *Notulen van het Kon. Inst. v. Ingenieurs*, 1848—1849, pag. 95.

GROOT, C. DE, zie Brinkhorst.

55. HACKSTROH, P. A. M., *Capillaire en andere werkingen van water in grond, bouwwerken, enz., alsmede haar belangrijke invloed o. m. op het draagvermogen van grondlagen en de stabiliteit van dijken, gebouwen, enz.*, *De Ingenieur*, 1932, pag. B. 191.

55a. HACKSTROH, P. A. M., *Eigenaardige ervaringen opgedaan bij het bepalen van grondwaterstanden door middel van peilbuizen*, *De Ingenieur*, 1929, pag. B 205 e.v.

56. HAEFNER, C., *Die Bodenbeschaffenheit und die Grundwasserverhältnisse in der Umgebung von Rüstringen*, *Zeitschrift für Wasser-Versorgung*, *Zeitschrift des Verbandes der Wassersachverständigen*, herausgegeben von G. Thiem, 1919, pag. 69.

57. HÉRICART DE THURY, *Programme d'un concours pour le percement de puits forés suivant la méthode artésienne*,

à l'effet d'obtenir des eaux jaillissantes applicables aux besoins de l'agriculture, suivi de considérations géologiques et physiques sur le gisement de ces eaux, et de recherches sur les puits forés en France, 1828, pag. 40—41.

58. HÉRICART DE THURY, Considérations géologiques et physiques sur la cause du jaillissement des eaux des puits forés ou fontaines artificielles, et Recherches sur l'origine ou l'invention de la sonde, l'état de l'art du fontenier-sondeur, et le degré de probabilité du succès des puits forés, 1829, pag. 51—53, 134—136, 168—169.

59. HERZBERG, Die Wasserversorgung einiger Nordseebäder, Verhandlungen des Deutschen Vereins von Gas- und Wasserfachmännern, 1901, pag. 212, 215—216, 220—221.

59a. HEYMANN, J. A., Eigenaardige ervaringen opgedaan bij het meten van grondwaterstanden, Water en Gas, 1929, pag. 101—103.

60. HIRE, DE LA, Remarques sur l'eau de la pluie, et sur l'origine des fontaines, avec quelques particularitez sur la construction des cisternes, Memoires de mathematique et de physique, tirez des registres de l'Academie Royale des Sciences, de l'année 1703, 1705, pag. 64—65.

61. HISSINK, D. J., De bodem, 1917, pag. 74, Dr. K. W. van Gorkom's Oost-Indische Cultures opnieuw uitgegeven onder redactie van Dr. H. C. Prinsen Geerligts, 1917, I, pag. 108.

62. HÖFER-HEIMHALT, H., Grundwasser und Quellen, 1920, pag. 76.

63. HOGERWAARD, M. B. G., Memorie over de verdediging van de Zeeuwsche oevers, 1893, pag. 29—31.

64. HONDA, K., Daily periodic change of the level in an artesian well, Proceedings of the Tokyo Physico-Mathematical Society, Vol. II, No. 6, 1903, pag. 65—73.

65. HONDA, K., Daily periodic change of the level in the artesian wells in Yokohama, Yoshiwara, and Okubo, Proceedings of the Tokyo Physico-Mathematical Society, Vol. II, No. 9, 1904, pag. 123—127.

66. HONDA, K., Daily periodic change of the level in

artesian wells, Publications of the Earthquake Investigation Committee in foreign languages, No. 18, 1904, pag. 73—89.

67. HORT, W., Die Differentialgleichungen des Ingenieurs, 1925.

68. HUTTON, F. W., On the behaviour of two artesian wells at the Canterbury Museum, Transactions and Proceedings of the New Zealand Institute, 1895, Vol. 28, 1896, pag. 655.

69. IMBEAUX, ED., Hydrologische Erscheinungen an der flandrischen und friesischen Küste, Internationale Zeitschrift für Wasser-Versorgung, herausgegeben von G. Thiem, 1916, pag. 13.

70. IMBEAUX, E., Essai d'hydrogéologie, 1930, pag. 111.

71. INGLIS, G., On the cause of ebbing and flowing springs, The Philosophical Magazine and Journal, comprehending the various branches of science, the liberal and fine arts, geology, agriculture, manufactures and commerce, Vol. 50, 1817, pag. 81—82.

72. KELLER, H., Gespannte Wässer, 1928, pag. 53—62.

73. KING, F. H., Observations and experiments on the fluctuations in the level and rate of movement of ground-water on the Wisconsin Agricultural Experiment Station Farm and at Whitewater, Wisconsin, Bulletin U.S. Weather Bureau No. 5, 1892, pag. 54—56, 67—69.

74. KIRCHERUS, ATHANASIVS, Mundus Subterraneus, 1664, T. 1, Lib. V, Sect. 4, Cap. IV, pag. 282—286.

75. KIRCHER(US), A., d'Onder-aardse weerd, 1682, deel 1, boek V, afdeeling 4, hoofdstuk IV, pag. 349—354.

76. KLOES, J. A. VAN DER, Oeverafschuivingen en vallen, Bouwstoffen, 1930, pag. 96—97, 139—144, 152—155.

77. KLOES, J. A. VAN DER, Zand en water in den aardbodem, [1932], pag. 3.

78. KOEHNE, W., Grundwasserkunde, 1928, pag. 62—63.

79. KRIPPENDORFF, W. A. G. VON, Artesische put op het eiland Onrust, gelegen ten Westen van de reede van Batavia, Algemeen verslag van de werkzaamheden en notulen der vergaderingen van het Koninklijk Instituut van Ingenieurs, 1857—1858, pag. 91, 117.

80. KRUL, W. F. J. M., De hydrologische gesteldheid van Nederlands bodem, Voordracht gehouden op het XXIIe Natuur-, Wis- en Geneeskundig Congres te Antwerpen, op Zaterdag 11 Augustus 1923, Natuurwetenschappelijk Tijdschrift, Januari—Februari 1924, pag. 10.

81. KRUL, W. F. J. M., La distribution de l'eau potable dans les Pays-Bas, 1924, pag. 14; Extrait de l'Organisation Sanitaire des Pays-Bas, vingt-neuf conférences données à l'occasion du voyage d'études organisé par la Section d'Hygiène de la Société des Nations, avril—mai 1924, pag. 235.

82. KRUL, W. F. J. M., Hydrologie als toegepaste wetenschap, 1927, pag. 5; Handelingen van het XXIe Nederlandsch Natuur- en Geneeskundig Congres gehouden te Amsterdam op 19, 20 en 21 April 1927, pag. 278—279; Polytechnisch Weekblad, 1927, pag. 503.

83. KRUL, W. F. J. M., Geologisch en hydrologisch onderzoek bij waterbouwkundige werken, Voordracht, gehouden in de vergadering van het Kon. Instituut van Ingenieurs te 's-Gravenhage op 10 November 1930, De Ingenieur, 1931, pag. B. 215—217, 219, 234; Mededeeling No. 10 van het Rijksbureau voor Drinkwatervoorziening, 1931, pag. 15—17, 19, 34.

84. KRUL, W. F. J. M., Invloed van de fundeeringsbemaling der Noordersluis te IJmuiden op de ligging der diffusiezone, Handelingen van het XXIIIe Nederlandsch Natuur- en Geneeskundig Congres gehouden te Delft op 7, 8 en 9 April 1931, pag. 255—257.

85. KYRIELEIS, W., Grundwasserabsenkung bei Fundierungsarbeiten, 1913, pag. 114—116.

86. KYRIELEIS, W., und W. SICHARDT, Grundwasserabsenkung bei Fundierungsarbeiten, 1930, pag. 129—132.

87. LAMBRECHTSEN, C. L. M., Afschuiving aan den oever van den calamiteusen Vlietepolder op 28 October 1886, Verhandelingen van het Kon. Inst. van Ingenieurs, 1888—1889, pag. 57.

88. LAUNAY, L. DE, Recherche, captage et aménagement des sources thermo-minérales, 1899, pag. 512.

89. LERSCH, B. M., Hydro-physik, 1870, pag. 89, 98, 140—142, 215.

90. LINDE, Q. M. VAN DE, Oeverafschuivingen en vallen, Bouwstoffen, 1930, pag. 92—96, 140—141, 150—152.

91. LUDWIG, E., und TH. PANZER, Ueber die Therme von Monfalcone, Wiener Klinische Wochenschrift, 1900, pag. 729—730.

92. LULOFS, J., Inleiding tot eene natuur- en wiskundige beschouwing des aardkloots, 1750, pag. 325—327, 329 330, 332.

93. MADAN, H. G., Note on an ebbing and flowing well at Newton Nottage (Glamorganshire), Nature, Vol. 58, 1898, pag. 45—46; The Quarterly Journal of the Geological Society of London, Vol. 54, 1898, pag. 301—305.

94. MALLET, F. R., The volcanoes of Barren Island and Narcondam, in the Bay of Bengal, Memoirs of the Geological Survey of India, Vol. XXI, Part 4, 1885, pag. 25—27, pag. (275)—(277).

95. MALLET, F. R., Ebbing and flowing wells, Nature, Vol. 58, 1898, pag. 104.

MARTIN, zie Zander.

96. MATSON, George Charlton, and Samuel Sanford, Geology and ground water of Florida, Water-Supply Paper 319 of the United States Geological Survey, 1913, pag. 237—238, 256.

97. MAURIK, J. VAN, Rapport over de onderscheidene middelen, waardoor men de stad Amsterdam van versch drinkwater kan voorzien, 1849, Verhandelingen van het Koninklijk Instituut van Ingenieurs, 1850, zesde stuk, pag. 74.

98. MEAD, D. W., Hydrology, 1919, pag. 395—396.

99. MOLENGRAAFF, G. A. F., en EUG. DUBOIS, Prae-advies over de vraag van den Minister van arbeid waaraan de aanwezigheid van artesisch grondwater in de duingronden te danken is, Verslag van de Gewone Vergaderingen der Wis- en Natuurkundige Afdeeling der Koninklijke Akademie van Wetenschappen te Amsterdam, 1921, Deel XXX, No. 5, pag. 211.

100. NERNST, W., und A. SCHOENFLIES, Einführung in die mathematische Behandlung der Naturwissenschaften, 1931.

101. NORWOOD, RD., Of the tides, of wells, both salt and sweet, digg'd near the sea, and of the whale-fishing at the Bermudas, Philosophical Transactions, giving some account of the present undertakings, studies, and labours of the ingenious in many considerable parts of the world, Vol. 2, 1667, Numb. 30, pag. 566; The Philosophical Transactions, and Collections, to the end of the year 1700, abridg'd in 1722 by J. Lowthorp, Vol. 2, pag. 298; The Philosophical Transactions of the Royal Society of London, from their commencement, in 1665, to the year 1800, abridged, printed in 1809 by and for C. and R. Baldwin, Vol. I, pag. 206.

102. OLAFSEN, E. en B. POVELSEN, Reise durch Island, 1774, I, pag. 146—147, 157, II, pag. 10.

103. OLDENBORGH, J. VAN, Rapport omtrent de uitkomsten van een grondwater- en bodemonderzoek in het duingebied nabij Schoorl, uitgebracht aan Zijne Excellentie, den Minister van Staat, Minister van Binnenlandsche Zaken, door den Directeur van het Rijksbureau voor Drinkwatervoorziening, 1915, pag. 11—12, 126—129.

104. OLDENBORGH, J. VAN, Mededeelingen omtrent de uitkomsten van door het Rijksbureau voor Drinkwatervoorziening ingestelde geo-hydrologische onderzoekingen in verschillende duingebieden, Voordracht gehouden in de Vergadering van het Kon. Instituut van Ingenieurs van 11 Maart 1916, De Ingenieur, 1916, pag. 458.

105. OLDENBORGH, J. VAN, Zur Hydrologie der Dünengebiete, Wasser und Abwasser, 1921, pag. 166 (Referat).

106. OLSHAUSEN, J., Flut und Ebbe in artesischen Tiefbrunnen in Hamburg, Schilling's Journal für Gasbeleuchtung und Wasserversorgung, Organ des Deutschen Vereins von Gas- und Wasserfachmännern, 1904, pag. 381—388, 412—416.

107. PARAMELLE, Quellenkunde, 1856, pag. 217—224.

108. PEARSON, W., Observations upon some remarkable wells near the sea coast at Brighthelmstone, and other places contiguous, A Journal of Natural Philosophy, Chemistry, and

the Arts (by W. Nicholson), Vol. III, 1802, pag. 65—69.

109. PENNINK, J. M. K., De prise d'eau der Amsterdamsche Duinwaterleiding, voordracht gehouden in de vergadering van het Koninklijk Instituut van Ingenieurs, op 10 November 1903, Verhandelingen van het Kon. Inst. van Ingenieurs, 1903—1904, pag. 227.

110. PENNINK, J. M. K., Investigations for ground-water supplies, Transactions American Society of Civil Engineers, International Engineering Congress, 1904, Paper No. 50, pag. 178.

111. PLINIUS, *Naturalis historiae*, Lib. II, Cap. 97, 103.

112. PLINIUS, *Histoire naturelle de Pline*, traduite en françois, 1771, Liv. II, Chap. 97, pag. 293, Chap. 103, pag. 309.

113. PRINZ, E., *Handbuch der Hydrologie*, 1923, pag. 100—101, 129, 132—134.

114. REDLICH, K. A., K. VON TERZAGHI und R. KAMPE, *Ingenieurgeologie*, 1929, pag. 575.

115. RIBBIUS, C. P. E., Over de samenstelling en de waarde van het brongas, *Het Gas*, 1898, pag. 87—88.

116. RIBBIUS, C. P. E., De duinwatertheorie in verband met de verdeeling van het zoete en zoute water in den ondergrond onzer zeeduinen, *De Ingenieur*, 1903, pag. 247.

117. RINGERS, J. A., De bouw van de nieuwe schutsluis c.a. te IJmuiden, Inleiding tot het bezoek aan de werken door de Afdeling voor Bouw- en Waterbouwkunde van het Kon. Instituut van Ingenieurs op 8 October 1924, *De Ingenieur*, 1924, pag. 749.

118. RIVIÈRE, L'accroissement, à l'époque des grandes marées, d'une source salée située à 4 lieues environ de la mer, *Comptes rendus des séances de l'Académie des Sciences*, Vol. 9, 1839, pag. 553.

119. ROBERT, E., Note de M. E. Robert, *Comptes Rendus des Séances de l'Académie des Sciences*, Vol. 14, 1842, pag. 417—418.

120. ROBERTS, I., On the attractive influence of the sun and moon causing tides, and the variations in atmospheric pressure and rainfall causing oscillations in the underground

water in porous strata, Report of the fifty-third meeting of the British Association for the Advancement of Science, held in 1883, 1884, pag. 405.

121. ROYEN, R. P. VAN, Discussie over de voordracht van het lid R. P. van Royen in de vergadering van het Koninklijk Instituut van Ingenieurs van 14 November 1905 over: „Waterbeweging in den bodem”, gehouden in de vergadering der Vakafdeeling voor Bouw- en Waterbouwkunde van 17 Maart 1906, *De Ingenieur*, 1906, pag. 491.

122. SCHLIMMER, J. G., en Z. C. de BOER, *Woordenboek der Grieksche en Romeinsche Oudheid*, 1910.

123. SCHÖBER, G., *Süsswasser und Salzwasser*, Organ des „Verein der Bohrtechniker”, 1911, pag. 238, 282.

124. SCHULTZE, J., *Die Grundwasserabsenkung in Theorie und Praxis*, 1924, pag. 112—113.

125. SENECA, *Oeuvres complètes de Sénèque (le philosophe) avec la traduction française de la collection Panckoucke*, [1860—1889], *Questions naturelles de Sénèque à Lucilius*, livre troisième, XVI, pag. 345.

126. SHELFORD, W., Discussion on water-supply from wells, *Minutes of proceedings of the Institution of Civil Engineers*, Vol. 90, 1887, pag. 68.

127. SICHARDT, W., und H. WEBER, *Hydrologische Rechnungen für die Grundwasserabsenkung beim Bau der Nordschleusen-Anlage in Bremerhaven*, *Die Bautechnik*, 1930, pag. 451, 453, 471.

SICHARDT, W., zie Kyrieleis.

128. SIMPSON, J., Discussion on the infiltration of salt-water into the springs of wells under London and Liverpool, *Minutes of proceedings of the Institution of Civil Engineers*, Vol. 14, 1855, pag. 523.

129. SINCLAIR, W. F., Ebbing and flowing wells, *Nature*, Vol. 58, 1898, pag. 52.

130. STAMKART, F. J. en C. J. MATTHES, *Verslag van de Heeren F. J. Stamkart en C. J. Matthes, over den stand van het water in den put op de Noordermarkt, ingediend in de Vergadering van den 21sten Junij j.l.*, *Tijdschrift voor de*

Wis- en Natuurkundige Wetenschappen, uitgegeven door de Eerste Klasse van het Koninklijk Nederlandsche Instituut van Wetenschappen, Letterkunde en Schoone Kunsten, Vierde deel, 1851, pag. 320.

131. STEENHUIS, J. F., Bijdrage tot de kennis van den diluvialen ondergrond van Drente en Friesland, dissertatie Leiden, 1916, pag. 20.

132. STEGGEWENTZ, J. H., Bijdrage tot de kennis van den invloed van de getijbeweging op de stijghoogte van het grondwater, Mededeeling No. 9 van het Rijksbureau voor Drinkwatervoorziening, 1929, pag. 29—54; Verslagen en Mededeelingen betreffende de Volksgezondheid, 1929, pag. 597—622; De Ingenieur 1929, pag. B. 206—209.

133. STEGGEWENTZ, J. H., Grafische methoden voor geohydrologische onderzoekingen, Verslag van de voordracht, gehouden in de vijf en zeventigste bijzondere vergadering van de Geologische Sectie van het Geologisch Mijnbouwkundig Genootschap voor Nederland en Koloniën, op 12 April 1930, Verslagen van de Geologische Sectie van het Geologisch Mijnbouwkundig Genootschap voor Nederland en Koloniën, Deel III, 9e stuk, 1931, pag. 249—255.

133a. STEGGEWENTZ, J. H., Over den invloed van regenbuien op de stijghoogte van het grondwater, Landbouwkundig Tijdschrift, Maandblad van het Nederlandsch Genootschap voor Landbouwwetenschap, 1931, pag. 382; De Ingenieur, 1931, pag. B 150.

134. STEIJN, J. A. VAN, Duinbebössching, dissertatie Wageningen, 1933, pag. 191.

135. STINY, J., Die Quellen, 1933, pag. 220.

136. STORER, J., On an ebbing and flowing stream discovered by boring in the harbour of Bridlington, Philosophical Transactions of the Royal Society of London, 1815, Part. I, pag. 54—58; The Philosophical Magazine and Journal, comprehending the various branches of science, the liberal and fine arts, geology, agriculture, manufactures and commerce by A. Tilloch, Vol. 45, 1815, pag. 432—435.

137. STRABO, Des Strabo allgemeine Erdbeschreibung, von

A. J. Penzel aus dem Griechischen übersetzt, 1775, pag. 511-513.

138. STRABO, The geography of Strabo, with an English translation by H. L. Jones, 1917, The Loeb Classical Library, Vol. II, 1923, pag. 143.

139. STUBBES, Observations made in a voyage from England to the Caribe-Islands (Caribbee Islands), Philosophical Transactions, giving some accompt of the present undertakings, studies and labours of the ingenious in many considerable parts of the world, Vol. 2, 1667, Numb. 27, pag. 500, Vol. 3, 1668, Numb. 36, pag. 701; The Philosophical Transactions, and Collections, to the end of the year 1700, abridg'd in 1722 by J. Lowthorp, Vol. 3, pag. 549; The Philosophical Transactions of the Royal Society of London, from their commencement, in 1665, to the year 1800, abridged, printed in 1809 by and for C. and R. Baldwin, Vol. 1, pag. 175.

140. TERZAGHI, K., Erdbaumechnik auf bodenphysikalischer Grundlage, 1925, pag. 131—134, 12.

TERZAGHI, K., zie Redlich.

141. TETSU TAMURA, S., An account of recent meteorological and geo-physical researches in Japan, Dr. K. Honda's paper on daily periodic changes in the level of artesian wells in Japan, Monthly Weather Review, 1905, pag. 303—304.

141a. THAL LARSEN, J. H., Over den invloed van regenval op den grondwaterstand, Mededeelingen van de Landbouwhoogeschool te Wageningen (Nederland), Deel 34, Verhandeling 5, 1930; Landbouwkundig Tijdschrift, Maandblad van het Nederlandsch Genootschap voor Landbouwwetenschap, 1931, pag. 222 e.v.

142. THIEM, G., Die artesischen Bohrungen für die Wasserversorgung der Elbinsel Wilhelmsburg, Wasser und Abwasser, 1909—1910, pag. 11.

143. TISON, L. J., Note sur les phénomènes de filtration, Annales des Travaux Publics de Belgique, fascicule d'octobre 1925, No. 5, pag. 710—711.

144. TRAUTWINE Jr., J. C., Discussion on subterranean waters, Journal of the Franklin Institute, Vol. 151, 1901, pag. 193—194.

145. TRIBUS, L. L., Discussion on underground water supply, Transactions of the American Society of Civil Engineers, Vol. XXX, 1893, pag. 695.

146. VARENIUS, B., Geographia generalis, 1650, Lib. I, Cap. XVII, Prop. 17, pag. 310—313.

147. VARENIUS, B., Volkomen samenstel der aardrijksbeschrijvinge, 1750, I, pag. 474—476.

148. VEATCH, A. C., Fluctuations of the water level in wells, with special reference to Long Island, New York, Water-Supply and Irrigation Paper No. 155 of the United States Geological Survey, 1906, pag. 8—10, 19—22, 25—26, 63—69, 75.

149. VEATCH, A. C., CHARLES S. SLICHTER, ISAIAH BOWMAN, W. O. CROSBY, and R. E. HORTON, Underground water resources of Long Island, New York, Professional Paper No. 44 of the United States Geological Survey, 1906, pag. 71—72.

150. VEEN, F. M. VAN, Verslag betreffende het chlooronderzoek in de vlakke van Kedoeng-Semat (Regentschap Japara), De Waterstaats-Ingenieur, 1931, pag. 215—216.

151. VERSLUYS, J., Contribution à la théorie de l'écoulement de l'eau souterraine, 1914, pag. 7, 15.

152. VERSLUYS, J., De capillaire werkingen in den bodem, dissertatie Delft, 1916, pag. 1, 2, 64.

153. VERSLUYS, J., Rapport omtrent het geo-hydrologische onderzoek, verricht in verband met het opmaken van plannen voor een centrale drinkwatervoorziening in de provinciën Zuidholland, Noordholland en Utrecht, bijlage II van het Uitgewerkt rapport betreffende de centrale drinkwatervoorziening in Zuidholland, Noordholland en Utrecht, opgemaakt (in 1919) door het Rijksbureau voor Drinkwatervoorziening, in opdracht van den Minister van Staat, Minister van Binnenlandsche Zaken, 1918, pag. 21—23.

154. VERSLUYS, J., De duinwater-theorie, Voordracht gehouden in de zesde buitengewone vergadering van het Geologisch-Mijnbouwkundig Genootschap voor Nederland en Koloniën, op 18 October 1919, Water, Orgaan der Vereeniging

voor Waterleidingsbelangen in Nederland, 1919, pag. 47.

155. VERSLUYS, J., The origin of artesian pressure, Proceedings of the Section of Sciences, Koninklijke Akademie van Wetenschappen te Amsterdam, Vol. XXXIII, 1930, pag. 220—222.

155a. VOLKERS, K., Merkwaardige grondwaterstandswaarnemingen in den proefschooltuin te Lisse, Weekblad voor de Koninklijke Nederlandsche Maatschappij voor Tuinbouw en Plantkunde, 1929, pag. 87—90.

156. VOLLER, A., Das Grundwasser in Hamburg, 1. Heft, enthaltend Beobachtungen der Periode 1880—1892 und weitere Beobachtungen der Jahre 1891 und 1892, 1893, Beiheft zum Jahrbuch der Hamburgischen Wissenschaftlichen Anstalten, X, 1892, pag. 13.

157. VOLLER, A., Das Grundwasser in Hamburg, 8. Heft, enthaltend Beobachtungen aus dem Jahre 1899, 1900, 1. Beiheft zum Jahrbuch der Hamburgischen Wissenschaftlichen Anstalten, XVII, 1899, pag. 6.

158. VRIES, Hk DE, Leerboek der differentiaal- en integraalrekening en van de theorie der differentiaalvergelijkingen, 1920—1924.

159. WATERSCHOOT VAN DER GRACHT, W. A. J. M. VAN, De recente bouw van de Nederlandsche delta uit een geol.-hydrologisch oogpunt, Nota behoorende bij het Rapport omtrent de plannen-Kuipers in zake de watervoorziening van Amsterdam, door P. Kleijnhens, J. Lorie en W. A. J. M. van Waterschoot van der Gracht, 1915, pag. 47, 52, 56.

160. WEYRAUCH, R., Die Wasserversorgung der Städte, 1914, Band IIa, pag. 334.

161. WOOD, J. G., An ebbing and flowing well, Discussion, The Quarterly Journal of the Geological Society of London, Vol. 54, 1898, pag. 306.

162. ZANDER (und MARTIN), Erweiterung des Emders Hafens, Zeitschrift für Bauwesen, 1914, pag. 428—430.

163. ZUNKER, F., Das Verhalten des Bodens zum Wasser, Handbuch der Bodenlehre, herausgegeben von Dr. E. Blanck, 6. Band, 1930, pag. 107.

164. On ebbing and flowing springs, with geological remarks and queries, *The Philosophical Magazine and Journal*, comprehending the various branches of science, the liberal and fine arts, geology, agriculture, manufactures and commerce, Vol. 50, 1817, pag. 267—268.

164a. Proceedings of the International Society of Soil Science, *Mitteilungen der Internationalen Bodenkundlichen Gesellschaft*, *Comptes Rendus de l'Association Internationale de la Science du Sol*, Vol. VII, No. 4, 1932, pag. 52, 60, 68.

Transactions of the Sixth Commission of the International Society of Soil Science, *Comptes rendus de la Sixième Commission de l'Association Internationale de la Science du Sol*, *Verhandlungen der Sechsten Kommission der Internationalen Bodenkundlichen Gesellschaft*, 1933, Vol. B, pag. 176—177.

165. Verslag Staatscommissie Zuiderzee 1918—1926, 1926, pag. 95.

166. Wateronttrekking aan de Veluwe, Rapport van de Commissie, ingesteld bij beschikking van den Minister van Binnenlandsche Zaken en Landbouw, d.d. 24 Februari 1927, Directie van den Landbouw, No. 288, Afd. 2 Domeinen, tot het onderzoek naar de gevolgen van eventueele wateronttrekking aan de Veluwe ten behoeve van de drinkwatervoorziening van Amsterdam, 1933, pag. 34.

De schrijver van dit proefschrift werd in Juni 1896 te Amsterdam geboren. Hij bezocht de Tweede H.B.S. met 5-jarigen cursus aldaar en behaalde het diploma voor mijn-ingenieur aan de Technische Hoogeschool te Delft in Juni 1919. Hierna maakte hij gedurende ruim 4 maanden een geologische studiereis in Spanje; het aldaar verzamelde materiaal werd door hem op het Laboratorium voor docimasie en metallurgie van de Technische Hoogeschool te Delft bewerkt.

Van 23 Februari 1920 tot 1 October 1926 was hij bij De Bataafsche Petroleum Maatschappij werkzaam, en wel grotendeels bij het boorbedrijf in Nederlandsch Indië. Op laatstgenoemden datum trad hij als adjunct-hydroloog in dienst bij het Rijksbureau voor Drinkwatervoorziening te 's-Gravenhage, waaraan hij sedert 1 Januari 1929 als hydroloog is verbonden.

De schied van de profschied werd in Juni 1890 te
Amsterdam geboren. Hij bezocht de Tweede H.B.S. met
5 jaren onderaan en behaalde het diploma voor mijn-
ingenieur aan de Technische Hogeschool te Delft in Juni 1895.
Hierna maakte hij gedurende ruim 4 maanden een geologische
studie in België het zijner vermaakte. Hierna werd
door hem op het Laboratorium voor doornis en metalingen
van de Technische Hogeschool te Delft bezocht.
Van 23 Januari 1900 tot 1 October 1910 was hij bij de
Koninklijke Nederlandsche Maatschappij werkzaam en wel groot-
deels bij het bureau in Nederland. Op later
genoemde datum trad hij als adjunct-hydrolog in dienst
bij het Rijksbureau voor Drinkwatervoorziening te Groot-
hage waaraan hij sedert 1 Januari 1922 als hydrolog is
verhoofd.

RÉSUMÉ.

Parmi les nombreux problèmes de l'hydrologie, l'influence des marées de la mer ou d'un fleuve à marées sur le niveau des puits dans la proximité, qui fait l'objet de la présente thèse, a suscité l'intérêt des savants depuis des temps immémoriaux.

L'auteur cite un grand nombre d'écrivains qui s'en sont occupés, e.a. POLYBE (204—122 av. J. C.), STRABON (66 av. J. C.—24 apr. J. C.), SÉNÈQUE (env. 4 av. J. C.—65 apr. J. C.), PLINE l'Ancien (23—79 apr. J. C.), AUSONE (env. 309—392 apr. J. C.), CAMDEN (1586), VARENIUS (1650), KIRCHER (1664); d'études détaillées y ont été consacrées en France et aux Pays-Bas depuis le milieu du 19^{me} siècle, ainsi qu'aux Etats Unis d'Amérique, en Allemagne et au Japon depuis le commencement du siècle courant (voir la liste de littérature, pages 109—126).

En se basant sur les travaux de FORCHHEIMER et de TERZAGHI, l'auteur a développé dans cette thèse une formule détaillée concernant la propagation des marées dans les bassins artésiens, dont la couche supérieure n'est pas complètement imperméable.

L'exactitude de la formule a été vérifiée en utilisant les données pratiques, relatives aux observations faites à Brunsbüttelkoog, publiées par BOHLMANN.

Des formules approximatives, relatives à l'influence des marées sur les nappes artésiennes, qui avaient été développées par l'auteur, en 1929, au moyen d'analyses graphiques, pour le cas spécial de Flessingue ¹⁾, possèdent une validité générale, et donnent des résultats d'autant plus exacts que le puits se trouve plus proche de la mer ou du fleuve à marées.

¹⁾ Publiées dans la „Communication No. 9" du Bureau d'Etat pour l'Alimentation en eau potable, La Haye (avec un résumé en français).

Elles sont, avec une certaine marge de tolérance, également applicables pour les hautes marées exceptionnelles, comme a été démontré en les vérifiant avec des observations, faites à Emden, publiées par KYRIELEIS.

Parmi les nombreux problèmes de l'hydrologie, l'influence des marées de la mer ou du fleuve à marée sur le niveau des points dans la zone, qui fait l'objet de la présente étude, a suscité l'intérêt des savants depuis des temps immémoriaux.

L'auteur cite un grand nombre d'écrivains qui s'en sont occupés, et notamment (204-122 av. J. C.), STRABON (66 av. J. C.-24 apr. J. C.), SÉNÈQUE (env. 2 av. J. C.-65 apr. J. C.), PLINE L'ANCIEN (23-79 apr. J. C.), AGRICOLA (env. 100-177 apr. J. C.), CAMDEN (1580), VARANUS (1650), KIRCHER (1664). Les études détaillées y ont été consacrées en France et aux Pays-Bas depuis le milieu du 15^{ème} siècle, ainsi qu'aux États-Unis d'Amérique, en Allemagne et au Japon depuis le commencement du siècle courant (voir la liste de littérature, pages 109-126).

On se basant sur les travaux de FORCHHEIMER et de WACHS, l'auteur a développé dans cette thèse une formule nouvelle concernant la propagation des marées dans les passages étroits, dont la couche supérieure n'est pas complètement imperméable.

L'exactitude de la formule a été vérifiée en utilisant les données pratiques relatives aux observations faites à Brunsbüttel, publiées par BOHLMANN.

Des formules approximatives relatives à l'influence des marées sur les nappes artésiennes, qui avaient été développées par l'auteur, en 1929, au moyen d'analyses graphiques, pour le cas spécial de Flessingue, possèdent une validité générale et donnent des résultats d'autant plus exacts que le point se trouve plus proche de la mer ou du fleuve à marée.

(*) Publiées dans la "Communications No. 9^{ème} du Bureau d'Etat pour l'Alimentation en Eau Potable, La Haye (avec un résumé en français).

ZUSAMMENFASSUNG.

Der Wasserspiegel von Brunnen in der Nähe des Meeres oder eines Gezeitenflusses kann eine Gezeitenbewegung aufweisen, welche aber mit Bezug auf die Gezeitenbewegung des Meeres oder des Gezeitenflusses gedämpft und verzögert ist.

Obgleich diese Erscheinung nur einen Bruchteil der an Problemen reichen Hydrologie darstellt, wurde ihr seit jeher vom denkenden Menschen reges Interesse entgegengebracht.

STRABO (66 v. Chr.—24 n. Chr.) schreibt (Lit. 137)¹⁾: „Unter andern, so in Gades (Cadix) anmerkenswert ist, gedenket auch POLYBIUS (204—122 v. Chr.) eines Brunnens in dem dortigen Herkulestempel, zu dessen Quelle man einige Stufen hinunter tritt, und dessen Wasser völlig trinkbar ist; bei diesem Brunnen ist dieses das besondere, dasz er wie das Meer, Ebbe und Flut, allein auf eine dem Meer völlig entgegengesetzte Weise hat.“

SENECA (etwa 4 v. Chr.—65 n. Chr.) fragt (Lit. 125): „Aber warum sind gewisse Brunnen während sechs Stunden gefüllt, und während sechs weiteren Stunden leer?“

PLINIUS der Ältere (23—79 n. Chr.) erwähnt u. A. heisse Quellen bei Monfalcone (bei Triest), welche der Gezeitenbewegung des Adriatischen Meeres²⁾ getreu folgen (Lit. 111).

Seit der Herausgabe der „Britannia“ CAMDENS (Lit. 23, 24)

¹⁾ Die mit „Lit.“ bezeichneten Zahlen beziehen sich auf die Literaturliste (S. 109—126).

²⁾ Ebbe und Flut sind an den meisten Orten im Mittelländischen Meere so unbedeutend, dasz dasselbe gewöhnlich, wenn auch unrichtig, als ein gezeitenloses Meer geschildert wird. Jeder Besucher Venedigs musz jedoch die Ebbe und Flut gesehen haben, welche dort bei Springflut eine Höhe von etwa 120 cm erreicht. Die beträchtliche Grösze der Flut in Venedig scheint anzudeuten, dasz das Adriatische Meer in bezug auf die Gezeitenschwingung als Resonator wirkt, in derselben Weise, wie ein hohles Gefäß, das auf eine bestimmte Note abgestimmt ist, diese auswählt und laut mittönt, sobald jener Ton angeschlagen wird (G. H. Darwin, Lit. 34).

im Jahre 1586, wird die genannte Erscheinung in Veröffentlichungen stets häufiger erwähnt.

BERNHARDUS VARENIUS (Lit. 146) widmet 1650 in seiner „Geographia Generalis“ und ATHANASIVS KIRCHERUS (Lit. 74) 1664 in seinem „Mundus Subterraneus“ ein besonderes Kapitel der „Flut und Ebbe in einigen Brunnen“, in dem jedoch auch verschiedene intermittierende und fluktuierende Brunnen besprochen werden, welche mit der Gezeitenbewegung des Meeres in keinem Zusammenhang stehen.

Eingehende Untersuchungen über diese Erscheinung wurden in Frankreich und den Niederlanden seit der Mitte des 19. Jahrhunderts, und in den Vereinigten Staaten von Amerika, in Deutschland und Japan im 20. Jahrhundert angestellt.

Aufbauend auf den Arbeiten FORCHHEIMERS (Lit. 41, 42) und TERZAGHIS (Lit. 140) hat der Verfasser in dieser Doktorarbeit u. A. eine Formel für die Fortpflanzung der Gezeitenbewegung in gespanntem Grundwasser abgeleitet. Ausgangspunkt war ihm dabei die „Stauhypothese“, und der allgemeine Fall, dass die Deckschichten nicht vollkommen undurchlässig sind. Die auf theoretischem Wege abgeleitete Formel wurde weiter an Hand bekannter Daten aus der Praxis geprüft, wie diese in der BOHLMANN'schen Doktorarbeit (Lit. 16) erwähnt sind, und es konnte dabei eine befriedigende Übereinstimmung zwischen Theorie und Praxis festgestellt werden. So wurde z. B. gefunden, dass der mittlere Durchlässigkeitskoeffizient in senkrechter Richtung der etwa 20 m starken Deckschicht der Abb. 15 (S. 79) $0,456 \cdot 10^{-6}$ m/sek beträgt, was nach ZUNKER (Lit. 163) einen sehr annehmbaren Wert für Lehm und Ton darstellt. Es folgt jetzt eine nähere Umschreibung der betreffenden Formel.

Die Gezeitenbewegung des Meeres oder eines Gezeitenflusses kann, wie allgemein üblich ist, als die Summe der Partialzeiten (Tiden), also als die Summe einer Gliederreihe der Form $S \sin(nt - n\tau)$ dargestellt werden, in der S , n und τ für jede Partialzeit (Tide) konstant sind, S die

Amplitude und n die Schwingungszahl (der Reziprokwert der Periodendauer) darstellen, und τ durch den Phasenunterschied mit den übrigen Partialzeiten (Tiden) bestimmt wird.

Wenn eine Schicht mit gespanntem Grundwasser durch das Meer oder durch einen Gezeitenfluss senkrecht angeschnitten wird, und die Poren dieser Schicht dort nicht durch Schlamm oder durch andere Ursachen verengt worden sind, pflanzt sich jede Partialzeit (Tide) $S \sin(nt - n\tau)$ der Gezeitenbewegung des Meeres oder des Gezeitenflusses im gespannten Grundwasser fort nach der Formel:

$$\Phi - M = S \cdot e^{-E_1 x} \cdot \sin(nt - n\tau - F_1 x) \quad (\text{I})$$

in der bedeuten:

Φ = die Steighöhe in der gut durchlässigen Schicht, von der horizontalen undurchlässigen Basis an gerechnet, in m,

M = der mittlere Spiegel des Meeres oder des Gezeitenflusses, von der horizontalen undurchlässigen Basis an gerechnet, in m,

x = der horizontale Abstand eines willkürlichen Punktes vom Ufer des Meeres oder des Gezeitenflusses, in m,

t = die Zeit, in sek,

und weiter:

$$E_1 = \sqrt{\frac{n}{2a_1^2} \cdot \frac{\sqrt{1 + b_1^2 n^2} + b_1 n}{1 + b_1^2 n^2}} \quad (\text{II})$$

$$\text{und} \quad F_1 = \sqrt{\frac{n}{2a_1^2} \cdot \frac{\sqrt{1 + b_1^2 n^2} - b_1 n}{1 + b_1^2 n^2}} \quad (\text{III})$$

Der Wert der Konstanten a_1^2 und b_1 in (II) und (III) ergibt sich aus:

$$a_1^2 = \frac{k}{\mu} D \quad (\text{IV})$$

$$b_1 = \frac{\mu}{k_z'} (\zeta - D) \quad (\text{V})$$

in denen (siehe Abb. 12, S. 48 und Abb. 14, S. 77):

k = der Durchlässigkeitskoeffizient in horizontaler Richtung der auf der undurchlässigen Basis ruhenden gut durchlässigen Schicht, in m/sek,

k_z' = der Durchlässigkeitskoeffizient in senkrechter Richtung der schwerzudurchdringenden Deckschicht, in m/sek,

D = die Mächtigkeit der gut durchlässigen Schicht, in m,

ζ = die mittlere Höhe zwischen der horizontalen undurchlässigen Basis und der Scheidungsfläche zwischen dem vollkommen mit Wasser gesättigten und dem beinahe mit Wasser gesättigten Teil der schwerzudurchdringenden Deckschicht, in m (die Lage dieser Scheidungsfläche ist meistens unbekannt; im allgemeinen wird sie sich zwischen Terrainoberkante und dem Spiegel der offenen Gewässer — Gräben, Kanäle, usw. — befinden, sodass für ζ , also für die mittlere Höhe dieser Scheidungsfläche, schätzungsweise ein Wert angenommen werden kann),

μ = die Wassermenge, welche pro Volumeneinheit dem Bodenteil unmittelbar über dieser Scheidungsfläche zugesetzt werden muss, um diesen Teil vollkommen zu sättigen (Sättigungsfehlbetrag).

Wenn die gespanntes Grundwasser führende Schicht durch das Meer oder den Gezeitenfluss nicht oder nicht senkrecht angeschnitten wird (vergl. Abb. 15, S. 79), treten bereits am Ufer, also für den Punkt $x = 0$, eine Dämpfung und Phasenverschiebung (Nacheilung) auf, die in praktischer Hinsicht aber keine Schwierigkeiten verursachen, da deren Grössen aus Beobachtungen in landeinwärts gelegenen Brunnen berechnet werden können.

Die Formeln (I) bis einschl. (V), welche auf theoretischem Wege abgeleitet wurden, stimmen, wie bereits erwähnt, mit

den 1913 in der BOHLMANN'schen Doktorarbeit (Lit. 16) betreffend Brunsbüttelkoog veröffentlichten Daten überein (siehe Abb. 3, S. 19; Abb. 4, S. 21 und Abb. 15, S. 79). Bei einer diesbezüglichen Überprüfung stellte sich heraus, dass man für die Berechnung der Amplituden der Grundwassersteighöhen mit einer für die Praxis (wenigstens für Brunsbüttelkoog) hinreichenden Genauigkeit in der Weise verfahren kann, alsob die Gezeitenbewegung des Meeres oder eines Gezeitenflusses nur aus einer Partialgezeit (Tide) bestehe. Dies ist für die Praxis als ein grosser Vorteil zu betrachten, da die Gezeitenbewegung des Meeres oder eines Gezeitenflusses, wenigstens numerisch, eine sehr komplizierte Erscheinung ist.

Dass die Nacheilung, welche nach der Formel (I) für eine Partialgezeit (Tide) mit einer konstanten Grösse pro Längeneinheit mit dem Abstände vom Meere oder vom Gezeitenflusse

zunimmt — nämlich mit $\frac{F_1}{n}$ sek/m — in Brunsbüttelkoog

umso stärker zunimmt, je grösser der Abstand von der Elbe ist (siehe Abb. 4, S. 21), muss darauf zurückgeführt werden, dass die Partialgezeiten (Tiden) mit einer grösseren Periodendauer als die zweimaltägliche, hier (und vielleicht auch anderweitig) weniger stark gedämpft und stärker verzögert werden als die zweimaltäglich auftretenden Gezeiten (Tiden). In der Abb. 4, S. 21, ist strichliert angedeutet, dass die Gezeitenbewegung der Grundwassersteighöhen in einem Abstände von 2,8 km von der Elbe gerade die entgegengesetzte von der des Gezeitenflusses ist.

Wenn der Durchlässigkeitskoeffizient in horizontaler Richtung der auf der undurchlässigen Basis ruhenden gut durchlässigen Schicht (k), sowie die geologische Beschaffenheit des Gebietes bekannt sind, genügen bei geeigneten geo-hydrologischen Verhältnissen zwei zweckmässig ausgeführte (mit einem Filter in der gut durchlässigen, gespannten Wasser führenden, Schicht versehene) Beobachtungsrohre, um die Dämpfung und die Nacheilung am Ufer, den Einfluss der Gezeitenbewegung für jeden beliebigen Punkt des betreffenden

Gebietes, sowie den Durchlässigkeitskoeffizienten in senkrechter Richtung der wenig durchlässigen Deckschicht (k_z') und den Sättigungsfehlbetrag (μ) mit einer für die Praxis genügenden Genauigkeit berechnen zu können.

Der Sättigungsfehlbetrag μ hat einen bedeutend kleineren Wert als das Porenvolumen, das z. B. 0,3 beträgt. Für die etwa 20 m starke Deckschicht, Abb. 15, S. 79, wurde der Wert $\mu = 1,175 \cdot 10^{-4}$ gefunden.

Die 1929 vom Verfasser (Lit. 132) für Vlissingen¹⁾ auf graphischem Wege (siehe Abb. 5, S. 28 und Abb. 6, S. 29) abgeleiteten Annäherungsformeln für den Einfluss der Gezeitenbewegung auf die Steighöhe des gespannten Grundwassers sind allgemeiner Gültigkeit (siehe Abb. 9, S. 35 und Abb. 10, S. 38). Sie befriedigen um so besser je näher ein Brunnen dem Meere oder dem Gezeitenflusse liegt. Sie können auch — mit Berücksichtigung einer gewissen Sicherheitsmarge — für Sturmfluten benutzt werden, was sich dadurch bestätigt, dass die Punkte I bis einschl. IV in den Graphiken, Abb. 10, welche sich auf Sturmfluten beziehen, nur so wenig von den (durch die Punkte 1 bis einschl. 9 der normalen Gezeitenbewegung gezogenen) Geraden abweichen, dass die während der betreffenden Sturmflut aufgetretenen Maximalsteighöhen des Grundwassers nur um 10 bis 20 cm höher waren als sich aus den Annäherungsformeln ergeben würde (Lit. 85, 86).

Wenn schon bei der normalen Gezeitenbewegung (zu der auch Springfluten und Nippezeiten gehören) beträchtliche Abweichungen von den Geraden der Graphiken auftreten (siehe die Abb. 5, 6, 9 und 10), so ist naturgemäss auch bei der Anwendung auf Sturmfluten diesen Abweichungen Rechnung zu tragen.

¹⁾ Mitteilung Nr. 9 des Reichsamtes für Trinkwasserversorgung, Haag mit eine Zusammenfassung in deutscher Sprache).

SUMMARY.

Among the many problems of hydrology, the influence of the tides of the sea or of a tidal river on the water level of neighbouring wells, which forms the subject of the present thesis, has, since times immemorial, drawn the attention of scientists.

The writer cites a large number of authors, who published views on the subject, among others: POLYBIUS (204—122 B. C.), STRABO (66 B. C.—24 A. D.), SENECA (about 4 B. C.—65 A. D.), PLINIUS the Elder (23—79 A. D.), AUSONIUS (309—392 A. D.), CAMDEN (1586), VARENIUS (1650), and KIRCHERUS (1664). In France and the Netherlands detailed investigations into this matter were carried out since the middle of the 19th century, also in the U. S. A., Germany and Japan since the beginning of the present century (see the list of literature, pages 109—126).

Building on the works of FORCHHEIMER and TERZAGHI, the writer in this thesis develops a detailed formula for the transmission of the tides in artesian basins, which are covered by a layer of incompletely impervious material.

The exactness of the formula has been controlled while using practical data concerning observations made at Brunsbüttelkoog, which were published by BOHLMANN.

Approximate formulae for the influence of the tides on artesian basins, which were developed by the author by graphical analyses after investigations, carried out at Flushing, were published in 1929¹⁾.

These proved to be of general validity, and their results are the more exact, the nearer the well is situated to the sea or the tidal river.

¹⁾ „Communication No. 9” of the Government Bureau of Water Supply, The Hague (with a summary in English).

STELLINGEN.

I.

Hoewel de mededeeling van ATHANASIUS KIRCHERUS in het jaar 1664 (de Nederlandsche vertaling verscheen in 1682), „datter Fonteynen en Baaden zijn, welke de Vloed en Ebbe der Zee navolgen, met een wonderlijke ongestadigheid evenwel, want sommige vloejen en ebben tweemaal 's daags, sommige in het verloop van twaalf of meerder dagen; sommige worden het eene half jaar verdroogt, en vloeien het andere half jaar”, causaal opgevat, berust op een miskenning van alle andere factoren, welke de stijghoogte van grondwater beïnvloeden, is zij kwalitatief volkomen juist.

A. KIRCHER(US), d' Onder-aardse wereld, 1682, I, pag. 349 (daar er verschillende uitvoeringen van dezen druk zijn, zij vermeld, dat de bedoelde passage voorkomt in den aanhef van het hoofdstuk „Van de Vloed en Ebbe sommiger Fonteynen”).

II.

Bij een daarvoor gunstige geo-hydrologische gesteldheid vormt de bestudeering van de wijze van voortplanten van de getijbeweging van een zee of getijrivier in spanningsgrondwater een ideale methode voor de berekening van de gemiddelde waarde van den doorlaatcoëfficiënt in verticale richting van de moeilijk doorlatende deklagen.

III.

De door KELLER in 1928 op bladzijde 55 van „Gespannte Wässer” gegeven formule voor de demping van de getijbeweging in spanningsgrondwater is onjuist.

IV.

De door ZUNKER in 1930 op bladzijde 105 van het Handbuch der Bodenlehre (Band 6) gegeven formule (38) voor de capillaire opstijging in grondsoorten is onjuist en in strijd met de door hem in formule (73) op bladzijde 147 van bedoeld werk gegeven (trouwens algemeen erkende) definitie van het begrip doorlaatcoëfficiënt.

V.

Het probleem van den niet stationairen toestand gedurende het stijgen en dalen van den meniscus in een verticale, in een open vat met vloeistof geplaatste, capillaire cilindrische buis wordt in de gebruikelijke hand- en leerboeken over natuurkunde niet besproken en in de overige literatuur onvolledig en onjuist behandeld.

Zie bij voorbeeld:

H. FREUNDLICH, Kapillarchemie, I, 1930, pag. 113—115.

VI.

Op den eersten regel van bladzijde 13 van het proefschrift van DE GLEE (Delft, 1930) dient, bij toepassing van den door hem aanbevolen stand van peilfilter ten opzichte van pompfilter, in plaats van „geeft een maatstaf voor den intreeweerstand” te worden gelezen „geeft een maatstaf voor de toeneming van den intreeweerstand op den langen duur”.

VII.

De algemeene opvatting, dat het principe van BADON GHIJBEN door BADON GHIJBEN is ontdekt, is onjuist.

J. DRABBE en W. BADON GHIJBEN, Nota in verband met de voorgenomen putboring nabij Amsterdam, Verhandelingen van het Koninklijk Instituut van Ingenieurs, 1888—1889, pag. 21, 1ste kolom.

VIII.

Bij de constructie van wissels voor ondergronds locomotieftransport in mijnen moet en kan rekening gehouden worden met de slijtage van de bussen der wagens.

IX.

De ijzerertsen van de Cabarga bij Santander zijn op ten minste drie verschillende wijzen als concentratieproduct uit den dolomiet ontstaan.

X.

Onder bijzondere omstandigheden kunnen in de duinen miniatuur-paddestoelrotsen ontstaan, uitsluitend bestaande uit vochtig zand.

XI.

De meening van STILLE, dat zoutkoepels hun ontstaan danken uitsluitend aan de werking van tangentieele krachten, is onaanvaardbaar voor vele van de in het kustgebied van Texas voorkomende zoutkoepels.

Geology of salt dome oil fields, A symposium published by the Am. Ass. of Petr. Geol., 1926, pag. 142—164.

XII.

De verklaring van VAN WATERSCHOOT VAN DER GRACHT voor het ontstaan van gebergten langs de fronten van zich bewegende continenten als gevolg van de rigiditeit van de bovenste sima-lagen is mechanisch slechts bevredigend, indien hieraan de hypothese eener discontinue beweging wordt toegevoegd.

Theory of continental drift, A symposium published by the Am. Ass. of Petr. Geol., 1928, pag. 199—200.

XIII.

STAUB's theorie der afwisselend optredende equator- en poolwaartsche bewegingen der continenten is gebaseerd op een onjuiste toepassing van het principe van actie en reactie.

R. STAUB, Der Bewegungsmechanismus der Erde, 1928, pag. 208—212.

XIV.


Het olievoorkomen van Volkenroda moet als primair worden beschouwd, zoodat de „Hauptdolomiet” niet alleen als reservoirgesteente doch tevens als moederformatie optreedt.



FECHA DE DEVOLUCION

El lector se obliga a devolver este libro
antes del vencimiento de préstamo señala-
do por el último sello.

--	--	--	--



13003 7354



