

Die Versalzung des Grundwassers an der schleswig-holsteinischen Westküste*)

Von Ernst Dittmer

Inhalt

1. Einleitung	87
2. Möglichkeiten der Entstehung salzigen Grundwassers	88
3. Geologischer Aufbau und hydrogeologische Verhältnisse im Küstengebiet	89
4. Ausdehnung und Grad der Versalzung	93
5. Ursachen der Versalzung	95
6. Auswirkungen der Versalzung	98
7. Zusammenfassung	100
8. Schriftenverzeichnis	101

1. Einleitung

Die Marschen und Niederungen der schleswig-holsteinischen Westküste verfügen über die größten und ergiebigsten zusammenhängenden Grundwasserleiter des Landes. Dennoch fehlt es — von wenigen Ausnahmen abgesehen — überall am nötigsten Trink-, Tränk- und Brauchwasser. Das Grundwasser enthält neben anderen unerwünschten Stoffen wie Huminsäure, Schwefelwasserstoff, Nitraten, Nitriten, Ammoniak und hohen Eisen- und Mangankonzentrationen einen wechselnd hohen Salzgehalt, der im weitaus größten Teil der Marsch über der Geschmacksgrenze liegt und teilweise selbst in unmittelbarer Nähe des Geestrandes außerordentlich hohe Werte erreicht.

Die Versalzung des Grundwassers war insbesondere bei den Brunnenbauern seit langem bekannt. Aus der Verbreitung von Filterbrunnen, auch der artesischen, in der Marsch läßt sich leicht die erfahrungsgemäß erkannte Grenze zwischen brauchbarem und salzigem Grundwasser feststellen. An einer gründlichen wissenschaftlichen Untersuchung der Versalzungserscheinungen hat es jedoch bislang gefehlt, da in manchen Gebieten Beobachtungsbrunnen nicht zur Verfügung standen. Eine eingehendere Beratung in der Trink- und Brauchwasserversorgung auf wissenschaftlicher Grundlage wurde erst seit etwa zwanzig Jahren nach der geologischen Bearbeitung durch die Forschungsstelle Westküste möglich.

Erste Mitteilungen über die Eigenschaften des Grundwassers in den Marschen sowie einzelne Wasseranalysen finden sich bei W. WOLFF (1922), zahlreiche Angaben bei H.-L. HECK (1931—1948) und WOLFF und HECK (1949). Neuerdings hatten A. JOHANNSEN (1954), F. VINCK (1954) und O. FISCHER (1955) den derzeitigen Stand der Erkenntnisse für die Westküste nach Angaben von DITTMER (1953) mitgeteilt. Weitere Hinweise brachte DITTMER (1952, 1954, 1954a, 1956), nachdem er erste Untersuchungsergebnisse bereits 1939 in einem unveröffentlichten Bericht niedergelegt hatte. Dennoch herrschen heute noch in weiten Kreisen, besonders in den Marschen selbst, sehr unklare Vorstellungen von der Art und dem Umfang, von den Ursachen und Auswirkungen der Versalzung des Grundwassers.

Erst die seit 1935 eingeleitete Neubearbeitung der Geologie und Entwicklungsgeschichte des Quartärs durch DITTMER (1938—1955), W. G. SIMON (1941), K. GRIPP und E. DITTMER

*) Nach einem Vortrag auf der 2. Arbeitstagung des Küstenausschusses Nord- und Ostsee am 8. Mai 1956 in Kiel.

(1941) ermöglichte die Klärung hydrogeologischer Fragen, insbesondere die der Versalzung. Die hauptsächlichsten Ursachen und der Umfang waren seit langem bekannt. Einen wesentlichen Impuls erhielten die aufgenommenen und ständig durch Ausbau des Netzes an Beobachtungsbrunnen erweiterten Untersuchungen aber durch das Bekanntwerden halophiler Pflanzenbestände und Versalzungserscheinungen der Oberflächengewässer (siehe Aufsätze von CHRISTIANSEN und STEINBERG sowie WOHLBERG in diesem Heft).

2. Möglichkeiten der Entstehung salzigen Grundwassers

Der Salzgehalt im Grundwasser kann durch Auslaugung des primären Salzgehalts vorquartärer mariner Sedimente und Salzlagerstätten entstehen. In Betracht kommen insbesondere die in Schleswig-Holstein verbreiteten Doppelsalinare des Rotliegenden und Zechsteins. Salzkonzentrationen werden ferner im Lias, Keuper und der Kreide beobachtet. Auch der Salzgehalt der an der Westküste bis zu mehr als 2000 m mächtigen tertiären Meeresabsätze ist zweifellos primär, ist jedoch für die Versalzung quartärer Grundwasserleiter ohne Bedeutung, da das höhere Miozän im Pliozän und Pleistozän ausgesüßt war und eine Abgabe von Salzwasser wegen der geringen Durchlässigkeit ohnehin kaum erfolgt. In der Regel liegen alle salzführenden Formationen auch so tief, daß eine Versalzung der quartären Grundwasserleiter ausgeschlossen ist. Lediglich im Bereich der Salinarstrukturen, auf denen Rotliegendes und Zechstein sowie Kreide bis nahe an die Oberfläche reichen, sind mehr oder weniger verbreitete Versalzungserscheinungen möglich. Sie werden in ständig zunehmendem Maße erkannt (A. JOHANNSEN, 1953). Im Bereich der schleswig-holsteinischen Westküste bedingen die Strukturen von Oldenswort und Marne—Heide—Hennstedt—Süderstapel örtliche Versalzungen in pleistozänen Grundwasserleitern. H.-L. HECK (1932) hat in der Eiderniederung bei Oldenbüttel eine Sole in 103 m Tiefe aufgefunden. Grundwassererschließungsarbeiten des Marschenbauamts Heide im Treenetal, das über sehr ergiebige Vorkommen verfügt, führten leider zur Aufdeckung eines weiteren Versalzungsherdens am Nordende der Struktur Süderstapel. Durch seitliche Zuflüsse flußabwärts abnehmende Salzgehalte in den riß- und würmzeitlichen Sanden kennzeichnen dieses Vorkommen. Die Marschen und Niederungen Nordfrieslands liegen im Bereich des West-Schleswig-Blocks, auf dem Salinaufbrüche nicht vorkommen und daher die Möglichkeit der Versalzung aus älteren Formationen ausscheidet (HECHT, v. HELMS und KEHRER, 1956). Das nördlichste Vorkommen salzigen Grundwassers liegt auf dem Ausläufer der Oldensworter Struktur in Schichten der Oberkreide unter dem Wasserwerk der Stadt Husum in Rosendahl.

Wie weit sich primärer Salzgehalt in den tonigen Ablagerungen des Eem-Meeres über die Würm-Vereisung hinaus gehalten hat, was im Dauerfrostboden durchaus möglich gewesen wäre, läßt sich einstweilen nicht entscheiden, da eine Wiederversalzung nach der jahrtausendlang zurückliegenden holozänen Transgression zweifellos erfolgt ist. Die zum Teil sehr mächtigen tonigen Absätze des älteren Holozäns in Dithmarschen und Eiderstedt (E. DITTMER, 1952) enthalten in 10 bis 30 m Tiefe vielfach noch ihren ursprünglichen Salzgehalt. Auf dem nordfriesischen Festland dagegen, dessen ältere holozäne Bildungen zumeist dem oberen Brackwasser angehören, sind Ablagerungen mit nahezu ursprünglichem Salzgehalt nur aus den jungen Schlickauffüllungen der nach den Sturmflutkatastrophen von 1362 entstandenen großen Einbrüche (Bottschlotter Tief, Kleiseer- und Hülltofter Tief) an einigen Stellen bekannt geworden. Als Versalzungsherd angrenzender Grundwasserleiter sind sie jedoch ohne Bedeutung, wie Untersuchungen ergeben haben.

Die nach den Sturmflutkatastrophen von 1362 und 1634 abgelagerte junge Marsch hat nach ihrer Bedeichung bzw. Wiederbedeichung ihren Salzgehalt alsbald verloren, zumal vor

der Einführung intensiver Entwässerungsmaßnahmen ständige Überschwemmungen die Entsalzung förderten. Werden in jungen Marschablagerungen heute dennoch Versalzungserscheinungen beobachtet, so kann es sich nur um Wiederversalzung handeln.

Es kann also festgestellt werden, daß abgesehen von Teilen der Eider- und Treene-niederung, bei denen sich der Salzgehalt des Grundwassers von einem bekannten Salzstock herleitet, in den Marschen der Westküste die Versalzungserscheinungen nicht durch Aus-laugung aus älteren Formationen erklärt werden können. Als einzige Ursache muß das Ein-dringen von Seewasser in die quartären Grundwasserleiter herausgestellt werden.

3. Geologischer Aufbau und hydrogeologische Verhältnisse im Küstengebiet

W. RICHTER und H. FLATHE (1956) haben die Versalzungserscheinungen in einem Teil Ostfrieslands zum geologischen Bau und der Erdgeschichte in Beziehung gestellt. Sie sehen die Ursache im hydrostatischen Druckgefälle vom Meer zum Süßwasserkörper und machen Trans- und Regressionen für die Versalzungs- und Aussüßungsvorgänge verantwortlich. Setzungen der Marschlandablagerungen und die dadurch oft zu einem wesentlichen Teil bedingten Auswirkungen zwangsläufiger wasserwirtschaftlicher Maßnahmen werden nicht berücksichtigt. Dies und die nicht genügend gesicherte Kenntnis holozäner Entwicklungsphasen (Verlandung bedeutet noch nicht Regression!) führen zu dem Ergebnis, daß sich das küstennahe Grundwasser gegenwärtig im Zustand der Aussüßung befindet. Diese Folgerung trifft, wenn überhaupt irgendwo, für die schleswig-holsteinische Westküste zweifellos nicht zu. Ebenso haben in den niederländischen Marschen die Versalzungserscheinungen eindeutig zugenommen (siehe Aufsatz VAN VEEN in diesem Heft). Es ist daher für die Erklärung der Versalzung des Grundwassers, insbesondere auch des stark wechselnden Ausmaßes, nicht nur die möglichst eingehende Kenntnis des Geestrand- und Küstengebietes in geologischer und morphologischer Hinsicht, sondern auch die Berücksichtigung der künstlichen Eingriffe in die hydrogeologischen Verhältnisse erforderlich. Der Mensch wird dabei nicht erst beim Schöpfwerk und den Drainungen mitbestimmender Faktor, sondern schon bei der frühesten Be-deichung, den großräumigen Verfehnungen, der Anlage von Sielzügen und Schleusen. Seit mindestens tausend Jahren hat er an den Änderungen hydrostatischer Zustände mitgewirkt (DITTMER, 1954).

Die Grenze Geest—Marsch, der Geestrand, ist nicht nur eine morphologische Grenze, die durch die Ablagerung der Marsch- und Moorbildungen sichtbar geworden ist, sie stellt auch eine Grenze zwischen geologisch verschieden aufgebauten Gebieten dar. Die erste Anlage ihres Verlaufs wurde in weiten Teilen schon während der Rückzugsphase der Reiß-Vereisung durch glazifluvigen Kräfte, im Bereich des Elbe-Urstromtals durch die Würm-Vereisung bestimmt, während die Nordsee an der Gestaltung des Geestrandes nur an einzelnen Stellen beteiligt war.

Als wesentlich für die Versalzungsvorgänge des küstennahen Grundwassers sind die Beziehungen zwischen dem sehr wechselvollen Aufbau des Geestrandgebietes mit seinem Hinterland und dem anders gearteten Aufbau des pleistozänen Untergrundes der Marschen erkannt worden.

Die „alte Geest“ — Am Geestrand wechseln Moränengebiete und Sander des Reiß-Pleistozäns mit zahlreichen würmzeitlichen Tälern, die aber in fast allen Fällen ebenfalls in der Reiß-Vereisung angelegt sind, miteinander ab. Die „alte Geest“ besteht aus einer Wechsel-folge glazigener und glazifluviatiler Gesteine, also aus Tonen, Mergeln, Sanden und Kiesen, die meist mehr oder weniger gestaut sind und oft Schuppen älterer Ablagerungen enthalten.

So ist z. B. die Bredstedter Geest mit dem 50 m hohen Stollberg ein Stauchmoränengebiet, das überwiegend aus Schollen des Obermiozäns, Unterpliozäns, des Bredstedter Tons (Holstein-See) (H.-L. HECK, 1942) und Geschiebemergeln aufgebaut und durch seine Armut an Grundwasservorkommen bekannt ist. Die geringe Speicherfähigkeit, die teilweise rückwärtige Entwässerung über die Sander macht sich in einer hohen Salzkonzentration des Grundwassers unmittelbar vor dem Geestrand bemerkbar, wie noch zu erläutern sein wird. Als Gegensatz kann das Geestrandgebiet zwischen Windbergen, St. Michaelisdonn und Burg/Dithm. herausgestellt werden, das durch besondere Durchlässigkeit des verbreitet sandigen Pleistozäns sowie durch seine Höhenlage günstige Bedingungen für Grundwasserabflüsse in die präholozänen Grundwasserleiter der geestrandnahen Marschgebiete aufweist. Die Anhäufung artesischer Brunnen ist hier wie auch am Südrand der Husumer Geest ein beredtes Zeichen. Im einzelnen wechselt der geologische Aufbau der alten Geest von Ort zu Ort. Die Grundwasserführung und die Zuführung in die zusammenhängenden, angrenzenden Grundwasserleiter

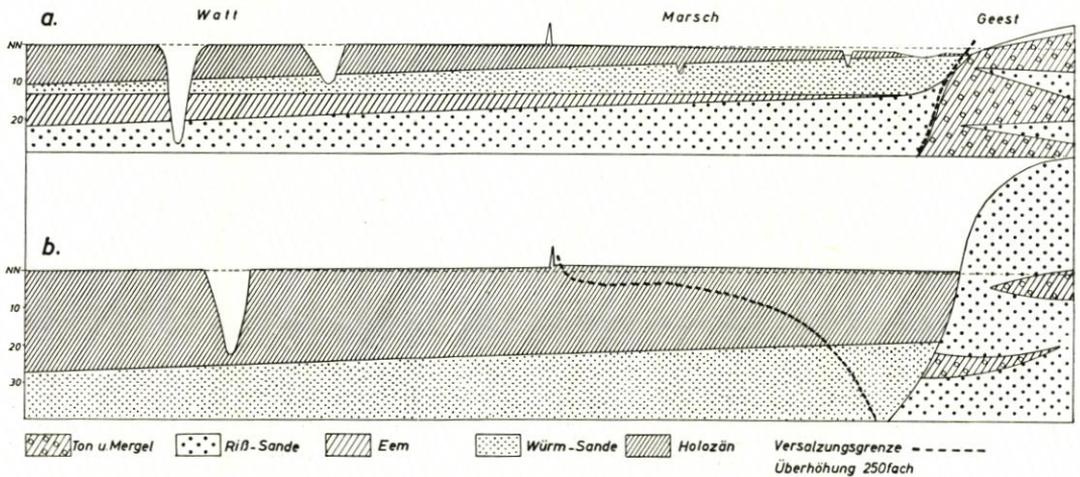


Abb. 1. Schematische Darstellung geohydrologischer Verhältnisse
a: Nordfriesland b: Süder-Dithmarschen

unter der Marsch ist davon in besonderem Maße abhängig. Leider sind die Verhältnisse nicht wie bei den angeführten extremen Beispielen hinreichend genau bekannt. Es muß einstweilen der Hinweis genügen, daß das Ausmaß der Versalzung und die Unterschiede im Salzgehalt weitgehend von dem unregelmäßigen Aufbau der alten Geestrandgebiete abhängig sind und daher ein einfacher Verlauf der „Isohalinen“ nicht zu erwarten ist.

Da von den pleistozänen Grundwasserleitern allein die riß- und würmzeitlichen Schmelzwassersande und -kiese von praktischer Bedeutung sind, können sich die Ausführungen auf diese und die holozänen Verhältnisse beschränken (Abb. 1). Altpleistozäne Grundwasservorkommen sind im Küstengebiet kaum bekannt, tertiäre wie das der Braunkohlensande am Südrand der Husumer Geest (DITTMER, 1956) und einige Kaolinsandvorkommen sind in diesem Zusammenhang nur von örtlicher Bedeutung.

Die Schmelzwasserabsätze — Die Gebiete der alten Geest werden durch teilweise breite Täler, ehemalige Schmelzwasserrinnen, unterbrochen. Die Wiedau und Süderau, Lecker und Soholmer Au, Arlau, Treene und Eider sind nachweislich als bereits am Ausgang der Riß-Vereisung entstanden erkannt worden (DITTMER, 1942, 1952), während wegen der noch nicht völlig geklärten Geschichte des Niederelbtals die Entstehung der weiter südlich

gelegenen Täler wie der Miele noch unklar ist. Die Schmelzwasserrinnen von Eider und Treene verliefen ursprünglich zwischen der schleswigschen Geest und einem von Sylt bis Eiderstedt reichenden Geestgebiet nordwärts, während die Zuflüsse von der Arlau bis zur Wiedau in dieses Tal einmündeten. Später, vermutlich während des Warthe-Vorstößes, erfolgte der Durchbruch über Eiderstedt nach Westen, und am Ende der Riß-Vereisung bestanden jene beiden Hohlformen, die in der nachfolgenden Warmzeit von den Absätzen des Eem-Meeress aufgefüllt wurden, die Nordmann- und die Nordfriesische Rinne (DITTMER, 1951).

Die Absätze dieser Schmelzwasserrinnen, zumeist gröber als die der Würmvereisung, haben eine ausgedehnte Verbreitung und eine ausgezeichnete Verbindung zu den rißzeitlichen Sanden des schleswig-holsteinischen Hinterlandes wie auch zu den westlich vor dem Geestrand gelegenen, im ganzen Bereich von Marsch und Wattenmeer nachgewiesenen und bis in die offene See reichenden Sandergebieten. Gerade im Küstengebiet stellen diese Sande und Kiese einen großräumig zusammenhängenden, mächtigen und sehr ergiebigen Grundwasserleiter dar, der außer über die Talsande teilweise auch über die alte Geest mit großen Einzugsgebieten und Speicherräumen des Landes in Verbindung steht. Während im Norden durch die überlagernden Eem-Absätze Ausdehnung und Lagerungsverhältnisse der rißzeitlichen Schmelzwasserabsätze gut bekannt sind, lassen sich diese südlich der Eider, auch in Eiderstedt selbst, wo das Eem vielfach ausgeräumt ist, meist nicht eindeutig von den würmzeitlichen Sanden und Kiesen trennen, mit denen zusammen sie einen einheitlichen Grundwasserleiter bilden. Auch im Norden liegen beide Absätze in einem 500 bis 1000 m breiten Streifen vor dem Geestrand unmittelbar übereinander, da die Geest-Marsch-Grenze zur Zeit des Höchststandes des Eem-Meeress, der (relativ gegenüber dem Land) um 7 bis 8 m niedriger lag als der heutige, entsprechend weiter westlich verlief als die jetzige.

Während der Würmvereisung wurden die älteren Schmelzwassertäler erneut benutzt, erweiterten sich die sandigen Einzugsgebiete, wurden vor dem Geestrand über dem Eem und den rißzeitlichen Sanden erneut weite Sandergebiete aufgeschüttet, die in Nordfriesland miteinander verschmolzen und verhältnismäßig hoch lagen, während Eider und Elbe in den Urstromtälern den Sand bis weit in das Gebiet der Nordsee verfrachteten und bis zum Beginn der holozänen flandrischen Transgression als Hohlformen erhalten blieben. So entstand ein weiterer ausgedehnter Grundwasserleiter, der lückenlos an der gesamten Westküste verbreitet ist und hier nahezu überall die Basis des Holozäns bildet.

Zusammenfassend läßt sich sagen: Die Verbindung der Grundwasserleiter der alten Geest zu denen der Marschgebiete ist sehr unterschiedlich, sehr gute Verbindungen bestehen dagegen über die Talsande der Flußtäler zu den ausgedehnten Einzugsgebieten des Hinterlandes. Beide Grundwasserleiter aber haben auch, und zwar mit großen Querschnitten, eine unmittelbare Austauschmöglichkeit mit der offenen Nordsee, teilweise sogar innerhalb des Wattenmeeres. Während die Tiefs des Südgebietes mit Ausnahme der Elbe wegen der großen Mächtigkeit des Holozäns dieses nicht durchschneiden, liegen die tiefen Rinnen der nordfriesischen Wattströme alle im Pleistozän, die der Norderhever, Norderau, des Vortrapp- und Lister Tiefs nach Ausräumung des Eems sogar in den Schmelzwassersanden der Riß-Vereisung. Die geologischen Voraussetzungen für eine Versalzung dieser Grundwasserleiter sind also gegeben.

Die holozänen Bildungen — Auch die Ablagerungen der Marschen und Niederungen enthalten naturgemäß Grundwasser, das aber in weitaus geringerem Maße durch Versickerung ergänzt und erneuert wird. Lediglich die obersten Bodenschichten erhalten das durch die Vegetation und die Verdunstung entnommene Wasser während der Wintermonate zurück. Die Beweglichkeit des Grundwassers in den tieferen Schichten ist wegen der Feinkörnigkeit der Absätze weitaus geringer als in den pleistozänen Absätzen. Grundwasserleitende Schichten sind auf wenige Gebiete beschränkt. Die jungen Dünen und alten Nehrungen in Dithmarschen und

Eiderstedt enthalten örtlich nutzbare Grundwasservorkommen. Auch die verhältnismäßig hoch gelegene Marsch Dithmarschens läßt eine gewisse Versickerung in das 10 bis 15 m mächtige schluffig-feinsandige, obere Holozän zu. In keinem Gebiet aber erfolgt eine Einspeisung bis in die pleistozänen Grundwasserleiter. Am hydrostatischen Zustand der unter der Marsch liegenden Grundwasserleiter sind also die in der Marsch fallenden Niederschläge und Oberflächengewässer als Faktor in den meisten Gebieten unter natürlichen Verhältnissen überhaupt nicht beteiligt. Erst die Beseitigung überschüssiger Niederschläge, die später erörtert wird, wird von teilweise entscheidender Bedeutung.

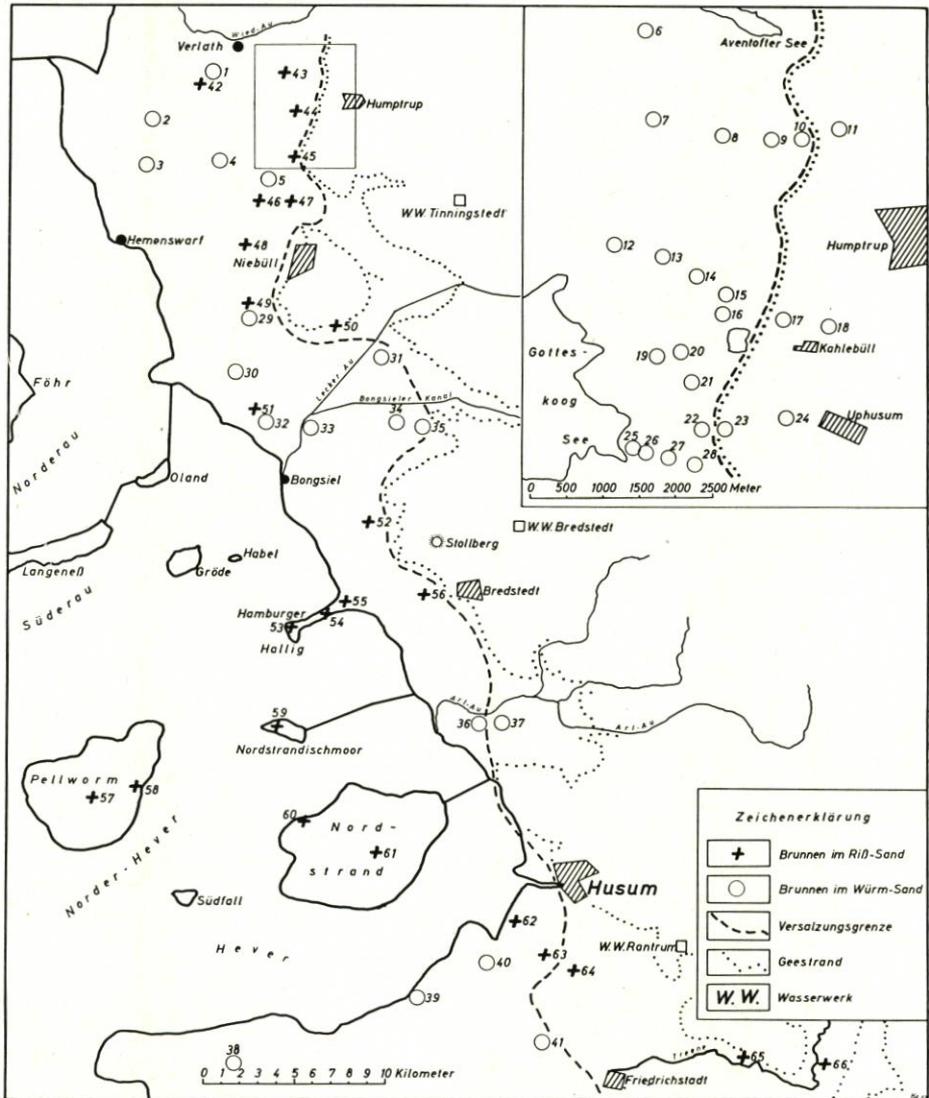


Abb. 2. Lage der Beobachtungsbrunnen und Verlauf der Versalzungsgrenze in Nordfriesland (Cl-Werte siehe Tab. 1)

4. Ausdehnung und Grad der Versalzung

Durch die Einrichtung einer großen Zahl von Grundwasserbeobachtungsbrunnen und die laufende Bestimmung des Chloridgehalts in Brunnen und Bohrungen ist die Versalzungsgrenze an der schleswig-holsteinischen Westküste jetzt ziemlich genau bekannt. Sie folgt, wie aus den Abbildungen 1 und 2 ersichtlich ist, im äußersten Norden unmittelbar der Geest-Marsch-Grenze, umläuft die Niebüller Geestinsel (ein die Marsch durchragender würmzeitlicher Schmelzwassersand), auf der vor der kürzlich eingeleiteten Drainung und Entwässerung durch Schöpfwerke eine erhebliche Versickerung erfolgte, sie quert die Niederungen der Lecker und Soholmer Au und fällt vor der Bredstedter und Schobüller Geest wieder mit dem Geestrand zusammen. Von dort verläuft sie mit kleineren Ausbiegungen nach Eiderstedt zu in Richtung Friedrichstadt, schneidet die Lundener Nehrung, hält sich von der Heider Geest in geringem Abstand, biegt leicht in die Miele-Niederung ein und erweitert ihren Abstand dann nach Süden zu unter dem Einfluß größerer Zuflüsse von der Burger Geest (Abb. 3).

In den Elbmarschen ist eine schärfere Grenze nicht zu erkennen. Die Zone mit Chloridwerten unter 1000 mg/l ist hier ungewöhnlich breit.

Chloridwerte im Grundwasser in mg/l

A. Nordfriesland (Abb. 2)

a) Brunnenfilter 0,5 m unter Oberkante Würm-Sande

1.	7540	15.	1712	29.	90
2.	595	16.	538	30.	1450
3.	4187	17.	39	31.	2660
4.	2895	18.	40	32.	2865
5.	799	19.	2230	33.	4719
6.	3851	20.	110	34.	2890
7.	4653	21.	2213	35.	155
8.	3260	22.	5000	36.	160
9.	525	23.	42	37.	75
10.	148	24.	40	38.	10150
11.	41	25.	4713	39.	4813
12.	7442	26.	2159	40.	941
13.	1040	27.	781	41.	155
14.	4190	28.	1055		

b) Brunnenfilter 1,0 m unter Oberkante Reiß-Sande

42.	6009	51.	3050	60.	344
43.	6909	52.	8544	61.	3020
44.	6904	53.	239	62.	2302
45.	6901	54.	1040	63.	150
46.	2018	55.	1155	64.	25
47.	1450	56.	12622	65.	765
48.	6674	57.	5940	66.	2660
49.	5712	58.	250		
50.	150	59.	3039		

B. Dithmarschen (Abb. 3) (Auswahl)

Brunnenfilter im Würm-Sand

1.	1780	4.	1258	7.	119
2.	1606	5.	365	8.	265
3.	1080	6.	1565	9.	1218

In Nordfriesland weicht die Versalzungsgrenze im Bereich der Verbreitung eemzeitlicher Meeresabsätze in den beiden pleistozänen Grundwasserleitern gewöhnlich etwas voneinander

ab. Die Versalzung in den unteren rißzeitlichen Sanden ist meist stärker und reicht weiter landeinwärts. Wo die Eemabsätze nahe dem Geestrand auskeilen und beide Grundwasserleiter ineinander übergehen, erfolgt eine Beeinflussung der Salzwerte von unten her, offenbar jedoch

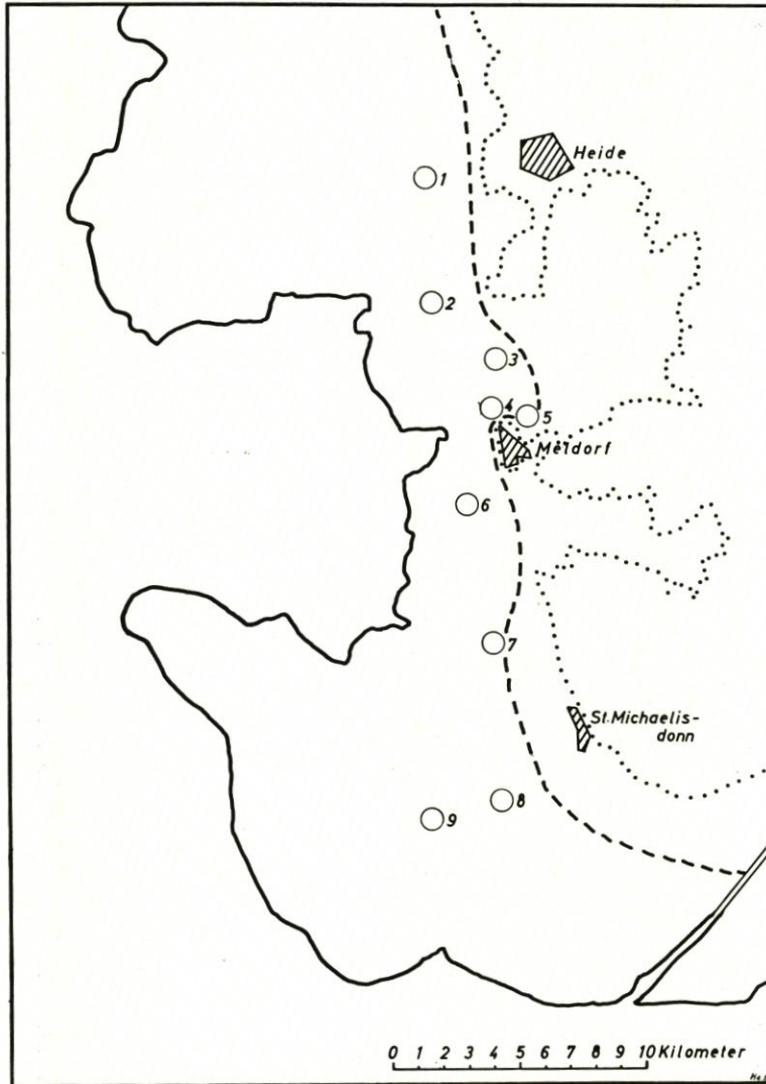


Abb. 3. Lage der Beobachtungsbrunnen und Verlauf der Versalzungsgrenze in Dithmarschen (Cl-Werte siehe Tab. 1)

zur Hauptsache erst als Folge künstlicher Eingriffe. Darauf ist es z. B. zurückzuführen, daß das Aventotter Seegebiet stärker versalzen ist als das des Gotteskoog-Sees (vgl. auch die Salztabelle bei WOHLBERG in diesem Heft). Eine Ausnahme bildet die Arlau-Niederung, vor der stellenweise weit seewärts nur geringe Salzwerte in den rißzeitlichen Sanden beobachtet werden (Norden von Nordstrand, Osten von Pellworm).

Die Stärke der Versalzung (Abb. 2 und 3, Tabelle 1) schwankt entlang der West-

küste in weiten Grenzen und ist sogar in eng begrenzten Räumen teilweise äußerst unterschiedlich. Keineswegs verlaufen die Isohalinen regelmäßig und parallel zum Geestrand. Nur in Gebieten mit großräumig einigermaßen gleichmäßigem Aufbau im Pleistozän und Holozän und ohne künstliche Beeinflussung des hydrostatischen Zustands, wie in Eiderstedt und in Dithmarschen, nimmt der Salzgehalt im Grundwasser in Richtung Nordsee ziemlich regelmäßig zu und erreicht mit 13 000 bis 14 000 mg/l im westlichen Eiderstedt fast den Salzgehalt der Nordsee an der Wattenmeerküste. In anderen Gebieten, z. B. in Nordfriesland vor der Bredstedter Geest, läßt sich teilweise ein umgekehrtes Gefälle in den Chloridwerten beobachten. Während am Fuße des Stollbergs infolge der geringen Zuflüsse von der alten Geest her Werte von 9000 bis 12 000 mg/l erreicht werden, sinken sie in den äußeren Kögen bis auf 2000 bis 3000 mg/l ab und betragen auf der Hamburger Hallig seit vielen Jahren, allerdings örtlich sehr begrenzt, ziemlich konstant sogar nur 350 mg/l. Hier werden Einflüsse sichtbar, die von den stark wasserführenden Tälern der schleswigschen Geest, wohl der Arlau, ausgehen. Die Grundwasserbewegung erfolgt eben nicht senkrecht zum Verlauf des Geestrandes von Land auf See zu oder umgekehrt, sondern kann erheblich davon abweichen.

Sehr hoch liegen auch die Chloridwerte im Gotteskoog, dessen geestwärtige Begrenzung weitgehend aus Geschiebemergel besteht. Durch das besonders enge Netz an Beobachtungsbrunnen war es möglich, die hier oft sehr scharfe Grenze zwischen Süßwasser und Salzwasser genau festzulegen. An einer Stelle nimmt der Chloridgehalt von dem Normalwert von 40 mg auf einer Entfernung von 300 m auf 5000 mg/l zu. In der näheren und weiteren Umgebung schwanken aber auch hier die Salzmenen im Grundwasser beträchtlich, was allerdings nicht allein auf natürliche Ursachen zurückgeführt werden kann.

5. Ursachen der Versalzung

Eine Versalzung der Grundwasserleiter des Küstengebiets bis zum Geestrand kann nur bei entsprechend landwärts gerichtetem Druckgefälle erfolgen. Dieses wird von zahlreichen Faktoren bestimmt und beeinflusst. Zwar verursacht auch bereits bei gefällslosem Grundwasserspiegel der Unterschied im spezifischem Gewicht eine Unterwanderung von Seewasser unter das Süßwasser des Festlands. Ein an der Oberfläche des Grundwasserleiters festgestellter Salzgehalt nimmt mit der Tiefe stets höhere Werte an. So beträgt z. B. der Cl-Wert im Beobachtungsbrunnen 40 (Abb. 2) in 20 m Tiefe 941 mg/l, bei 30 m 1192 und 40 m 3881 mg/l. Der Zustand ruhenden Grundwassers ist jedoch nach den Beobachtungen nirgends vorhanden. Die Linien gleichen Salzgehalts verlaufen nicht waagrecht und fallen nicht schwach, sondern ziemlich steil landwärts ein. Dies bedeutet, daß Grundwasserbewegungen vorhanden sind, die im Verein mit den Dichteunterschieden eine keilförmige Über- und Unterschichtung bedingen, wie sie in ähnlicher Weise aus den Tideflußmündungen der Nordseeküste bekannt ist. Für den Grundwasserspiegel an der seewärtigen Begrenzung des Grundwasserleiters ist die Höhe des mittleren Meeresspiegels maßgebend, im Tidegebiet also das Tidemittelwasser, das sich aus der Schwerlinie der Tidekurve ergibt. Jede Änderung des Tmw wirkt sich auf das Grundwasserdruckgefälle aus. An der schleswig-holsteinischen Westküste liegt das Tidemittelwasser etwa bei Normal Null. Unter diesen Wert können sich unter natürlichen Bedingungen Grundwasserstände selbst an der äußersten Küste nicht absenken. Auch dort, wo die Grundwasserstände Tideschwankungen aufweisen, ergibt sich ein Mittelwert, der dem Tmw gleichkommt.

Die Grundwasserstände am Geestrand ergeben sich aus den Grundwasserständen in den Einzugsgebieten, den Zuflußmöglichkeiten, dem geologischen und morphologischen Aufbau

sowie durch die Abflußmöglichkeiten nach See zu, wobei Mächtigkeit und Körnung des Grundwasserleiters sowie der Weg, den das Grundwasser bis zum Erreichen der offenen See zurückzulegen hätte, ebenfalls von Bedeutung sind. Da keiner dieser Faktoren rechnerisch exakt zu erfassen ist, lassen sich Grundwasserstände nur durch unmittelbare Beobachtungen ermitteln, wenn auch Unterschiede in der Höhe auf die eine oder andere Weise zu erklären sind.

Die Höhenlage des Meeresspiegels hat sich während der holozänen Entwicklung bedeutend verändert. Während der flandrischen Transgression stieg er in unserem Gebiet verhältnismäßig schnell um 40 m an. Um 4000 bis 3000 v. Chr. stand die offene See unmittelbar an Dithmarschens Geestrand, erreichte ihren höchsten Stand aber erst lange nach dem Einsetzen der Verlandung, vermutlich kurz vor Christi Geburt. Seitdem ist dieser noch nicht wieder erreicht worden, wenn auch in der jüngsten erdgeschichtlichen Entwicklung mit kürzeren und geringen Schwankungen des Meeresspiegels gerechnet werden muß. Die Auswirkungen des holozänen Meeresspiegelanstiegs, der aber die Nordsee in Nordfriesland wegen der spät eingetretenen Transgression an keiner Stelle bis an den Geestrand reichen ließ, werden durch zunehmende Sedimentation im transgredierte Gebiet überlagert, was eine fortschreitende Überdeckung der pleistozänen Grundwasserleiter durch mehr oder weniger undurchlässige Schichten und damit eine Vergrößerung des Durchflußwiderstands bedeutet. Es liegt also auch für die Vergangenheit nicht der einfache Fall vor, daß Meeresspiegelanstieg Versalzung und ein Absinken Aussüßung bedeutet.

In Nordfriesland ist die größte Ausdehnung des holozänen Festlands schon in vorchristlicher Zeit erreicht worden. Die Sturmflutkatastrophen des 14. und 17. Jahrhunderts haben zu starken Einbrüchen geführt, als deren Folge tiefe Erosionsrinnen neuer Wattströme entstanden. Obwohl der Meeresspiegel heute trotz des Anstiegs während der letzten hundert Jahre zweifellos nicht höher liegt als in der Zeit vor mehr als zweitausend Jahren, ist die Versalzung des Grundwassers heute sicher ungleich stärker als damals. In Dithmarschen dagegen hat sich in nachchristlicher Zeit, auch in den letzten tausend Jahren, die Sedimentation vor der Küste und die Verlandung fortgesetzt, und es ist denkbar, daß hier noch in jüngster Vergangenheit eine Abnahme im Salzgehalt des Grundwassers stattfand. Die durch den morphologischen Zustand am Ende der letzten Vereisung bedingten faziellen Unterschiede in der geologischen Entwicklung zeichnen sich also in ähnlicher Weise auch in den verschiedenartigen Grundwasserverhältnissen ab.

Da in der Marsch selbst die Grundwasserleiter im allgemeinen durch undurchlässige holozäne Schichten abgedeckt sind und das Grundwassergefälle sich aus dem Grundwasserdruck am Geestrand, der Länge des durchflossenen Grundwasserleiters und dem jeweiligen Tidemittelwasser ergibt, muß unter natürlichen Verhältnissen je nach der Höhe des landseitigen Grundwasserdrucks der Grundwasserstand in der Marsch stets über dem Tmw liegen; das Grundwasser muß gespannt sein, es muß eine seewärts gerichtete Grundwasserströmung entstehen, zumindest in den oberen Schichten des Grundwasserleiters. Die Versalzungsgrenze muß in jedem Fall wenigstens in einiger Entfernung vom Geestrand liegen. Derartige Verhältnisse finden sich auch tatsächlich in den bereits genannten und durch eine große Zahl artesischer Brunnen gekennzeichneten Gebieten. In diesen Fällen fällt das Pleistozän am Geestrand steil unter die holozänen Ablagerungen ein. Die Abdeckung ist praktisch vollkommen.

Tatsächlich liegen jedoch die Grundwasserstände, besonders in den Niederungen des Gotteskoogs und des Bongsieler Gebiets, vielfach erheblich unter dem möglichen natürlichen Niedrigststand, dem Tmw. Das Grundwasser ist hier nicht artesisch, es steht auch nicht unter voller Spannung, sondern es ist teilweise entspannt. Es liegt oft nur wenig über den künstlich gehaltenen Oberflächenwasserständen, die in den Sielzügen und Entwässerungs-

gräben bis zu $-2,0$ m NN abgesenkt werden können. Ihnen suchen sich die Grundwasserstände anzupassen. Die holozäne Abdeckung ist in den Geestrandgebieten schwach, in den oft unvollkommen verlandeten Gebieten des östlichen Gotteskoogs und des Bongsieler Gebiets fehlt sie stellenweise ganz. Ehemalige Seebecken (Gotteskoog-, Aventofter, Kahlebüller und Bottschlotter See), Sielzüge und Parzellengräben schneiden vielfach in den pleistozänen Grundwasserleiter ein. Je nach der Mächtigkeit des überlagernden Kleis und Torfs entsteht, oft deutlich sichtbar, Grundwasserauftrieb und Qualmwasser in erheblichen Mengen.

Diese Entspannung des Grundwasserspiegels in den geestrandnahen Niederungen führt zwangsweise zu einem landwärts gerichteten Druckgefälle, sobald die Grundwasserstände künstlich unter Tmw abgesenkt werden, aber auch zu einer Absenkung der Grundwasserstände auf den randlichen Geestgebieten. Denn an dem aufdringenden Qualmwasser ist auch das Grundwasser der Geest beteiligt, und als Folge der Entspannung findet eine allmählich fortschreitende, wenn auch nachhinkende Grundwasserabsenkung auf dem Geestrand statt, die zu einer Gefällsverminderung führt. Dagegen ist natürlich das von der See her bestehende Gefälle konstant, da das Tmw nicht zu beeinflussen ist. Jede Entspannung, d. h. jede künstliche Absenkung der Grundwasserstände in der Marsch, stört unter den beschriebenen Verhältnissen den Gleichgewichtszustand im Grundwasserhaushalt, sie führt zwangsläufig zur Versalzung. Jede Intensivierung der Entwässerung hat eine weitere Erhöhung des Salzgehalts zur Folge.

Diese durch ein reiches Beobachtungsmaterial belegte Entwicklung ist nicht erst durch die Errichtung von Schöpfwerken herbeigeführt worden. Seit der Bedeichung ist jede Entwässerungsart eine künstliche. Gezeitensiele schützen nicht nur gegen Sturmfluten, sie schließen jede Tidebewegung aus. Das hat zur Folge, daß zusammen mit dem Ausbau des Entwässerungssystems, das weit größere Querschnitte hat als ein natürliches, der Binnenwasserstand während eines wesentlichen Teils des Jahres bis in die Nähe des Mitteltideniedrigwassers abgesenkt werden kann. Der Bau von Schöpfwerken hat insofern noch größere Auswirkungen, als sie jeden gewünschten Wasserstand während des ganzen Jahres zu halten in der Lage sind und auch Gebiete entwässern können, die sich wegen des zu langen Vorflutweges mit den üblichen Methoden nicht entwässern lassen. Leider liegen Grundwasserbeobachtungen aus der Zeit vor der Inbetriebnahme der ersten größeren Schöpfwerke Verlath und Hemenswarf im Gotteskooggebiet nicht vor. Nach der Verstärkung des Schöpfwerks Verlath im Jahre 1951 auf die doppelte Leistung zeigt der Vergleich der Chloridwerte im Grundwasser einen sprunghaften Anstieg unmittelbar nach der intensivierten Entwässerung. Im Bongsieler Gebiet ist die Entwicklung weniger weit fortgeschritten, aber auch hier weist der Salzgehalt mit dem fortschreitenden Ausbau der Entwässerung eine steigende Tendenz auf.

Der augenblickliche wasserwirtschaftliche Zustand der nordfriesischen Niederungen ist letzten Endes eine Folge erdgeschichtlicher Vorgänge, mangelhafter Verlandung, frühzeitiger Bedeichung und von Setzungen, die wiederum durch künstliche Entwässerung bedingt und gefördert werden. So wie die Kultivierung dieser Gebiete durch die Geschichte der Landschaft bedingt war, hat sie ihrerseits tief in die natürliche erdgeschichtliche Entwicklung eingegriffen. Das Auftreten salzigen Qualmwassers in großen Mengen unmittelbar am Geestrand und anderen Gebieten mit geringer Marschbedeckung ist eine Folge der durch die Forderungen der Landwirtschaft bedingten wasserwirtschaftlichen Maßnahmen, die den Wasser- und Grundwasserhaushalt sehr stark beeinflusst haben.

Aber auch der Ausbau der Entwässerung besonders in den flachen Sandergebieten der Geest ist geeignet, die Grundwasserhältnisse im Küstengebiet zugunsten der Versalzung zu beeinträchtigen. Der Ausbau und die Begradigung von Vorflutern sowie Drainungen beschleunigen die oberflächliche Entwässerung, vermindern den Versickerungsanteil der Nieder-

schläge und den Grundwasservorrat, müssen schließlich eine Absenkung der Grundwasserstände auf der Geest und damit eine Verminderung des Druckgefälles von der Geest zur Marsch herbeiführen, die sich schließlich wieder auf die Lage der Versalzungsgrenze auswirkt.

6. Auswirkungen der Versalzung

Es bedarf keiner weiteren Erörterung, daß die Gewinnung von einwandfreiem Trinkwasser, von einigen kleinen Gebieten abgesehen, in den Marschen der schleswig-holsteinischen Westküste infolge des hohen Salzgehalts des Grundwassers ausgeschlossen ist. Auch ohne Versalzung wäre zwar wegen mangelhafter Qualität des Grundwassers und der Schwierigkeiten der Aufbereitung die Errichtung von Wasserversorgungsanlagen hier kaum möglich, die bis an den Geestrand herangerückte Versalzungsgrenze zwingt jedoch dazu, Gruppenwasserwerke für die Versorgung der Marsch weiter zurück auf die Geest zu legen. Das führt zu längeren und stärkeren Rohrleitungen und damit zu erhöhten Kosten. Das Wasserwerk für das Gotteskooggebiet, das nach dem Plan von 1940 ohne volle Berücksichtigung der Versalzungsgefahr am Geestrand bei Bosbüll entstehen sollte, würde, wenn es dort errichtet worden wäre, heute salzhaltiges Wasser fördern. Das jetzt in Tinningstedt errichtete Werk „Dreiharden“ liegt außerhalb der Gefahrenzone.

Die Tränkwasserversorgung, die in den Marschen gewöhnlich aus Gräben oder Kuhlen erfolgt, ist in all den Gebieten gefährdet, in denen salziges Qualmwasser in Gräben und Sielzügen auftritt und selbst unter Vermischung mit dem Niederschlagswasser, allerdings im Sommer auch unter dem Einfluß der Verdunstung, zu Chloridwerten von mehreren tausend mg/l führt. Eine rationelle Viehzucht wird besonders dann unmöglich, wenn zu geringe Kleimächtigkeiten die Anlage von Kuhlen nicht gestatten, wie sie auf Pellworm und in Eiderstedt üblich ist und dort unter normalen Witterungsbedingungen trotz versalzener Grundwasser und versalzener Gräben die Tränkwasserversorgung ausreichend sicherstellt. In einzelnen allerdings flächenmäßig nicht sehr großen Gebieten wird zur Aufrechterhaltung einer gesunden Viehwirtschaft in Zukunft die Tränkwasserversorgung aus dem zentralen Versorgungsnetz erforderlich werden. Auch in anderen Gebieten mit qualitativ schlechtem Grabenwasser dürfte die Versorgung mit einwandfreiem Tränkwasser zweckmäßig sein. Die entstehenden Kosten dürften zum größten Teil durch Leistungssteigerungen ausgeglichen werden.

Wenn große Qualmwassermengen anfallen, wirkt sich dies in erhöhten Schöpfwerkskosten aus. Der Anteil des Grundwassers, das mitgeschöpft werden muß, läßt sich ziemlich genau errechnen, wenn der Salzgehalt des Grundwassers und der des vom Schöpfwerk gepumpten Mischwassers bekannt sind. Aus den laufend seit zehn Jahren an zahlreichen Beobachtungsbrunnen im Gotteskooggebiet ermittelten Chloridwerten des Grundwassers und des Wassers am Schöpfwerk Verlathe ergibt sich z. B., daß der Grundwasseranteil oft bis zu 50% beträgt. Das bedeutet bei einer Schöpfwerksleistung von etwa 2 Millionen m³ in 24 Stunden, daß darin 1 Million m³ Grundwasser enthalten ist, was dem Jahresbedarf einer Stadt von 20 000 Einwohnern entspricht. Das mitgeschöpfte Salz würde schon bei einem Chloridgehalt von 1000 mg/l, der tatsächlich oft erheblich überschritten wird, umgerechnet in kristallisiertes Salz täglich zwei Güterzüge mit je 60 Waggonen zu 15 t füllen können.

Erhöhte Schöpfwerkskosten würden zwar auch anfallen, wenn es sich um nicht versalzenes Qualmwasser handelte. Sie sind unter den hier gegebenen Verhältnissen aber eine Folge der Errichtung des Schöpfwerks, das erst diese Mengen Qualmwasser entstehen läßt und damit die Erhöhung der Schöpfleistung bedingt. Eine Begleiterscheinung ist die dadurch

gleichzeitig verursachte Versalzung. Diese Beziehung gewinnt noch dadurch an Bedeutung, daß das versalzene Grundwasser aus dem Entstehungsgebiet über weitere Gebiete verschleppt wird, so daß der Bereich versalzenen Grabenwassers viel größer ist als der, in dem tatsächlich Grundwasser austritt.

Unter ungünstigen Umständen können sich auch Auswirkungen auf den Boden und dessen Wasser- und Ionenhaushalt ergeben. In intensiv entwässerten Gebieten wird das Grundwasser durch einschneidende Gräben und Sielzüge teilweise entspannt. In benachbarten Gebieten, wo Gräben nicht in den Grundwasserleiter einschneiden, wird die Entspannung nicht denselben Grad erreichen. Hier dringt versalzenes Grundwasser als frei bewegliches Porenwasser und als Kapillarwasser auf. Bei gespanntem Grundwasser aber nimmt die Kapillarität den mehrfachen Betrag der normalen an. Bei geringer Klei- oder Torfauflage und ausreichender Durchlässigkeit steigt salzhaltiges Grundwasser bis an die Oberfläche des Bodens auf und führt in niederschlagsarmen Zeiten zu hohen Salzkonzentrationen und Auskristallisierung von Salz. Derartige Flächen sind vom Bottsclotter See, Kleiseer Koog sowie vom Gotteskoog- und Aventofter See bekannt (WOHLENBERG, 1953 und Aufsatz in diesem Heft). Wesentlich größer als diese verhältnismäßig kleinen Gebiete sind jene, wo Salz zwar nicht an der Oberfläche ausblüht, aber immerhin noch in die Wurzelzone gelangt. Wie weit sich das Aufsteigen frei beweglichen Porenwassers durch enge Entwässerung oder Drainung verhindern läßt, hängt von der Stärke und Durchlässigkeit der aufliegenden Schichten ab. Ist die Auflage geringer als die Mindestdraintiefe, so müßten die Drainrohre in den Grundwasserleiter verlegt werden, wodurch eine Grundwasserabsenkung mit dem Anfall großer Wassermengen und eine weitere Zunahme der Versalzung erreicht würde. Eine solche Maßnahme ist zwar technisch durchführbar, bedingt aber den schwierigen und kostspieligen Ausbau tieferer Vorfluter. Ob sie wirtschaftlich zu vertreten ist, hängt außerdem von der Güte und dem Wasserhaltungsvermögen des Bodens ab, da gerade in den in Betracht kommenden Gebieten häufiger niederschlagsarme Zeiten zu Dürreschäden führen.

Die erhöhte Kapillarität läßt sich zwar durch geeignete Entwässerung und Drainung auf den normalen Wert zurückbringen, aber nicht aufheben. Unter welchen Bedingungen im einzelnen salziges Grundwasser Vegetationsschäden hervorrufen kann, ist noch nicht eingehend untersucht. Auf der Insel Pellworm reicht erfahrungsgemäß eine Abdeckung mit 1 m mächtigem, schwerem Klei bei stark versalzener, nicht gespanntem Grundwasser und erheblich versalzener Grabenwasser aus, um Vegetationsschäden zu verhindern. Bei nur 40 bis 50 cm Klei stellt sich Salzflora ein.

Die Einwirkungen auf den Boden und die Bodenbildung sind an der schleswig-holsteinischen Westküste noch nicht näher untersucht. Nach niederländischen Forschungsergebnissen (v. D. MOLEN und SIEBEN, 1955) bilden sich hochliegende Reduktionshorizonte bei aufsteigendem Grundwasser. Da das Grundwasser nicht nur die Salze des Meerwassers, sondern auch meist große Mengen an Eisen- und Schwefelverbindungen mit sich führt, ergeben sich weitere unerwünschte und nachteilige Auswirkungen auf die Bodenstruktur, auf die hier nicht näher eingegangen werden soll. Auch auf diesem Gebiet sind eingehende Untersuchungen dringend erforderlich. In den Gräben mit aufquellendem Grundwasser wird meist eine starke Ausfällung von Eisen beobachtet. Wegen der Bildung von Eisenoxydhydrat in Drainrohren wird auf die niederländischen Erfahrungen verwiesen (v. D. MOLEN und SIEBEN, 1955).

Abschließend sei erörtert, in welchen Gebieten der schleswig-holsteinischen Westküste Schäden durch versalzenes Grundwasser entstehen können. Versalzungserscheinungen in Gräben und Sielzügen können überall auftreten, wo diese in grundwasserleitende Schichten des Pleistozäns oder feinsandig-schluffigen Holozäns einschneiden und die Wasserstände erheblich unter NN gehalten werden. Diese Bedingungen sind auf erheblichen Flächen des Gotteskoog-

und Bongsieler Gebiets sowie auf der Insel Pellworm gegeben. Alle übrigen Gebiete haben entweder bei niedriger Geländelage einen mächtigen und undurchlässigen Untergrund wie im nördlichen Eiderstedt oder bei salzwasserführendem schluffig-feinsandigem Holozän eine hohe Geländelage und wenig tiefe Entwässerung, wie im südlichen Eiderstedt und großen Teilen Dithmarschens, sind also weder jetzt noch in Zukunft gefährdet.

Da Vegetationsschäden erst bei weit geringerer als der der Tiefe der Gräben und Sielzüge entsprechenden Kleimächtigkeit auftreten können, sind die davon betroffenen Flächen wesentlich kleiner als das Gebiet versalzener Gräben. Zunächst scheidet diejenigen Teile aus, die salzhaltiges Grundwasser im Holozän führen, weil dann die Kleidecke stark genug ist, ferner alle Gebiete, die eine Kleidecke von 1 m und mehr oder eine Gesamtmächtigkeit anderer holozäner Ablagerungen (Torf und Faulschlamm) von 1,5 m und mehr über pleistozänen Sanden haben. Gewisse Gefahren bestehen noch bei durchlässigen Böden bis zu 2 m Mächtigkeit, doch lassen sich diese durch entsprechende Entwässerung beseitigen, wenn solchen Maßnahmen nicht andere wasserwirtschaftliche Gesichtspunkte entgegenstehen. Insgesamt belaufen sich die Flächen im Gotteskooggebiet, auf denen die Vegetation Salzsäden erleiden kann, auf einige hundert Hektar. Im Bongsieler Gebiet tragen etwa 300 ha bereits Salzflora. Die Versalzungsvorgänge sind hier jedoch keineswegs abgeschlossen. Die Flächen mit geringmächtigem Holozän sind erheblich größer, so daß noch mit einer Erweiterung der von der Versalzung bedrohten Flächen gerechnet werden muß.

Die Gebiete, die von der Versalzung bedroht sind, sind also gemessen an der Gesamtfläche der Marschen sehr klein und fallen wirtschaftlich nicht sehr ins Gewicht. Von entscheidender Bedeutung werden sie erst durch die Maßnahmen, die zu ihrer Inkulturnahme notwendig sind und die sich auf den Wasser- und Grundwasserhaushalt weitaus größerer Gebiete auswirken. Werden diese von der Versalzung betroffenen oder bedrohten niedrigst gelegenen Gebiete durch intensive Entwässerung kultiviert, so wird die Frage einer etwa notwendigen Bewässerung für das Gesamtgebiet zu einem schwierigen Problem, das hier nicht näher erörtert werden soll.

Nachdem nun die geologischen und hydrogeologischen Grundlagen weitgehend erarbeitet, die wechselseitigen Beziehungen zwischen Grundwasserhaushalt, Versalzungsvorgängen und wasserwirtschaftlichen Maßnahmen erkannt sind, müssen die Erkenntnisse bei Planungen in diesen Gebieten von vornherein berücksichtigt werden. Es werden also Maßnahmen zu treffen sein, der fortschreitenden Versalzung Einhalt zu gebieten und sie nach Möglichkeit zurückzudrängen.

7. Zusammenfassung

Eine Versalzung des küstennahen Grundwassers kann erfolgen:

1. durch Auslaugung aus älteren salzhaltigen Formationen. Diese Möglichkeit ist an den Salzstrukturen von Marne—Heide—Süderstapel und Oldenswort gegeben. Eine derartige Versalzung ist im Treenetal nachgewiesen;
2. durch Auslaugung primären Salzgehalts holozäner Ablagerungen, die praktisch ohne Bedeutung ist;
3. durch Eindringen von Seewasser in die quartären Grundwasserleiter, für das die natürlichen Voraussetzungen an der schleswig-holsteinischen Westküste überall gegeben sind.

Von ausschlaggebender Bedeutung für das verschiedene Ausmaß der Versalzungerscheinungen sind erkannt worden: der wechselnde geologische Aufbau in den Geestrandgebieten und

die Beziehungen zum Einzugsgebiet der Geest sowie zu den Grundwasserleitern unter den nacheiszeitlichen Ablagerungen der Marsch, Veränderungen des mittleren Meeresspiegels, die geologische Entwicklungsgeschichte des Küstengebiets und die wasserwirtschaftlichen Maßnahmen in der Marsch. Wichtigste Grundwasserleiter der Marsch sind die riß- und wärmzeitlichen Schmelzwassersande.

Die Versalzungsgrenze liegt in den meisten Gebieten am oder in geringer Entfernung vom Geestrand.

Der Grad der Versalzung schwankt außerordentlich. In der Nähe des Geestrandes liegen die höchsten Werte mit 7500 mg/l Cl im östlichen Gotteskoog und mehr als 12 000 mg/l vor der Bredstedter Geest. Die auch örtlich stark schwankenden Werte sind durch den wechselnden geologischen Aufbau sowie durch wasserwirtschaftliche Maßnahmen bedingt.

Die Ursachen der Versalzung liegen 1. im Unterschied des spezifischen Gewichts von See- und Süßwasser, 2. dem zu geringen Grundwasserdruck am Geestrand, der auch unter natürlichen Bedingungen die Versalzungsgrenze nicht über die Deichlinie hinauszuschieben vermag, 3. in den von der Landwirtschaft geforderten wasserwirtschaftlichen Maßnahmen, die besonders zu den starken Versalzungerscheinungen in den Niederungen des Gotteskoogs und des Bongsieler Gebiets führten. Da bei konstantem Meeresspiegel das Grundwasserdruckgefälle von der See zum Land nur durch solche Eingriffe erzeugt werden kann, ist der Nachweis eindeutig.

Die Auswirkungen der Versalzung zwingen zu einer Verlegung der Gruppenwasserwerke auf die Geest, sie beeinträchtigen die Tränkwasserversorgung in Gebieten, wo Gräben und Sielzüge infolge aufsteigenden Grundwassers hohe Salzwerte aufweisen. Bei zu geringer Bedeckung mit nacheiszeitlichen Ablagerungen erfolgt durch Aufsteigen salzigen Grundwassers eine Beeinflussung des Wasserhaushalts der oberen Bodenschichten und damit der Vegetation. Das bedingt eine sorgfältige Planung der Meliorationsaufgaben.

Die von der auch an der Oberfläche wirksamen Versalzung betroffenen Gebiete beschränken sich zur Hauptsache auf verhältnismäßig kleine Flächen des östlichen Gotteskoogs und des Bongsieler Gebiets. Weit bedeutungsvoller sind die wasserwirtschaftlichen und kulturbaulichen Maßnahmen, welche die Kultivierung dieser Gebiete anstreben und dabei den Wasser- und Grundwasserhaushalt sowie die wasserwirtschaftliche Planung in weitaus größeren Flächen stark in ungünstigem Sinne beeinflussen.

Nachdem die geologischen und hydrogeologischen Grundlagen der Grundwasserversalzung weitgehend geklärt sind, ist es notwendig, diese naturwissenschaftlichen Erkenntnisse bei allen landwirtschaftlichen und technischen Planungen besonders zu berücksichtigen.

8. Schriftenverzeichnis

1. DITTMER, E.: Schichtenaufbau und Entwicklungsgeschichte des Dithmarscher Alluviums. Westküste Bd. I, 1938.
2. DITTMER, E.: Die Grundwasserverhältnisse in der nordfriesischen Marsch und die Gefahr der Versalzung der Niederungen. Amtlicher Bericht der Forschungsstelle Westküste vom 12. 7. 1939 (Unveröffentlicht).
3. DITTMER, E.: Wasserversorgung des Gotteskooges. Amtlicher Bericht der Forschungsstelle Westküste vom 9. 7. 1940 (Unveröffentlicht).
4. DITTMER, E.: Das nordfriesische Eem. Ein Beitrag zur Geschichte der junginterglazialen Nordsee. Kieler Meeresforschungen, 1941.
5. DITTMER, E.: Die Küstensenkung an der schleswig-holsteinischen Westküste. Forschungen und Fortschritte 17/18, 1948.
6. DITTMER, E.: Das Eem des Treenetals. Schriften Naturw. Ver. Schlesw.-Holstein Bd. XXV, Karl-Gripp-Festschrift, 1951.

7. DITTMER, E.: Die nacheiszeitliche Entwicklung der schleswig-holsteinischen Westküste. Meyniana Bd. I, 1952.
8. DITTMER, E.: Die Grundwasserverhältnisse der schleswig-holsteinischen Marschen und deren Versalzung. Amtlicher Bericht der Forschungsstelle Westküste vom 10. 12. 1953 (Unveröffentlicht).
9. DITTMER, E.: Der Mensch als geologischer Faktor an der Nordseeküste. Eiszeitalter und Gegenwart 4/5, 1954.
10. DITTMER, E.: Zur Geschichte der Landschaft und der Warften Nordfrieslands. Jaarsversl. Vereenig. Terponderzoek. Groningen 1954a.
11. DITTMER, E.: Entwässerung der Marsch durch Sickerbrunnen? Wasser und Boden 9, 1956.
12. DITTMER, E.: Ein neues Vorkommen von Braunkohlensanden. Meyniana Bd. 5, 1956 a.
13. FISCHER, O.: Landgewinnung und Landerhaltung in Schleswig-Holstein. Bd. 7: Hydrographie des Küstengebietes. Berlin 1955.
14. GRIPP, K. und SIMON, W. G.: Untersuchungen über den Aufbau und die Entstehung der Insel Sylt. I. Nord-Sylt. Westküste Bd. II, 1940.
15. GRIPP, K. und DITTMER, E.: Die Entstehung Nordfrieslands. Die Naturwissenschaften H. 39, 1941.
16. GRIPP, K.: Entstehung und zukünftige Entwicklung der Deutschen Bucht. A. d. Arch. d. Deutschen Seewarte u. d. Marineobservatoriums, 1944.
17. HECHT, F., HELMS, H. v. und KEHRER, W.: Reflection-Seismic Exploration of Schleswig-Holstein, Germany, and its geological interpretation by well data. Proceedings of the Fourth World Petroleum Congress Section I/F, Reprint 4, 1956.
18. HECK, H.-L.: Grundwasserverhältnisse und geologischer Bau im schleswig-holsteinischen Marsch- und Nordseeinselgebiet. Sitz.-Ber. d. pr. geol. L.-A. H. 6, 1931.
19. HECK, H.-L.: Das Grundwasser im Zusammenhang mit dem Bau Schleswig-Holsteins. Pr. geol. L.-A., 1932.
20. HECK, H.-L.: Marines Pliozän in Schleswig-Holstein und der „Bredstedter Ton“. Jahrb. Reichsamt f. Bodenf. 63, 1942.
21. HECK, H.-L.: Versalzungen von Grundwässern in Schleswig-Holstein, deren Umfang und Ursachen. Reichsamt f. Bodenf., 1943.
22. HECK, H.-L.: Der Grundwasserschatz Schleswig-Holsteins — ein Wegweiser zur Wassererschließung für jedermann. Hamburg 1948.
23. HECK, H.-L.: Grundwasser-Atlas Schleswig-Holsteins. Hamburg 1948 a.
24. HECK, H.-L.: Die Grundwassernot in Schleswig-Holstein. Schrift. Naturw. Ver. Schl.-Holst., Kiel 1948.
25. HECK, H.-L.: Die hydrogeologischen Grundlagen für die künftige Wasserwirtschaft in Schleswig-Holstein. GWF H. 5, 1948 b.
26. JOHANNSEN, A.: Die Küsten- und Untergrundversalzung in Schleswig-Holstein. GWF H. 10, 1954.
27. MOLEN, W. H. v. d. und SIEBEN, W. H.: Over de landbouwkundige betekenis en de kartering van de kwel in de Noordoostpolder. Van Zee tot Land Nr. 12, Zwolle 1955.
28. RICHTER, W. und FLATHE, H.: Die Versalzung von küstennahem Grundwasser, dargestellt an einem Teil der deutschen Nordseeküste. Deutsche Berichte zur Internationalen Hydrologischen Tagung in Rom 1954, Bonn 1956.
29. SIMON, W. G.: Der voralluviale Untergrund des nordfriesischen Wattenmeeres. Kieler Meeresf., 1941.
30. VINCK, F.: Die Grundwasserversalzung in Schleswig-Holstein. Ursache, Umfang, Bedeutung und Bekämpfung. Bes. Mitt. Dt. Gewässerkdl. Jahrb. Nr. 12, 1955.
31. WOHLBERG, E.: Bericht über den Stand der Untersuchungen im Gortekoog. Aml. Ber. d. Forsch.-Stelle Westküste v. 5. 10. 1953 (Unveröffentlicht).
32. WOLFF, W.: Erdgeschichte und Bodenaufbau Schleswig-Holsteins, Hamburg 1922.
33. WOLFF, W. und HECK, H.-L.: Erdgeschichte und Bodenaufbau Schleswig-Holsteins, Hamburg 1949.