D A

Osteuropastudien der Hochschulen des Landes Hessen

Reihe I

GIESSENER ABHANDLUNGEN
ZUR AGRAR- UND WIRTSCHAFTSFORSCHUNG
DES EUROPÄISCHEN OSTENS

Band 2

Peter Janitzky

Salz- und Alkaliböden und Wege zu ihrer Verbesserung

Ein Vergleich russischer und amerikanischer Forschungsergebnisse

Arbeit aus dem
Institut für Bodenkunde und Bodenerhaltung
der Justus Liebig-Universität Gießen

1957

Im Kommissionsverlag Wilhelm Schmitz Gießen

Osteuropastudien der Hochschulen des Landes Hessen

Reihe I

ISRIC LIBRARY
Salt
9
Wageningen, The Netherlands

GIESSENER ABHANDLUNGEN ZUR AGRAR- UND WIRTSCHAFTSFORSCHUNG DES EUROPÄISCHEN OSTENS

herausgegeben

vom

Institut für kontinentale Agrar- und Wirtschaftsforschung
der Justus Liebig-Universität Gießen

Band 2

Scanned from original by ISRIC – World Soil Information, as ICSU World Data Centre for Soils. The purpose is to make a safe depository for endangered documents and to make the accrued information available for consultation, following Fair Use Guidelines. Every effort is taken to respect Copyright of the materials within the archives where the identification of the Copyright holder is clear and, where feasible, to contact the originators. For questions please contact soil.isric@wur.nl indicating the item reference number concerned.

1957

Im Kommissionsverlag Wilhelm Schmitz Gießen

ISN 1116

Peter Janitzky

Salz- und Alkaliböden und Wege zu ihrer Verbesserung

Ein Vergleich russischer und amerikanischer Forschungsergebnisse

1957

Im Kommissionsverlag Wilhelm Schmitz Gießen

Beitrag der Sektion Bodenkunde und Bodenerhaltung
(Leiter: Prof. Dr.-Ing. H. Kuron)

Institut für Bodenkunde
und Bodenerhaltung
der Justus Liebig-Universität
Giessen, Ludwigstrasse 23

Alle Rechte,
auch das der Übersetzung in fremde Sprachen, vorbehalten.
© Wilhelm Schmitz Verlag Gießen, 1957.
Printed in Germany.

Textzeichnungen vom Verfasser, Karten im Anhang: Hanna Tode
Druck: von Münchowsche Universitätsdruckerei Wilhelm Schmitz in Gießen

Inhaltsverzeichnis

Seite

Einleitung 9

Erster Teil

I. Die Bodensalze 16

II. Regionale Voraussetzungen für das Auftreten versalzter Böden 17

A. Entstehung, Bewegung und Anhäufung der Salze . 17

1. Geologische und geochemische Wirkungsfaktoren 17

2. Äolische Salzbewegungen 20

3. Biologischer Salzkreislauf 20

4. Flußwasser als Salzspender 23

B. Der Einfluß von Klima und Relief auf die Salzanhäufung 25

1. Klima 26

a) Niederschläge und Temperaturen 26

b) Trockenwinde 27

2. Relief 29

a) Makro- und Mesorelief 30

b) Mikrorelief 31

3. Salzprovinzen 33

a) Provinz der Chloridversalzung 35

b) Provinz der Sulfat-Chloridversalzung . . . 35

c) Provinz der Chlorid-Sulfatversalzung . . . 35

d) Provinz der Sulfat-Sodaversalzung . . . 36

Zweiter Teil

III. Salzanhäufung in Grundwasser, Bodenlösung und Boden 38

A. Salzanhäufung im Grundwasser 38

1. Faktoren der Grundwasserversalzung . . . 38

2. Grenzen der Salzanhäufung im Grundwasser . 44

3. Stadien der Grundwasserversalzung 46

B. Salzansammlung in der Bodenlösung 52

C. Salzansammlung im Boden 55

1. Differenzierung der Salze im Profil 55

2. Vergleich einiger Versalzungsgebiete 58

3. Sekundäre Versalzung 63

a) Versalzung längs der Bewässerungsgräben . 65

b) Allgemeine Versalzung des bewässerten Geländes 66

IV. Die Salzdynamik in den versalzten Böden 68

1. Die jahreszeitliche Salzbewegung im Profil . . . 69

2. Der Salzhaushalt bei bewässerten und unbewässerten Böden 70

Seite

3. Typen des jahreszeitlichen Salzhaushaltes . . . 75
a) Irreversibler Versalzungshaushalt 76
b) Reversibler Haushalt 76
c) Irreversibler Entsalzungshaushalt 76

Dritter Teil

V. Zur Klassifikation der versalzten Böden 78
1. Allgemeine Betrachtungen 78
2. Die Einteilung der versalzten Böden und Solontschaks 82
a) Wiesensolontschak 86
b) Typischer Solontschak 87
c) Reliktsolontschak 88
VI. Die solonzierten Böden 89
A. Entstehung des Solonez 89
1. Theorien der Solonezbildung 89
2. Theorien über die Entstehung der Soda in der Natur 97
a) Chemisch-physikalische Bildungsweise . . 97
b) Biologische Bildungsweise 99
B. Evolution und geographische Verbreitung der Solonezböden 107
C. Systematik der Solonezböden 126
1. Wiesen-Solonez 128
a) Soda-Solonez 131
b) Chlorid-Sulfat- (od. Sulfat-Chlorid-) Solonez . 133
2. Wiesen-Steppen-Solonez 135
3. Steppen-Solonez 137
a) Versteppter Cl-SO_4-Solonez 137
b) Cl-SO_4-Steppen-Solonez 137

Vierter Teil

VII. Melioration der Solontschakböden 141
1. Landnutzung bei alljährlicher Erneuerung der Versalzung 145
2. Umfassende Verbesserungen auf lange Sicht . . 149
3. Sicherung der weiteren Bodenentsalzung . . . 159
VIII. Melioration der Solonezböden 163
1. Verbesserungen durch Mittel, die dem Boden von außen zugeführt werden 164
2. Bearbeitungstiefe bei Solonezböden und Möglichkeiten einer „Selbstmelioration“ 176
Zusammenfassung 187
Literaturverzeichnis 189
Nachweis der Abbildungen 197

Einleitung

Eine Karte der Bevölkerungsdichte in der Welt zeigt, daß Flächen dichtester Besiedlung (über 100 Einwohner/km^2) nur an wenigen Stellen vorhanden sind. So findet man die größten Menschenansammlungen in Mittel- und Südeuropa (Italien), in Ostchina, Japan, Java, an den indischen Küsten, im Gangestal und im Nordosten der USA. Diese Landschaften haben sehr verschiedene klimatische Verhältnisse bezüglich Temperaturen, absoluten Regenmengen und deren jahreszeitlicher Verteilung, doch ist ihr gemeinsames Kennzeichen eine jährliche Gesamtniederschlagsmenge von über 500 mm. Einzelne Teile, z. B. Java und die indischen Monsungebiete bekommen trotz Dürreperioden tropische Regenmengen, aber im allgemeinen decken sich die Gegenden der dichtesten Besiedlung mit den klimatisch milden und gemäßigten Regionen, die zu mindestens periodisch genügende Feuchtigkeit erhalten.

Flächenmäßig treten diese wenigen, begünstigten Landstriche zurück gegenüber den riesigen Landmassiven der vier außereuropäischen Kontinente, die fast menschenleer sind oder höchstens 10 Menschen je km^2 aufweisen. Niedrige Temperaturen oder Wassermangel machen hier einen sicheren Landbau unmöglich. Während die Kälteregionen wohl für alle Zeiten dem Landbau verschlossen bleiben werden, beschäftigen sich Wissenschaftler, Wirtschaftsfachleute und Politiker aller Erdteile in der letzten Zeit mehr und mehr mit dem Gedanken, in ariden Gebieten neue Kulturböden und damit neuen Lebensraum zu gewinnen. Wie gewaltig die Ausdehnung der wasserarmen Räume in der Welt ist, zeigt die folgende Gegenüberstellung der nach Niederschlägen gruppierten Landflächen.

Tabelle 1: Landflächen der Erde und Niederschläge (102, S. 1)

Klimatische Gliederung	Jährliche Niederschläge in mm	Anteil an der Landoberfläche in %
Arid	unter 250	25
Semiarid	250— 500	30
Subhumid	500—1000	20
Humid	1000—1500	11
Naß	1500—2000	9
Sehr naß	über 2000	5

Nach dieser ungefähren Übersicht erhält mehr als die Hälfte (55 %) der Landoberfläche der Erde höchstens 500 mm Jahresniederschlag, und eben diese 500 mm nimmt man gewöhnlich als untere Grenze für eine intensive Landwirtschaft ohne künstliche Bewässerung an. In Rußland setzt man 300 mm als untere Grenze für einen erfolg-

Tabelle 2: Bewässerte Ländereien der Welt (102, S. 4)

Land	ha bewässerte Fläche in 1000		Salzbekämpfungsprobleme +
	gegenwärtig vorhanden	geplant	
Europa u. Asien	94 108	14 180	
davon:			
Frankreich	1 420		
Griechenland	225	450	
Italien	2 020		
Spanien	1 580		
Sowjetunion *)	3 600	730	+
Burma	675		
China	40 500		+
Indien und Pakistan	31 500	11 200	+
Iran	1 120		+
Irak	675	450	+
Japan	4 250	675	
Indochina	5 400		
Israel	45	225	+
Siam	790		
Syrien	308	450	+
Nordamerika	13 271	4 270	
davon:			
Kanada	381	900	+
Mexiko	3 370	1 120	+
USA	9 520	2 250	+
Südamerika	3 990	1 600	
davon:			
Argentinien	1 440	200	+
Brit. Guyana	100		
Chile	1 350	1 350	+
Kolumbien	300	50	
Peru	800		
Afrika			
davon:			
Algerien	315		
Ägypten	2 820		+
Marokko	270	405	+
Südafrika	360	2 700	+
Tunesien	90		
Ozeanien	4 584	5 140	
davon:			
Australien	450	4 950	+
Kuba	22		
Hawaii	90		
Java	3 820		
Neuseeland	90	190	
Philippinen	112		

*) Nach verschiedenen neueren sowjetischen Angaben werden in der UdSSR gegenwärtig etwa 6 580 000 ha Land bewässert (48, S. 634), während hier in wei-

reichen Ackerbau ohne Bewässerung in der Steppe (18, S. 55). An den Punkten, wo der Mensch das Problem der Wasserheranschaffung meistert, haben sich ungeachtet des schwer erträglichen Trockenklimas dichtbesiedelte Zentren mit jahrtausendealter Kultur gebildet, z. B. China, das Niltal, verschiedene Oasen in Nordafrika, im Kaukasusgebiet und in der turanischen Ebene. Strenggeordnete Bewässerungssysteme haben hier die Grundlage für einen blühenden Landbau und damit für eine Daseinsmöglichkeit geschaffen. Vielerorts sind im ariden Klimabereich noch Spuren von Bodenkulturen vergangener Zeiten in Form von verfallenen und verwehten Bewässerungsanlagen oder alten Brunnen anzutreffen, so in Mesopotamien, in den innerasiatischen Wüsten, in Indien oder in Mexiko und dem Südwestteil der USA.

In den letzten hundert Jahren beginnt der Mensch unter dem Druck der Bevölkerungszunahme in wachsendem Maße in die wasserarmen Landschaften vorzudringen, oder in bereits besiedelten Räumen die Intensität des Landbaus durch Ausbau und Verbesserung schon vorhandener Wassernutzungsmöglichkeiten zu steigern. Es ist schwer, den Umfang dieser Bestrebungen in Form von konkreten Flächen zu ermitteln. Thorne und Peterson geben für die bewässerten Ländereien in der Welt obenstehende Zahlen an (siehe Tabelle 2), aber die Angaben in der Literatur hierüber sind zu unbestimmt und gehen für einzelne Länder oft weit auseinander.

Nun ist es keineswegs in allen Fällen möglich, durch eine Wasserzuführung allein die wasserarmen Naturböden in Kulturböden zu verwandeln. Niederschläge und Temperaturen einerseits und geomorphologische Verhältnisse andererseits bewirken im ariden Klimabereich vielerorts die sogenannte Bodenversalzung, die im gemäßigten Klima eine fast unbekannte Erscheinung ist, wenn man von den litoralen Salzböden an bestimmten Meeresküsten der humiden Zone absieht. Hilgard und andere Forscher früherer Jahrzehnte trennten diese Salzböden grundsätzlich von denen der Trockengebiete und begründeten dies damit, daß Küstensalzböden vom Meerwasser durchtränkt und alle Meeressalze in ihnen unverändert vorhanden seien, während die kontinentalen Salzböden unabhängig von Meereseinflüssen inmitten größerer Trockengebiete vorkämen und keinerlei Meeressalze aufwiesen (96, S. 314). Diese Unterschiede scheinen auf Grund neuerer Erkenntnisse von mehr örtlicher Natur zu sein. Von gegenwärtigen Meeresgrenzen ziemlich abgelegene Salzböden enthalten zuweilen lösliche Salze, die in ihrer Zusammensetzung den Ozeansalzen ähneln oder aber von alten Meeressedimenten abstammen (44, S. 153). Hissinks Untersuchungen der Kwelderböden in der Zuidersee zeigen, daß in beiden Arten von Salzböden ähnliche chemische Gesetzmäßigkeiten vorliegen. Dennoch sollen in dieser Arbeit nur die eigentlichen

terer Zukunft nicht weniger als 45 300 000 ha am Mittellauf der Volga im Anschluß an das Kujbyšever Stauwerk, 12 Mill. ha zwischen den Flüssen Volga und Ural im Trockengebiet der Kaspischen Tiefebene, und 8 300 000 ha in der Karakumwüste an der Ostseite des Kaspisees. Es sei dahingestellt, wie weit sich diese Pläne in der Wirklichkeit behaupten werden, doch dürften die betreffenden Angaben in der Tabelle zweifellos zu niedrig sein.

semiariden und ariden versalzten Böden betrachtet werden, da sie flächenmäßig die Salzböden der feuchten Meeresküsten weit übertreffen, wenn auch die Bedeutung der letzteren an einzelnen Stellen nicht bestritten werden kann (z. B. Niederlande, Rhonemündung).

In der letzten Spalte der Tabelle 2 sind die Länder angekreuzt, welche sich außer mit der grundlegenden Frage der Wasserheranschaffung mit Salzbekämpfungsproblemen bei ihren Böden befassen müssen. Hierbei handelt es sich in dem einen Fall um die künstliche Herabminderung des Salzgehaltes von Böden, in denen sich leichtlösliche Salze innerhalb großer Zeiträume infolge natürlicher Umstände, d. h. durch klimatische, geologische oder geomorphologische Faktoren angereichert haben. Diese Böden sind in den wasserarmen Räumen aller Kontinente zwischen die ariden, salzfreien Böden eingestreut. Ihre Kultivierung im Rahmen von großräumigen Bewässerungsprojekten wird bislang hauptsächlich durch Rentabilitätsrechnungen bestimmt, die für die jeweiligen Länder mehr oder minder tragbar sind. Aber angesichts der großen Verbreitung dieser Flächen in der Welt und ihrer potentiellen Fruchtbarkeit infolge besserer Ausstattung mit Nährstoffen gegenüber den humiden, der Auslaugung unterworfenen Böden wird von wissenschaftlicher Seite immer wieder betont, daß eine Melioration der Salzböden die anfänglich meist großen Kapitalaufwände mit hohen und höchsten Pflanzenerträgen lohnt, wenn man die unabänderlichen Gesetzmäßigkeiten des Wasser- und Salzhaushaltes sorgfältig betrachtet. Eine Vernachlässigung dieser Forderung hat bisher viele Versuche, nur mittels großzügiger Bewässerung die Trockenböden auf die Dauer zu erfassen, zum Scheitern gebracht. Nach vielversprechenden Anläufen traten auf den neugewonnenen Ländereien durch rasch zunehmende Salzanhäufung Ertragsausfälle auf, die oft genug zur Wiederaufgabe dieser Flächen führten.

Am verhängnisvollsten wirkt sich die fortschreitende Bodenversalzung dort aus, wo vorher lange Zeit fruchtbarer Boden durch Bewirtschaftungsfehler größere Menschenansiedlungen mit Ertragsrückgängen bedroht. In diesem Fall wird die Salzbekämpfung für das betreffende Land zum erstrangigen wirtschafts- und bevölkerungspolitischen Problem. Es hat sich herausgestellt, daß eine plan- und hemmungslose Bewässerung in ariden Klimaverhältnissen nach relativ kurzer Zeit zur Versalzung des gesamten Bodenprofils führt, wenn nicht gleichzeitig dafür gesorgt wird, daß der Grundwasserspiegel nicht über eine bestimmte Höhe hinaus ansteigt. Dabei ist es gleichgültig, ob es sich um junge, vor einigen Jahrzehnten kultivierte Böden, oder um jahrtausendealte Kulturböden handelt. Fast die gesamten Bewässerungsländereien in den Weststaaten der USA (Abb. 1) weisen in verschiedenem Ausmaß sogenannte sekundäre Bodenversalzung auf. Um 1930 hatten die USA 3,5 Millionen ha, Indien 2,5 Millionen ha und Ägypten etwa 1 Million ha auf diese Weise versalzte Flächen (119, S. 61). Gleiches gilt von den bewässerten Flächen der UdSSR (Abb. 2). Nach Kovda (47, S. 7) sind z. B. in der Kura-Araxniederung im Transkaukasusgebiet von 2 470 000 ha bewässerter Böden 71 %, in Kazachstan von 6 Millionen ha 1,5 Millionen mehr oder minder versalzt. Während des Krieges 1939—1945 erreichte der

Ausfall an landwirtschaftlicher Nutzflächen infolge Versalzung in einigen Bewässerungsoasen (Chorezm, Buchara, Hungersteppe) jährlich 80 000—100 000 ha (48, S. 634). Auch in Ungarn vermehren sich die durch Salzanhäufung verschlechterten Böden rasch seit Ausweitung der Bewässerung nach dem letzten Krieg (25, S. 41).

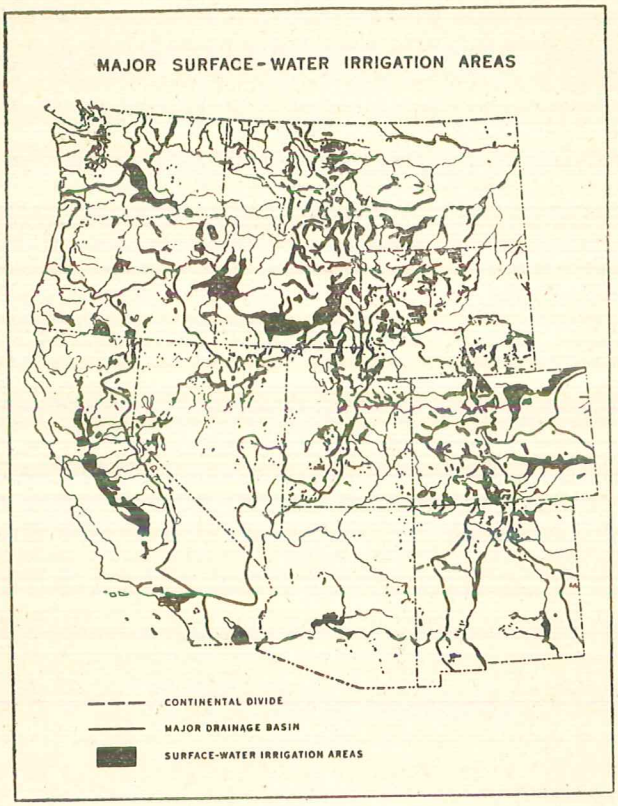


Abb. 1: Bewässerte Flächen der westlichen USA

Es ist bemerkenswert, daß der alte, primitive Bewässerungslandbau in Gebieten, die sonst keine natürlichen Versalzungsprozesse aufweisen, kaum eine Versalzung von bewirtschafteten Feldern kennt. Mit der Intensivierung der Bewässerungsmethoden, d. h. mit dem Bau von Staudämmen und modernen Schöpf- und Zuleitungssystemen, die einen höheren Wasserverbrauch erlauben, beginnen auch in den klassischen Ländern der Irrigation infolge schnelleren Grundwasseranstiegs und mangelnder Abflußmöglichkeit zuerst einzelne Flecken, dann ganze Felder wegen Versalzung der Krume auszufallen, so z. B. in Afghanistan (38, S. 374), Ägypten (96, S. 316), oder in Pakistan und Indien (2, S. 203) (96, S. 316). Das Salzproblem im Niltal wurde erst akut, als man das alte System der einmaligen Überstauung im Jahr durch ganzjährige Bewässerung ersetzte, was

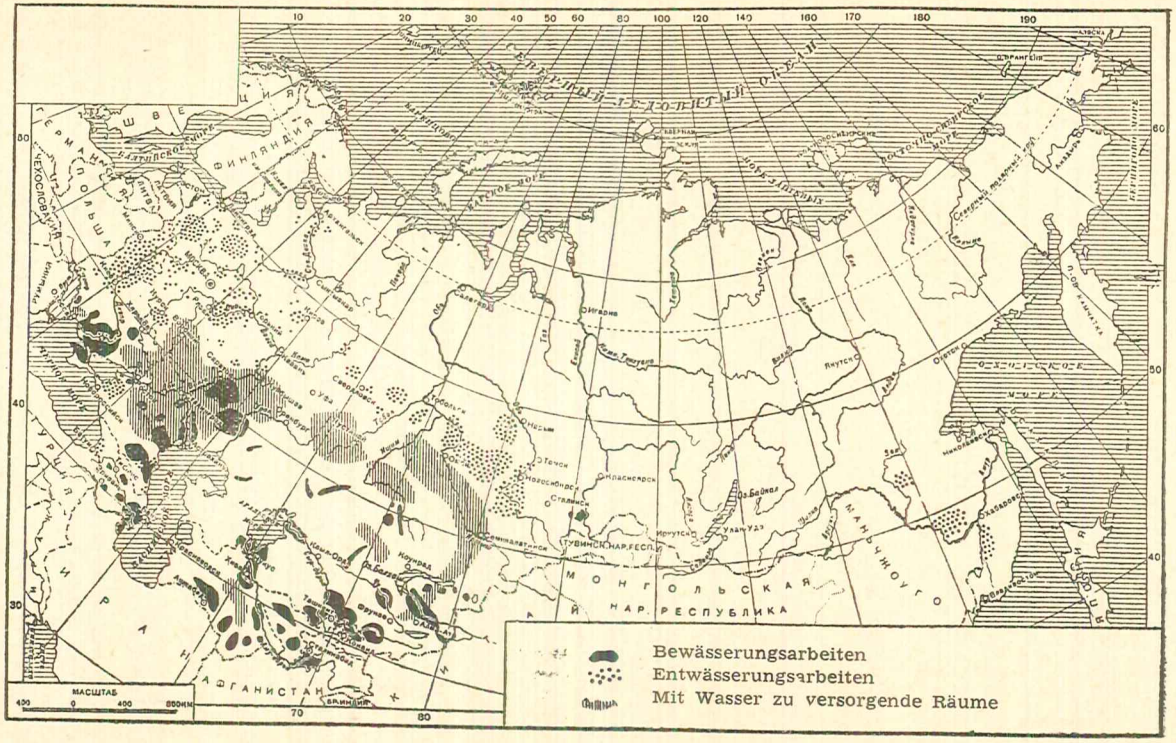


Abb. 2: Schema der wichtigsten Meliorationsobjekte der UdSSR. Stand 1935

durch Dammbauten an verschiedenen Stellen des Flusses möglich wurde (44, S. 2).

Die angeführten Beispiele könnten noch vermehrt werden, worüber die Zahl der in der Tabelle angegebenen Länder eine ausreichende Vorstellung gibt. Doch soll in dieser Einleitung nur folgendes zum Ausdruck kommen:

1. Weite Räume der Erde können besiedelt und landwirtschaftlich genutzt werden, wenn die Wasserzuführung gesichert ist.
2. Ein beträchtlicher Teil dieser Flächen kann wegen der in ihm vorherrschenden, natürlichen Versalzungsprozesse nur nach Durchführung von besonderen und gewöhnlich kostspieligen Kultivierungsmaßnahmen als Pflanzenstandort in Frage kommen.
3. Während in Gebieten mit ausreichenden Niederschlägen und gemäßigten Temperaturen die Bodenfruchtbarkeit so ausgewogen ist, daß im allgemeinen nur grobe Bewirtschaftungsfehler einen guten Boden auf die Dauer merklich verschlechtern können, bleibt unter den ariden Verhältnissen der Bewässerungslandwirtschaft auch der beste Boden in einem sehr labilen Fruchtbarkeitszustand und beantwortet oft schon geringe Störungen dieses Gleichgewichts mit raschen Ertragssenkungen und -ausfällen.
4. Die weitere Existenz und Ausdehnung der Landwirtschaft in Trockenregionen, die durch natürliche und kulturbedingte Versalzungsprozesse gefährdet sind, kann daher nur erfolgreich sein, wenn ihr eine gründliche Erforschung der vorgefundenen Verhältnisse und der sich bietenden Möglichkeiten vorangeht. Die dabei gewonnenen Erkenntnisse müssen in weitsichtigen Planungen, die ein unbedachtes Wirtschaften des Einzelnen nach seinem Gutdünken von vornherein verhindern, den Grundstein bilden. Die bestmögliche Lösung dieser letzten Forderung ist bereits weitgehend eine rechtliche Aufgabe, bei welcher es jedem Staat selbst überlassen bleiben sollte, die seiner Auffassung nach besten Boden- und Wasserrechte mit den allgemeingültigen Boden- und Wassergesetzmäßigkeiten in Einklang zu bringen. Die vorliegende Arbeit erörtert nur die bodenkundliche und kulturtechnische Seite der Kultivierung versalzter Böden ohne Berücksichtigung der sozialen oder geschichtlichen Hintergründe.

Erster Teil

I. Die Bodensalze

Der Begriff „Bodenversalzung" besagt, daß ein Boden bestimmte Salze in Mengen enthält, die seine Eigenschaften als Pflanzenstandort in irgendeiner Weise beeinträchtigen. Folgende sind die wichtigsten Bestandteile wasserlöslicher Salze:

Kationen: $Na^{\cdot}$, $K^{\cdot}$, $Ca^{\cdot\cdot}$, $Mg^{\cdot\cdot}$, $H^{\cdot}$, $NH_4^{\cdot}$, $Al^{\cdot\cdot\cdot}$, $Fe^{\cdot\cdot}$, $Fe^{\cdot\cdot\cdot}$ usw.

Anionen: HCO_3', CO_3'', Cl', SO_4'', NO_2', NO_3', SO_3'', OH', F', SiO_3'' usw.

Praktisch findet man jedoch in den Böden in größeren Mengen nur wenige Salze vor. Sie werden gebildet von den drei Kationen $Na^{\cdot}$, $Mg^{\cdot}$, $Ca^{\cdot\cdot}$ und vier Anionen Cl', SO_4'', CO_3'' und HCO_3'. Relativ selten und nur in extrem ariden Wüstengegenden sind Nitrate ($NaNO_3$ und KNO_3), und in Gebieten mit tätigen oder erloschenen Vulkanen Salze der Borsäure angereichert.

Nicht alle diese Verbindungen verursachen für den Landbau gefährliche Versalzung, mögen sie auch in sehr großen Mengen auftreten. So wurde z. B. vielfach festgestellt, daß das Pflanzenwachstum durch Anhäufung von Gips ($CaSO_4 \cdot 2H_2O$) oder kohlensaurem Kalk ($CaCO_3$) nicht behindert wird. Etwa ebenso unschädlich ist der Magnesit ($MgCO_3$). Umgekehrt führen bereits geringste Konzentrationen anderer Salze zu schweren Schädigungen der Pflanzen. An erster Stelle stehen hier Na_2CO_3 und $NaHCO_3$. Versuche haben gezeigt, daß ein Sodagehalt unter 0,005% des Bodentrockengewichts den Kulturpflanzenbestand vernichtet (127, S. 366). Die Ursache hierfür ist, daß die Soda in Lösungen teilweise hydrolysiert ist, wobei freies NaOH auftritt. Nach dem Grad der Toxität folgen die Chloride und Sulfate, deren schädliche Wirkung auf die Pflanzen sich bei 0,1% Gehalt im Boden zu äußern beginnt.

In Tabelle 3 sind die erwähnten Salze durch eine gestrichelte Linie in zwei Gruppen geteilt. Unterhalb und links von dieser Linie stehen die physiologisch schädlichen Verbindungen, oberhalb und rechts davon die harmlosen. Neben diesem Merkmal werden die Salze gleichzeitig auch nach ihrer Wasserlöslichkeit gegliedert.

Die unschädlichen Salze sind wenig wasserlöslich. Das leichtest lösliche unter ihnen, $CaSO_4$, besitzt bei mittlerer Temperatur eine Löslichkeit von 2 g/l. Im Gegensatz hierzu sind die toxischen Salze durchweg leichtlöslich.

Tabelle 3: Die wichtigsten Bodensalze (119, S. 12)

	$Na^{\cdot}$	$Mg^{\cdot\cdot}$	$Ca^{\cdot\cdot}$
CO_3''	Na_2CO_3	$MgCO_3$	$CaCO_3$
	$NaHCO_3$	$M(HCO_3)_2$	$Ca(HCO_3)_2$
SO_4''	Na_2SO_4	$MgSO_4$	$CaSO_4$
Cl'	NaCl	$MgCl_2$	$CaCl_2$

II. Regionale Voraussetzungen für das Auftreten versalzter Böden

A. Entstehung, Bewegung und Anhäufung der Salze

1. Geologische und geochemische Wirkungsfaktoren

Es ist bis heute noch nicht eindeutig geklärt, ob sich die leichtlöslichen Salze durch Verwitterung der primären kristallinen Gesteine und Auslaugung der freigewordenen Verbindungen im Weltmeer angehäuft haben, oder ob sie schon während dessen Bildung durch vulkanische Tätigkeit in ihm entstanden sind und dann erst in die Kontinente gelangten, wo sie sich unter besonderen Relief- und Klimaverhältnissen ablagerten. Als sicher nimmt man einen Kreislauf der Salze zwischen Wasser und Land an, welcher im Laufe der geologischen Entwicklungsgeschichte der Erde folgendermaßen ablief: Die wahrscheinlich aus der gas- und dampfförmigen Komponente des flüssigen Magmas in das Urmeer gelangenden Salze häuften sich in Meeressedimenten an, welche während ihrer Bildung 5—8% Salze aufnehmen können. Diese salzhaltigen Sedimente wurden dann z. T. in die Kontinente einbezogen. Dort bedecken die Sedimentgesteine etwa 75% der Landoberfläche, davon sind nicht weniger als 80% Meeressedimente. Auf diese Weise wurden den Landflächen im Verlauf der Entwicklung etwa 13 600 000 km^3 leichtlösliche Salze zugeführt, die vorher im Wasser des Meeres enthalten waren (47, S. 19). In unserer Zeit gibt der Ozean große Salzmengen in Lagunen oder austrocknenden Restmeeren an das Land ab. Diese Wasserflächen unterliegen in ariden Klimaverhältnissen wegen ihrer Isolierung von der offenen See intensiver Verdunstung und können schließlich zur Entstehung stark versalzter Landstriche führen. Solche Lagunen findet man an den ariden Küsten Südkaliforniens, Chiles, Italiens (die Lidos), der Südukraine (die Limane), besonders jedoch an den Küsten des Kaspischen Meeres, das trotz seiner extrem ariden Lage mit

durchschnittlich 13 g/l nur einen relativ geringen Salzgehalt hat (im Vergleich hierzu: Schwarzes Meer 19, Ozean 35 g/l) (120, S. 10) (37, S. 227). An einigen Stellen des Kaspisees bilden sich austrocknende Buchten, z. B. Komsomolec, Mertvyj Kultuk, Kizyl-Agač, Kajdak, die kein frisches Flußwasser, sondern ausschließlich salzreiches Meerwasser enthalten. Die starke Verdunstung der ständig nachströmenden Salzlösungen bewirkt mit der Zeit eine sehr hohe Salzkonzentration im Gewässer der Buchten, z. B. in Kizyl-Agač 20—22 g/l, im Kara-Bogaz-Gol sogar 280 g/l. Letzterer trägt ganz besonders zur Entsalzung des Kaspisees bei, indem er ihm jährlich 110 Millionen t Chloride entzieht (47, S. 19), nach anderen Angaben sind es täglich 300 000 t Salze (116, S. 168). Diese setzen sich allmählich an den Küstenzonen und in den Grundsedimenten ab, die wegen des stärkeren Salzgehaltes der verdunstenden Lösungen bis 20% Salze aufnehmen können. Von ausgetrockneten Meeren leiten sich z. B. die Tertiärschichten der Turanischen Tiefebene und des Kaukasus, und die salzreichen Permablagerungen im Ural- und Volgagebiet ab. Auch der heutige Great Salt Lake in Utah ist die Restfläche des verdunstenden früheren Bonnevillesees (42, S. 165).

Die physikalische und chemische Verwitterung der magmatischen Gesteine und der Sedimentgesteine auf den Kontinenten leiten die Auflösung der Salze im Wasser und ihre Rückwanderung vom Lande zum Meer ein. Clarke rechnet aus, daß jährlich 2 491 585 000 t im Wasser gelöste Salze von den Kontinenten in den Ozean gelangen (116, S. 118). Nun bestehen 41 855 000 km^2 oder 28% der Landoberfläche aus innerkontinentalen Gebieten (47, S. 17), die infolge allseitiger Abgeschlossenheit durch Gebirgszüge oder großer Entfernung von den Meeresküsten arid sind. Die aus benachbarten Denudationszonen hierher gelangenden ober- und unterirdischen Wasserströme haben keine weiteren Abflußmöglichkeiten und verdunsten, wobei sich in dem Gebiet allmählich die mitgebrachten Salze anreichern. Beispiele für derartige innerkontinentale und aride Aufschüttungsebenen sind die aralokaspische Tiefebene, die Große Kewirwüste in Iran, die Gebirgswüsten Nordwestchinas (Tarimbecken) und der Mongolei (117), die Kalahariwüste (Okowangobecken) in Afrika, das Becken des Great Salt Lake in den West-USA, und das Große Artesische Becken in Australien (23). Mißt man hier den Salzzufluß mit gleichen Maßstäben wie den Abfluß in die Ozeane, so erreicht der jährliche Zuwachs an leichtlöslichen Salzen in diesen abflußlosen Räumen rund 700 000 000 t (28% von 2 491 585 000).

Die gegenwärtigen geomorphologischen Ursachen der Salzanhäufung in den ariden Sammelräumen sind das Ergebnis langwährender geologischer Prozesse. Hebungen, Senkungen, sowie Horizontalverschiebungen von Erdschollen haben bewirkt, daß seit Jahrmillionen unterirdische Wasserströme sich von den Gebirgsmassiven zu den Ebenen herabbewegten. Auf seinem Wege durch die Gesteinsschichten reicherte sich das Wasser mit deren löslichen Bestandteilen an, die je nach Chemismus und Löslichkeit zu verschiedenen Zeitpunkten wieder abgelagert wurden. So erklärt sich unter anderem die deutliche Differenzierung der Salzarten innerhalb der unterirdischen Ge-

wässer und der Böden der einzelnen Akkumulationsgebiete, was weiter unten noch genauer zu besprechen ist. Verlagerungen der wasserführenden Erdschichten durch tektonische Prozesse können mit der Zeit den unterirdischen Salzlösungen einen starken hydrostatischen Druck verleihen, der sich einen Ausgleich verschafft, indem diese nach oben gedrückt werden und damit unter ariden Klimaverhältnissen in den Bereich der in der Bodenschicht zirkulierenden Lösungen gelangen.

Außer dieser großräumigen Verlagerung der Salze durch alte, unterirdische Wasserströme gibt es in den Trockengebieten noch andere Salzherkünfte, die nicht minder stark die Bodenversalzung fördern. So werden sogenannte Salzstöcke oder Salzdome durch Seitendruck aus tiefen Erdschichten emporgepreßt (118). Sie bestehen zu 90—98% aus NaCl, zu 2—10% aus $CaSO_4$, Na_2SO_4 und $MgSO_4$. Einzelne Stöcke erreichen eine Fläche von 60—100 km^2 und eine Dicke von 1 000—2 000 m. Man findet sie an der Lena, in der Dnepr-Donec-Senke, in Iran, in Tadžikistan. In der Kaspischen Tiefebene kommt auf 336 km^2 durchschnittlich ein Salzstock. Wenn auch der größte Teil der Salze bei der Denudation und Auslaugung dieser Kuppeln wieder ins Meer gelangt, so bleiben doch noch beträchtliche Mengen auf den Kontinenten zurück und häufen sich in den jüngeren Sedimenten, im Grundwasser und in den Böden an (47, S. 20). Oft sind unterirdische Wasser mit einem hohen Gehalt an leichtlöslichen Salzen mit Erdölvorkommen verbunden. Ihr Salzgehalt beträgt zuweilen 3—400 g Salze je Liter Wasser, davon 150—250 g/l Cl' (unterirdische Salzlaken in Erdölfeldern von Ohio) (23, S. 160). Diese Erdölwässer stehen gewöhnlich unter hohem Druck (etwa 300 atm in 3 000 m Tiefe) und beginnen an der Versalzung der oberen Bodenschichten unmittelbar teilzunehmen, wenn sie in tektonischen Spalten und Klüften der Gesteinsschichten zur Erdoberfläche aufsteigen und in Form von Quellen oder Schlammvulkanen ihre Umgebung manchmal in großem Umkreis (5—15 km) mit Salzen anreichern. Ein einziger Schor (= Salzsumpf) der Saljana-Steppe in der Kura-Araxniederung (Transkaukasusgebiet), der von solchem Tiefenwasser gespeist wird, gibt nach Berechnungen von Egorov (120, S. 9) alljährlich 10—35 Millionen m^3 konzentrierte Salzlösung an das umgebende Gelände ab, das sind etwa 500 000 t Chloride des Na, Mg und Ca. Aber auch dort, wo die Gesteinsschichten den Erdölwässern einen freien Austritt verwehren, erfolgt sehr oft ein kapillarer Salzhub unter Bildung von nassen und sogenannten Schwellsolontschaks (russisch *puchlyj solončak*). Stebutt nennt sie Flockaschensolontschak, (97, S. 395), die in Azerbaidžan und Südwestturkmenien weitverbreitet sind. Kommen die aufsteigenden Salze, die sehr reich an $CaCl_2$ sind, mit Sulfaten anderer Herkunft in Berührung, so bilden sich nach der Gleichung mächtige Gipsanhäufungen:

$CaCl_2 + MgSO_4$ (oder Na_2SO_4) $\rightarrow CaSO_4 + MgCl_2$ (oder 2NaCl),

wie das im Transkaukasusgebiet und im Uzbojtal in Turkmenien der Fall ist.

2. Äolische Salzbewegungen

Schon im vorigen Jahrhundert wurde festgestellt, daß der Wind mit den atmosphärischen Niederschlägen durchschnittlich 35—40 kg/ha und Jahr NaCl aus dem Ozean in küstennahe Gebiete verfrachten kann (116, S. 56 ff.). Auf Grund von Regenwasseranalysen glaubt man z. B., daß die Salze in Böden West- und Südaustraliens zum großen Teil mit Nebel und Sprühregen aus dem Indischen Ozean herangetragen wurden (44, S. 10). Bei Stürmen an der Adria werden große Mengen feiner Wasserteilchen mit gelösten Salzen durch den Wind von der Meeresoberfläche emporgerissen und auf das Land gebracht, was zu lokaler Versalzung der Küstenböden führt (37, S. 227). Forschungen in neuerer Zeit ergaben an verschiedenen Orten der Erde für den äolischen Zugang von Salzen auf das Festland Werte, die sich in der weiten Spanne von 2 bis 47 t/km^2 bewegen (47, S. 24) (127, S. 363). Eingerechnet sind dabei auch die Salze, die durch vulkanische Auswürfe und Exhalationen, gas- und staubförmige Abgänge der Industrie, und schließlich durch kosmischen Staub in die Atmospäre gelangen.

Wichtiger für den Landbau in innerkontinentalen ariden Gebieten ist die Tatsache, daß die dort periodisch auftretenden, heftigen Winde den lockeren Salzkristallstaub, der die trockenen Solontschakböden bedeckt, aufwirbeln und auf große Strecken hin mit sich reißen. Wie stark diese Salzausblühungen verweht werden können, zeigen zwei Beispiele aus dem Kaukasus. In der Saljanischen Steppe wurden durch starken Wind von einer 6 km^2 großen Oberfläche eines Schwellsolontschaks innerhalb einer Stunde 7 200 t leichtlösliche Salze (hauptsächlich NaCl) verweht. Diese Menge genügt, um 45 ha vorher salzfreien Bodens in einen Solontschak zu verwandeln. In der Širwan'-Steppe trug ein einstündiger Sturmwind von der Oberfläche eines etwa 1 km^2 großen Solontschakgebietes über 3 000 t Salzstaub davon, d. h. eine Menge, die auf einer vorher nicht versalzten Fläche von 20 ha in 1 m Bodenschicht einen Salzvorrat von 1% schaffen kann (120, S. 9).

Allgemein ist zu sagen, daß äolisch verfrachtete Salze zwar an manchen Stellen zur mittelbaren Ursache starker örtlicher Bodenversalzung werden können, daß aber ihre Mitwirkung an der Bildung ausgedehnter Anhäufungsgebiete gegenüber der Versalzung durch den ober- und unterirdischen Zufluß nur von untergeordneter Bedeutung ist.

3. Biologischer Salzkreislauf

Die physikalisch-chemischen Prozesse bei der Wanderung und Anhäufung der Salze im Boden werden in einem nicht zu unterschätzenden Ausmaß von der Pflanzenwelt beeinflußt. Verschiedene Forschungsergebnisse hierzu faßt Kovda (47, S. 30 ff.) wie folgt zusammen: Die Pflanze verändert durch ihre mineralische Zusammensetzung quantitativ und qualitativ den Gehalt an leichtlöslichen Salzen in ihrem Substrat. Die einzelnen Pflanzenarten der ariden Flora beziehen sehr verschiedene Salzmengen in den Bodenbildungsprozeß

ein, wie aus ihrer Aschenzusammensetzung zu erkennen ist. Nach dieser teilt man die Vegetation der Steppen- und Wüstensteppenzone in vier Hauptgruppen ein:

1. *Typische Halophyten (sukkulente Salsolaarten).* Sie wachsen auf nassen Solontschakböden mit hohem Grundwasserstand. Durch Salzabscheidungen aus den Blättern und Mineralisierung nach dem Absterben tragen diese Pflanzen intensiv zur Aufrechterhaltung der Versalzung in den oberen Bodenhorizonten bei.

2. *Halbtrockene Halophyten.* Sie gedeihen auf trockenen Solontschaks und stark versalzten Böden mit tiefem Grundwasserstand und vermögen noch eine gewisse Versalzung der oberen Horizonte aufrechtzuerhalten.

3. *Trockene Halophyten, Xerophyten und bestimmte Wermutarten.* Der Standort dieser Gruppe sind schwachversalzte Grauerden (Serosjome), Solonez und starksolonzierte Böden mit relativ tiefem Grundwasser (unter 5—7 m). Entsalzungs- und Entsolonzierungsprozesse der Wüstensteppenböden werden bereits begünstigt.

4. *Gramineen, Leguminosen und einige Wermutarten.* Sie stehen auf schwachversalzten Steppen- und Wüstensteppenböden, teilweise auch auf Wiesenböden. Wie aus der folgenden Tabelle 4 ersichtlich ist, weist diese letzte Pflanzengruppe den geringsten Aschengehalt ($<$ 5—16%) auf, wobei den größten Anteil daran SiO_2, Ca, P_2O_5, SO_4 und K haben, geringen dagegen Na. Solche Pflanzen fördern die endgültige Entsalzung und Entsolonzierung der Böden und gleichzeitig den Wiederaufbau des Sorptionskomplexes durch Abgabe von Kieselsäure und Ca- und K-Ionen.

Von den sukkulenten Halophyten bis zu den Gramineen wächst der relative Ca-Gehalt, während gleichzeitig der Gehalt an leichtlöslichen Salzen (Chloride und Sulfate der Alkalimetalle) stetig abnimmt. Auf diese Weise bedingt die Ablösung der halophyten Pflanzengesellschaften durch Steppengräser und Wermut eine verminderte Anhäufung von Chloriden und Sulfaten beim Mineralstoffkreislauf, und eine stärkere Anreicherung von strukturfördernden Ca-Ionen in der obersten Bodenschicht bei Vergrößerung des Ca:Na-Verhältnisses.

Bringt man den Aschegehalt der vier Gruppen mit den jeweiligen Erträgen der oberirdischen Pflanzenteile in Beziehung, so ergibt sich für den größten Teil der Halbwüsten und Wüsten Azerbaidžans und Turkmeniens, daß die Vegetation dort alljährlich im Durchschnitt bis 500 kg Salze je ha in ihre Gewebe aufnehmen kann. In der Hauptsache sind es Verbindungen von S, P, SiO_2, K und Ca, die am Aufbau der organischen Gewebe beteiligt sind, während die Chloride und Sulfate des Na und Mg als bewegliche anorganische Verbindungen vom lebenden Pflanzenorganismus wieder ausgeschieden werden. Dementsprechend werden sie auch bei der Mineralisierung der absterbenden Pflanzen am schnellsten ausgelaugt und in die Anhäufungsregionen weggeführt, wogegen die erstgenannten Ascheanteile als Bestandteile der widerstandfähigsten Gewebe (Holzsubstanz) nur sehr langsam frei werden, also am längsten am Ort verbleiben und während dieser Zeit aus dem geologischen Salzkreislauf ausscheiden.

Tabelle 4: Gehalt und Zusammensetzung der Aschensubstanzen in Pflanzen der Kura-Araxniederung (120, S. 14).

Aschegehalt:	Gruppe 1	Gruppe 2	Gruppe 3	Gruppe 4
in % der Trockensubstanz	35—50	12—25	10—19	5—16
in % der durch den Bodenauszug bestimmten Salze	1,15	3,00	0,52	0,93
in % der Aschesubstanz:				
Cl	9,6 —39,0	2,7—21,3	12,9—16,0	4,0—18,7
SO_4	4,1 —32,4	35,3—56,8	3,3—17,6	3,8—37,0
SiO_2	1,6 —26,6	2,0—32,6	15,7—46,4	3,4—72,0
Al_2O_3	0,1 — 2,1	0,3— 3,4	2,5— 3,5	0,3— 8,3
P_2O_5	0,07— 1,4	1,3— 2,6	1,4— 2,2	1,0— 6,0
Na	21,0 —53,0	2,9—15,7	11,3—16,0	0,5— 9,4
K	2,2 — 7,4	5 5—15,8	7,6— 9,2	7,0—27,0
Mg	1,0 — 2,7	3,5— 8,2	2,9— 4,9	0,9— 6,8
Ca	0,57— 5,7	6,3—16,9	3,2—10,5	1,9—23,0

Diese Erscheinung bedingt den Einfluß der Pflanzenwelt auf die räumliche Differenzierung der Salzarten.

An sich sind 500 kg Salze je ha eine sehr kleine Menge im Vergleich zu 5—10 t/ha, die in stark versalzten Böden durch Grundwasserverdunstung angehäuft werden können (47, S. 37) (120, S. 15), jedoch tritt die Bedeutung der biogenen Salzzufuhr in denjenigen ariden Böden in den Vordergrund, die vom Grundwasser bereits getrennt sind und eine kapillare Salzzufuhr aus der Tiefe kaum noch erfahren (solonzierte Böden und besonders die Serosjome und kastanienfarbigen Böden). Ein jährlicher Salzzugang von 250—500 kg/ha von seiten der Pflanzendecke vermag hier den Bodenbildungsprozeß schon merklich zu beeinflussen.

Eine noch größere Wirkung auf die Bewegung und Umlagerung der Salze üben die Wurzelsysteme der Pflanzen aus. Wenn die oberirdischen Teile von Halophyten vom ha 0,2—1,0 t Mineralsubstanzen in den biologischen Salzkreislauf einführen, so beträgt nach Untersuchungen in der Širvan'-Steppe (120, S. 17) der entsprechende Wert für die Wurzelteile der vier obengenannten Pflanzengruppen 1,7—1,8 t. Diese Salze kreisen hauptsächlich in der Bodenlösung und im Grundwasser, während bei den durch die oberirdischen Pflanzenteile angehäuften Salzen neben der Rückkehr in den Boden auch eine Fortführung durch Oberflächenwasser oder äolische Verfrachtung stattfindet. Somit beeinflussen die Wurzelsalze den Salzhaushalt des Bodens stärker.

Abschließend sei ein Versuch von Kovda (47, S. 41) wiedergegeben, die Beteiligung der Vegetation an der Salzbilanz eines Großraumes zahlenmäßig zu erfassen. Die aralokaspische Senke bildet gegenwärtig einen Mittelpunkt allgemeiner Salzanhäufung und Bodenversalzung. Große Flächen der die Senke umgebenden wasser- und salzsammelnden Gebiete tragen eine reiche und mannigfaltige

Vegetation, die sich bis zur Schneelinie mehrere tausend Meter hoher Gebirgszüge erstreckt. Auf dieser gesamten Fläche werden beim alljährlichen Absterben der Pflanzen große Salzmengen frei, die entweder an Ort und Stelle verbleiben oder, in Wasser gelöst, den abflußlosen Senken zustreben. Hierzu gehören auch die leichtlöslichen Salze, welche bei der langsameren Zersetzung von Holzresten (Äste und Baumstämme) frei werden. Das Sammelbecken des Aralsees hat eine Fläche von 1 335 980 km². Von dem etwa 570 000 km² großen Einzugsgebiet der Hauptzuflüsse entfallen auf den Syr-Darja 265 000 km² und den Amu-Darja (ohne Zeravšan) 308 804 km². Diese beiden Flüsse geben an den See jährlich 33 760 000 t gelöste Stoffe ab. Nimmt man für den durchschnittlichen jährlichen Anfall von Pflanzenaschesubstanzen in dem Gesamtentwässerungsgebiet etwa 300 kg/ha oder 30 t/km² an, so gelangen etwa 17 Mill. t mit dem oberirdischen Abfluß in die beiden Hauptflüsse, d. h. rund die Hälfte der in den Aralsee kommenden Salze hat den Weg über die Pflanze genommen.

Im Zusammenhang mit dem erwähnten Beispiel sei die Bedeutung des Flußwassers als Salzspender erörtert.

4. Flußwasser als Salzspender

In allen Klimazonen führen die Flüsse auf dem Weg zu ihren Endbecken — sei dies das Weltmeer, oder stehende Gewässer in abflußlosen ariden Niederungen, oder schließlich die Trockendeltas in extrem ariden Wüstengebieten — verschieden große Mengen gelöster Salze mit sich. Im gemäßigten und humiden Klima kann keine Bodenversalzung auftreten, weil die reichlichen Niederschläge beim Durchsickern durch die Boden- und Gesteinsschichten sich zwar mit löslichen Stoffen anreichern, jedoch ohne große Verdunstungsverluste über die Flüsse wieder das Meer erreichen. Es erfolgt also bei überwiegend abwärts gerichtetem Wasserstrom eine fortwährende Entsalzung des Bodens und eine Fortführung der gelösten Salze in den Ozean.

Auch in den trockenwarmen Gebieten der Erde findet eine Wanderung der löslichen Salze statt, doch erreichen hier wegen der im ersten Abschnitt erwähnten Abflußverhältnisse nur wenige, große Ströme (z. B. Nil, Colorado, Indus, Oranjefluß, Murray u. a.) den Ozean. In den meisten Fällen enden die Wasserläufe hier in innerkontinentalen Hohlebenen, wo sie verdunsten, im Sande versickern oder bei abnehmender Wasserführung in Sümpfe, Salzseen und Binnenmeere einmünden. Die infolge des Mangels einer dichten Vegetationsdecke stark erodierende Tätigkeit des Wassers hat zusammen mit dem hohen Verdunstungsverhältnis (siehe Tabelle 5) zur Folge, daß der Gehalt an Sinkstoffen und gelösten Salzen in den fließenden Gewässern hier im Jahresdurchschnitt wesentlich höher ist als in den Flüssen der feuchteren und kälteren Waldsteppen- und Waldregion.

In Tabelle 6 wurden einige Flüsse aus verschiedenen Klimazonen nach Abflußmenge, Sinkstoffgehalt und Salzkonzentration zusammengestellt.

Tabelle 5: Niederschläge, Abfluß und Verdunstung in den Niederschlagsgebieten einiger Flüsse in verschiedenen geographischen Zonen in mm (125, S. 29).

Fluß u. Beobachtungsort	Niederschläge N	Abfluß A	Verdunstung V	V:A	A:N
Taiga					
Onega	500	284	216	0,8	0,57
Mezen'	475	346	129	0,4	0,73
Nördliche Dvina	503	310	193	0,6	0,61
Pur	460	340	120	0,3	0,74
Waldzone (Mischwald)					
Unža	570	240	330	1,4	0,42
Westliche Dvina	654	254	400	1,6	0,39
Pripet	585	126	459	3,6	0,21
Kostroma	560	228	332	1,4	0,41
Waldsteppe					
Psjol bei Gadjač	467	101	359	3,6	0,22
Sejm bei Mutino	550	117	433	3,8	0,21
Don bei Liski	503	120	383	3,2	0,24
Choper bei Povorino	436	123	313	2,5	0,28
Steppe					
Gr. Irgiz bei Klevenka	325	70	255	3,6	0,21
Gr. Uzen' bei Novouzensk	260	42	218	5,2	0,16
Lugan' bei Vorošilovgrad	475	63	412	6,5	0,13
Išim bei Petropavlovsk	270	20	250	12,5	0,07

Berechnet man auf Grund des Salzgehaltes und der Abflußmenge die jährliche Salzverfrachtung der einzelnen Flüsse, so kommt man zu gewaltigen Zahlen. Für kontinentale, vom Ozean getrennte Räume bedeutet dies, daß alljährlich Millionen Tonnen gelöster Salze von großen Flächen her gesammelt und in bestimmten Bereichen angehäuft werden. So nimmt die aralokaspische Ebene mit dem oberirdischen Zufluß von 355 km^3 jedes Jahr etwa 86 Mill. t leichtlöslicher Salze auf (120, S. 20). Im gleichen Zeitraum werden etwa 325 Mill. t Sinkstoffe in die Ebene verfrachtet und in den Flußauen und Deltas abgelagert. Ein Teil der Salze scheidet sich in diesem Schwemmland aus. Die Hauptmasse der mitgeführten Salze wird aber je nach der Wasserspende und den Verdunstungsverhältnissen in das Endbecken (Binnenmeer, Salzsee, Salzpfanne u. a.) hinausgetragen. Diese räumliche Trennung der von dem Wasserlauf mitgebrachten Bestandteile ist u. a. ein Grund, daß die Verbreitung stark versalzter Böden doch relativ geringer ist, als es bei den ungeheuren Salzmassen, die innerhalb langer Zeiträume in die abflußlosen Trokkengebiete abgegeben werden, zu erwarten wäre. Gäbe es keine Trennung der Flußmarschen und Deltas von den Seen und Binnenmeeren, und verdunstete das Flußwasser unmittelbar dort, wo sich das Schwemmland bildet, so hätten die großen Alluvialebenen der ariden Landräume einen Ausgangssalzgehalt von mindestens 3—5% (120,

S. 24). So aber bleiben die natürlichen Sammelgebiete der durch Verwitterung und Auslaugung frei werdenden Hauptsalzmassen auf relativ wenige, durch das Großrelief bestimmte Stellen beschränkt.

Tabelle 6: Abfluß, Sinkstoff- und Salzgehalt von Flüssen aus verschiedenen Klimazonen (nach 120, S. 20; 125, S. 47; 126, S. 639)

Fluß	Mittl. Jahresabfluß in km³	Mittl. Sinkstoffgehalt in g/l	Mittl. Salzgehalt in g/l
Becken des Nördl. Eismeeres			
Kolyma	120	0,008	0,03
Jenisej	548	0,019	0,05
Lena	488	0,014	0,08
Ob'	394	0,03	0,07
Becken des Schwarzen Meeres			
Dnepr	53	0,04	0,153
Rion	13	0,60	0,166
Don	28	0,23	0,222
Becken des Kaspisees			
Volga	255	0,12	0,207
Kura	18	1,41	0,249
Arax	10	1,27	0,3—1,4
Ural	11	0,37	0,310
Terek	11	2,34	0,281
Ak-Su	0,03	2,43	0,614
Atrek	0,6	18,0	1,0—9,0
Becken des Stillen Ozeans			
Colorado (USA)	120	2,1	0,2—1,5
Becken des Aralsees			
Amu-Darja	42	4,9	0,422
Syr-Darja	14	2,0	0,448
Zeravšan	2,5	2,1	0,400
Vachš	49	4,24	0,8—1,0

B. Der Einfluß von Klima und Relief auf die Salzanhäufung

Salze häufen sich in einem Boden an, wenn zwei Grundbedingungen erfüllt sind: 1. Heißes und trockenes Kontinentalklima, dessen charakteristisches Merkmal ein Überwiegen der Verdunstung über die Versickerung mindestens während des Sommerhalbjahres ist. 2. Geomorphologische und hydrogeologische Verhältnisse, die einen Abfluß des Bodenwassers verhindern und über undurchlässigen Gesteins- oder Bodenschichten einen hohen Grundwasserstand hervorrufen (96, S. 315). Aus Grundwasser, das nicht tiefer als 1,5—2,5 m unter der Oberfläche steht, steigt in ariden Verhältnissen ein Wasserstrom kapillar nach oben und verdunstet rasch, wobei die in ihm gelösten Salze sich im Boden abscheiden.

1. Klima

a) Niederschläge und Temperaturen

Die hohen Temperaturen und die geringen Niederschläge des kontinentalen Trockenklimas bewirken für eine beträchtliche Zeit des Jahres eine niedrige relative Luftfeuchtigkeit und hohe Verdunstungswerte, wie aus Tabelle 7 hervorgeht.

Tabelle 7: Die wichtigsten klimatischen Besonderheiten der Entwicklungsgebiete versalzter Böden (für die UdSSR zusammengestellt von Kovda. 47, S. 75).

Klima (mittl. Breiten)	Temperatur in °C			Zahl der frostfreien Tage im Jahr	Atmosph. Niederschläge im Jahr in mm	Rel. Luftfeuchtkt. tagsüber während 2 Mon. der Trockenperiode	Verdunstung, Jahresmittel in mm
	Jahresmittel	mittl. Julitemp.	mittl. Januartemp.				
Wüste	15—18	26—30	(+5)—(—10)	200—240	80—200	20 und wenig.	2000—2500
Halbwüste	10—12	24—26	(—5)—(—10)	180—200	200—300	20—30	1000—1500
Steppe	5—10	20—25	(—5)—(—15)	150—180	300—450	35—45	800—1000
Waldsteppe	3— 5	20—22	(—5)—(—16)	120—150	350—500	40—45	500 —800
zum Vergleich: Gießen	8,8	17,8	+ 0,1	280	601	71 (V, VI)	—

Nun ist es eine Eigenart des ausgesprochen kontinentalen Klimas, daß die meteorologischen Durchschnittswerte eines Ortes nicht viel über die tatsächlichen Witterungsverhältnisse aussagen, da diese in der Regel von Jahr zu Jahr stark schwanken. Der Trockenheitsgrad des ariden Klimas, und im Zusammenhang damit die höchstmögliche Salzanhäufung, ist nicht so sehr eine Folge der allgemein geringen Jahresniederschlagssumme, wie vielmehr deren jahreszeitlicher Verteilung und der starken Schwankungen in den einzelnen Jahren (5, S. 45). In den Steppen und Halbwüsten des südlichen Transvolgagebietes sinken in trockenen Jahren die Niederschlagsmengen auf 42—60% des langjährigen Durchschnitts ab und steigen in feuchten auf 138—180% desselben an (122. S. 41). Noch krasser als bei den Jahresmitteln der Niederschläge sind die Abweichungen für die einzelnen Monate, besonders für die heisse Vegetationszeit. In der Waldsteppe des südlichen Transvolgagebietes schwanken die absoluten Niederschlagsmengen im Juli von 3 bis 211 mm, in der Trockensteppe von 0 bis 119 mm (122, S. 41). Ein bezeichnendes Beispiel für den geringen Wert von langjährigen Mittelwerten in ariden Verhältnissen gibt Tabelle 8.

Tabelle 8: Monatliche Niederschlagsmengen (langjähriger Durchschnitt und absolute Mengen). Trockensteppe, Station Malouzensk (300 km ONO von Stalingrad). (4, S. 273.)

Jahr	V	VI	VII	VIII	IX	VI—VIII
1936	Keine Ang.	1,5	41,3	14,7	32,5	58,0
1937	Keine Ang.	106,6	15,5	72,2	1,5	194,0
1938	15,6	8,1	0,2	29,9	0,0	38,0
1939	10,2	20,1	8,7	1,0	32,3	30,0
1940	12,2	28,2	28,2	0,4	19,4	66,8
1941	Keine Ang.	5,7	2,5	14,5	1,0	23,7
Langjähr. ⌀	23,0	30,0	37,0	24,0	26,0	91,0

Tabelle 9: Niederschlagsintensität. Malouzensk. (4, S. 274).

Jahr		V	VI	VII	VIII	IX
1948	Niederschläge, mm	0,0	47,0	1,2	16,0	22,2
	Zahl d. Regentage	—	1	1	3	5
	Intensität	0	47,0	1,2	5,3	4,4
1949	Niederschläge, mm	7,0	13,0	0	10,0	0
	Zahl d. Regentage	2	3	—	1	—
	Intensität	3,5	4,3	0	10,0	0

Für den Bodenbildungsprozeß ist die Verteilung der Niederschlagsmengen auf die einzelnen Regentage von entscheidender Wichtigkeit. Wie regellos sich dabei die Befeuchtungsverhältnisse im eurasischen kontinentalen Klima gestalten, zeigt Tabelle 9. Der Regen fällt also im Sommerhalbjahr entweder in so geringen Mengen, daß das Wasser nur in die obersten Zentimeter des Bodens eindringt und bei den hohen Luft- und Bodentemperaturen (siehe Tabelle 10) noch am gleichen Tag verdunstet, oder aber er kommt als jäher Sturzregen herab. Wegen der geringen Durchlässigkeit des Bodens, besonders wenn er durch Einwirkung von Austausch-Na verdichtet ist, strömt dann das Wasser in reißenden Rinnsalen über die Oberfläche hinweg und sammelt sich in den tieferen Stellen des Geländes an. Mit welcher Intensität etwa vorhandenes Boden- oder Grundwasser durch das Zusammenwirken der Klimafaktoren während der heißen Sommerzeit schon in der Trockensteppe aus dem Boden verdunsten kann, wird aus den angeführten Werten deutlich, wenn man beispielsweise den Juli 1949 nimmt. Eine Befeuchtung durch Niederschläge fehlte in jenem Monat gänzlich und noch in 1 m Tiefe erwärmte sich der Boden auf 16° bei 36° Lufttemperatur!

b) Trockenwinde

Ein weiterer Faktor, der die relative Luftfeuchtigkeit ganz besonders herabdrückt, sind die in den ariden Regionen aller Erdteile während der heißen Zeit auftretenden Trockenwinde, die durch star-

Tabelle 10: Luft- und Bodentemperaturen nach Dekaden. Station Malouzensk (4, S. 277—79)

Jahr	Mai				Juni				Juli				August				September			
	I	II	III		I	II	III		I	II	III		I	II	III		I	II	III	
1948																				
∅ Lufttemp.	17,5	21,1	21,2		29,3	24,2	30,1		Keine Angaben				20,4	27,3	19,3		15,3	16,2	12,7	
Abs. min. „				-4,0				17,0								-0,5				-6,5
Abs. max. „				30,0				38,0								39,5				29,0
1949																				
∅ Bodentemp. in cm Tiefe:																				
40	9,6	13,1	14,4		16,7	17,4	18,5		18,2	16,6	19,1		19,3	19,6	18,9		17,0	15,3	14,7	
60	8,2	11,8	13,3		15,2	16,5	17,4		18,2	15,7	18,4		18,7	18,8	18,5		16,6	15,5	13,3	
100	7,5	9,8	11,2		13,0	14,2	14,8		15.2	14,3	16,3		16,8	16,9	16,7		16,4	15,2	14,3	
150	7,2	6,4	7,5		9,4	10,8	11,3		12,2	11,2	12,9		13,6	14,0	14,2		14,1	13,6	13,2	
∅ Lufttemp.	14,4	19,4	21,2		22,4	26,1	20,9		23,6	24,7	23,2		22,5	25,3	20,0		16,4	15,1	13,1	
Abs. min. „				-6,5				4,5				8,5				0,0				-4,5
Abs. max. „				28,0				37,0				36,8				36,0				29,0

ke atmosphärische Druckschwankungen verursacht werden und über die baumlose Landschaft oft mit einer Geschwindigkeit von 15 m/sec (124, S. 39) bis zu 20—24 m/sec (131, S. 20) dahinjagen. Die relative Luftfeuchtigkeit sinkt hierbei in der Steppe im Tagesdurchschnitt von etwa 30—50% auf 15—20%, um 13 Uhr zuweilen auf 8% herab, und die Luft erhitzt sich an der Bodenoberfläche bis 50—58° C (18, S. 61). Solche Temperaturen werden hauptsächlich dann erreicht, wenn der Wind den von der Sonne erwärmten Bodenstaub mitreißt und in den gefürchteten Staubnebel, die russische *mgla, černaja burja,* oder den amerikanischen *dust storm* der Great Plains (42, S. 314) übergeht. Durch das jäh ansteigende Sättigungsdefizit der Luft können die Kulturpflanzen in wenigen Stunden verdorren, oder das Getreide kommt nur zur Notreife, die den Ertrag oft um die Hälfte mindert (109, S. 149). Das unter dem „Atem Asiens" stehende Trockengebiet wird durch diese Hitzewinde oder *Suchoveji,* die hier von April bis Oktober aus östlicher und südöstlicher Richtung wehen, außerordentlich stark betroffen (43, S. 602), wie in Tabelle 11 zu sehen ist.

Tabelle 11: Häufigkeit der Tage mit Suchovej. Malouzensk. (4, S. 276).

	IV	V	VI	VII	VIII	IX
Mittlere Häufigkeit	0,6	4,7	5,3	8,1	6,5	2,7
Maxim. Anzahl d. Tage im Monat	9	18	15	31	22	13

Im Volgaraum wird auch noch die Waldsteppe in den Einflußbereich der Suchoveji einbezogen, die hier während des Sommers jeden Monat durchschnittlich 3—4 Tage lang auftreten (8, S. 713).

Dies etwa sind die Grundzüge des kontinentalen Trockenklimas, welche die wesentliche klimatische Voraussetzung für eine Salzanhäufung im Boden schaffen. Entscheidend ist vor allem, daß die Niederschläge hinter dem Verdunstungsvermögen zurückbleiben. Dieses (siehe Tabelle 7) hält in der Waldsteppe dem ersteren noch annähernd die Waage, übertrifft es dann aber nach der Wüste hin zunehmend bis um das 10- bis 15-fache.

2. Relief

Wie eingangs erwähnt, müssen beim Zustandekommen einer Bodenversalzung auch die geomorphologischen Verhältnisse zu einem Überhandnehmen der Verdunstung über die Versickerung führen bzw. den Abfluß fördern. Damit ist das Auftreten von versalzten Böden in allen Unterzonen der trockenwarmen Klimaregionen an das Vorhandensein von Aufschüttungsformen (Niederungen, Täler und Akkumulationsterrassen, Flußdeltas) (39, S. 749) geknüpft, in denen die aus dem Abtragungsbereich zuströmenden salzhaltigen

Tage- und Grundwässer sich anstauen und verdunsten können. Besonders stark ausgeprägt ist die Entwicklung von Versalzungsprozessen in den großen Alluvialebenen im Bereich der Talauen (Überschwemmungsterrassen), die sich hauptsächlich am linken Ufer der asymmetrischen Täler meridional verlaufender Flußläufe Rußlands finden (siehe 59, S. 55). Gewöhnlich sind es tektonische Schwellen oder „Restbänke" in den linksseitigen Teilen der Talauen, die einen Abfluß des Flußwassers erschweren und den Grundwasserstrom im Tal manchmal völlig aufhalten. Die Folgen sind Stauung und Verdunstung des Grundwassers und Versalzung der Aueböden. In verschiedenen Abwandlungen kann man diese Erscheinung bei den Flußtälern der südrussischen Abdachungsebene, in Transkaukasien (Arax) und in der turanischen Ebene (Amu-Darja, Syr-Darja) verfolgen (47, S. 82). Demgegenüber erfolgt keinerlei Salzanhäufung in Gebieten mit eluvialen Bedingungen (Gebirgshänge, Wasserscheiden, hochgelegene Terrassen), d. h. dort, wo das Grundwasser wegen seiner Tiefe die Bodenbildung nicht beeinflußt, sondern mit den aufgelösten Salzen ungehindert abfließen kann.

a) Makro- und Mesorelief

Innerhalb der erwähnten Akkumulationsgebiete (Alluvialebenen, Fluß- und Seeuferterrassen, Küstenniederungen u. a.) erfassen die Salzanhäufungsprozesse nicht zusammenhängende Flächen, sondern sie finden sich in erster Linie in den eingesenkten Teilen des Makro- und Mesoreliefs (57, S. 438), z. B. in austrocknenden oder ausgetrockneten Flußarmen und Salzseen, in sumpfigen Senken, Deflationskesseln und anderen örtlich begrenzten Vertiefungen (53, S. 8), in denen das hochstehende Grundwasser einen Zustrom von der Seite erhält und im wesentlichen der Verdunstung verfällt. In Tabelle 12 treten die Unterschiede in der Salzkonzentration des Grundwassers bei verschiedener Reliefgestaltung klar hervor. Die gleiche Gesetzmäßigkeit gilt auch beim Mesorelief, wo jeder Höhenunterschied von 50—100 cm schon einen anderen Wasser- und Salzhaushalt im Boden bedingt. Auch liegen in den Vertiefungen im Mesorelief (frühere Altwässer, Seen und Sümpfe) vorwiegend lehmige und tonige Ablagerungen vor, während die dazwischenliegenden, höheren Reliefelemente meistens aus lehmig-sandigem bis staubigem Material aufgebaut sind. Erstere haben einen höheren Grundwasserstand und versalzen daher schneller und stärker als ihre Umgebung. In streng ariden Verhältnissen werden die negativen Mesoreliefteile von sogenannten *Schoren* (nasse Solontschaks und Salzschlamm) eingenommen (124, S. 329), deren Grundwasser besonders salzreich ist (Tabelle 13), wogegen die sie trennenden, 1—3 m höher liegenden Flächen stets salzärmere Grundwässer und Böden aufweisen. Auch das $Cl:SO_4$-Verhältnis (eine später zu erläuternde Kennzahl der Salzzusammensetzung in versalzten Böden) zeigt große Unterschiede.

Tabelle 12: Makrorelief und Grundwasserversalzung (47, S. 84)

Ort und geomorph. Verhältnisse	Tiefe in cm	Salzsumme in g/l	Cl	SO_4	Ca	Mg	Na+K
Hungersteppe:							
Serosjom-Lößebene	10—15	bis 10— 20	4 —10	4 — 7	0,3—1	0,1 —1	1—15
Altarmdepression	2— 7	bis 50— 95	25 —60	5 —20	1 —4	1,0 —1,5	10—20
Kaspische Senke:							
Solonezsteppe	7—10	bis 6— 10	2 — 6	2 — 4	0,1—1	0,2 —0,5	1— 3
Altarme der Volga	1— 2	bis 100—200	40 —80	5 —10	1 —2	1 —12	20—30
Tal des Vachš:							
3. Erosionsterrasse	1— 6	bis 1— 10	0,2—1,5	0,3—3,5	0,1—0,3	0,03—0,08	—
Karalang-Schlucht	0— 2	bis 30—100	10 —40	2 —15	1 —1,5	0,3 —0,6	—

Tabelle 13: Mesorelief und Grundwasserversalzung in der Hungersteppe (47, S. 85)

Ort und Reliefverhältnisse	Fester Rückstand, g/l	Cl:SO_4
Terrasse des Syr-Darja:		
Schore	bis 20— 30	5—7—10
Randerhebungen	bis 7— 12	1 —2
Depression des Arna-saj:		
Schore	bis 150—160	0,9—1,00
Randerhebungen	bis 40— 50	0,2—0,31

b) Mikrorelief

In der Größenordnung des Mikroreliefs verhält sich die Salzverteilung gerade umgekehrt: alle erhöhten Stellen saugen als Herde schnellerer Abtrocknung und Verdunstung die Salzlösungen aus ihrer Umgebung an („Dochtwirkung") und häufen außer leichtlöslichen Salzen auch $CaSO_4$ an. Dabei reichern sich die Salze nicht nur in den oberen Bodenhorizonten dieser Bereiche an, sondern sie ver-

teilen sich bis hinunter auf das Gestein und das Grundwasser (Tabelle 14). Bei sonst ebenem Gelände führen geringfügige Höhenunterschiede von 10—20 cm auf Entfernungen von kaum 30 m bereits zu solchen Unterschieden im Salzhaushalt, daß ganz verschiedene Böden entstehen. So bilden sich im Bereich der periodisch überschwemmten Wiesenböden in den Talauen der Steppen, Halbwüsten und Wüsten, z. B. am Don, an der Volga, am Amu-Darja (123, S. 400) an den Stellen Komplexe von Wiesenböden mit Solontschakböden, die wegen ihrer höheren Lage am schnellsten abtrocknen und früher als das übrige Gelände aus dem Hochwasserspiegel herausragen. Durch intensive Verdunstung des hochstehenden Grundwassers versalzen diese Aufwölbungen manchmal so stark, daß ihre Oberfläche sich mit einer Salzkruste überzieht (40, S. 909).

Die gleiche Erscheinung verursacht in ariden Gebieten bei der Furchenbewässerung von Kulturen, die auf Dämmen angebaut werden (Baumwolle, Zuckerrüben), große Schwierigkeiten, wenn das Feld einen etwas erhöhten Salzgehalt oder fleckenhafte Versalzung aufweist. Nach jeder Wassergabe werden die Salzlösungen kapillar zu den Dämmen hingezogen, und diese enthalten zum Ende der Vegetationszeit in ihrem oberen Teil mehr als doppelt so viel Salze — hauptsächlich die leichtest löslichen Chloride und Nitrate — wie die wenige Zentimeter entfernte Furchensohle (47, S. 89). Man hilft sich in manchen Bewässerungsoasen Kazachstans mit der sogenannten Listermethode (siehe Abb. 3).

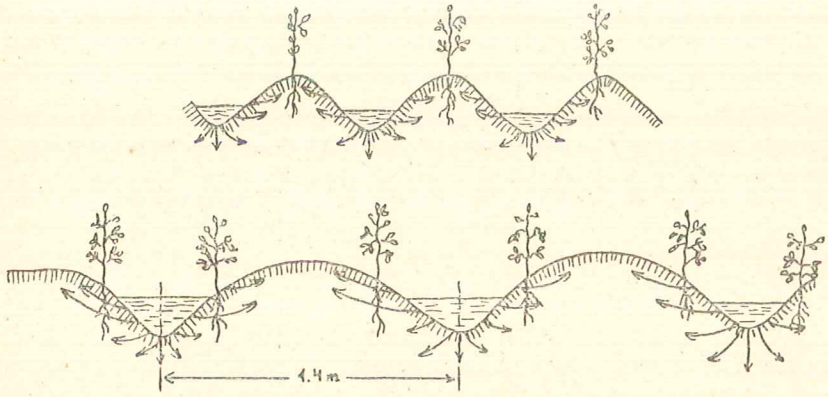


Abb. 3: Schema der Salzbewegung in den Dämmen bei Furchenbewässerung
Oben: Gewöhnlicher Anbau. Unten: Listerkultur

Hierbei stehen die Pflanzen auf halber Höhe der bis 35 cm hohen Dämme und wurzeln in deren entsalztem Teil. Erfolgreich ist diese Anbauart allerdings nur bei strichweiser oder nesterartiger Bodenversalzung. Sie versagt bei allgemeiner, in größere Tiefe hinabreichender Versalzung.

Schließlich sei noch auf die Anhäufung großer Salzmengen in den Dämmen hingewiesen, die bei der Melioration von Salzböden zur Einfassung durchzuwaschender Parzellen aufgeworfen werden und

Tabelle 14: Mikrorelief und Bodenversalzung (47, S. 88)

Gegend und Lage	Tiefe in cm	Trock. Rest %	Cl	SO_4	Mg	Na+K	Gips	$CaCO_3$
Zentrale Fergana (Kazachstan) Ödland, ebene Oberfläche, Boden versalzt	0— 1	2,2	0,01	1,4	0,02	0,06	1,3	8,0
	1— 3	1,2	0,01	0,7	0,01	0,3	0,7	6,6
	3— 7	2,7	0,02	1,7	0,01	0,6	2,2	5,6
	7— 10	2,7	0,01	1,7	0,01	0,6	3,8	6,5
	10— 20	7,1	0,09	4,5	0,03	2,0	5,1	6,7
	37— 60	3,7	0,23	2,1	0,19	0,5	14,1	6,5
	87—110	1,7	0,04	1,1	0,08	0,1	12,9	7,9
	Grundwasser 110 cm, g/l	24,4	1,2	14,0	0,6	2,7		
20—30 m davon entfernt eine kaum ausgeprägte Erhöhung, Schwellsolontschak	0— 1	4,7	0,01	3,0	0,01	1,2	4,3	11,1
	1— 8	5,5	0,14	3,4	0,03	1,4	9,0	8,9
	8— 15	7,8	0,11	4,9	0,05	2,1	14,2	6,0
	35— 65	4,9	0,41	2,6	0,28	0,7	4,9	10,3
	150—175	2,8	0,20	1,6	0,11	0,4	21,3	13,6
	Grundwasser 146 cm, g/l	95,6	9,4	48,8	5,3	14,7		

während der Überstauung aus dem Wasser ragen. Auch hier findet teilweise eine Verdunstung des Stauwassers an den höchsten Stellen des Kleinreliefs statt.

3. Salzprovinzen

Die löslichen Bodensalze sammeln sich in den Trockengebieten unter gegebenen Reliefverhältnissen nicht regellos an, sondern sie spiegeln in ihrer Zusammensetzung die Zonen des ariden Klimas wider. Ansätze für die Gliederung der Salzanhäufungsgebiete in bestimmte Typen bzw. Zonen sind schon früh vorhanden. Cameron unterscheidet vier Typen der Bodenversalzung auf Grund der Lösungstheorie (Pecos-Typus, Fresno-Typus usw.) (96, S. 321), und von verschiedenen anderen Forschern wurde ein Überwiegen oder Fehlen eines bestimmten Salzes über größere, zusammenhängende Flächen hin eindeutig festgestellt (23) (44, S. 51). Es ist das Verdienst von Kovda, im Gesamtbereich des eurasischen Kontinentalklimas klare Beziehungen zwischen den klimatischen Zonen und der chemischen Zusammensetzung der in ihnen vorherrschenden Salze herausgestellt zu haben (siehe Tabelle 15).

Das System der zonalen Verteilung der Salzarten geht von der grundsätzlichen Annahme aus, daß die Anionen der Salze gegenüber den Kationen die unabhängigeren Variablen sind. Die Kennzeichnung der einzelnen Salzzonen erfolgt daher nach dem Gehalt und den Mengenverhältnissen der vorhandenen Anionen.

Zur Kennzeichnung des chemischen Charakters der Salze versalzter Böden werden die Mengen der Ionen in Millival (mval) ausgedrückt. Für Vergleiche wird das Verhältnis der Ionen verwendet, das nach

dem mittleren Gehalt der einzelnen Ionen in mval je 100 g Boden in 1 m Bodenschicht berechnet wird.

Bei den russischen Doppelbezeichnungen für die Zwischentypen der gemischten Versalzung ist zu beachten, daß das vorherrschende Anion oder Kation an z w e i t e r Stelle steht, während das in wesentlicher Menge begleitende an den Anfang gestellt wird. Ein Boden mit Chlorid-Sulfatversalzung enthält demnach mehr SO_4'' als Cl', bei Sulfat-Sodaversalzung mehr HCO_3' und CO_3'' als SO_4'', und eine Kationenzusammensetzung von Ca-Mg-Na bedeutet mengenmäßig $Ca < Mg < Na$. Obwohl diese Bezeichnungsweise dem deutschen Sprachgefühl weniger entspricht, erscheint es nicht zweckmäßig, sie abzuändern, da entsprechende geläufige Einteilungssysteme, denen man sie anpassen könnte, hier nicht vorhanden sind. Die russischen Ausdrücke wurden also hier beibehalten.

Tabelle 15: Salzanhäufung und Klimazonen (47, S. 79)

Klima	Höchstmögliche Mineralisierung des Wassers, g/l			Höchstmögliche Salzmengen in oberen Horizonten, %	Charakteristische Salze in Solontschaks	Sekundäre Versalzung bei Bewässerung
	Flußwasser	Grundwasser	Salzsee			
Wüste	20—90	200—220	350—450	15—25	NaCl $NaNO_3$ $MgCl_2$ $MgSO_4$ $CaSO_4$	weit verbreitet
Halbwüste	10—30	100—150	300—350	5—8	NaCl Na_2SO_4 $CaSO_4$ $MgSO_4$	oft vorkommend
Steppe	3—7	50—100	100—250	2—3	Na_2SO_4 NaCl Na_2CO_3	selten vorkommend
Waldsteppe	0,5—1,0	1—3	10—100	0,5—1,0	Na_2CO_3 Na_2SO_4 Na_2SiO_3	unbekannt

Die wichtigsten Arten der Salzanhäufung im Boden faßt Kovda in sogenannte „Salzprovinzen“ zusammen. Er versteht darunter größere Räume mit mehr oder minder einheitlichen klimatischen Verhältnissen, in denen sich versalzte Grundwässer und Böden mit einer bestimmten, einigermaßen konstanten Salzzusammensetzung entwickeln (47, S. 90). Im Bereich der eurasischen Trockengebiete unterscheidet er vier Salzprovinzen, die mit abklingendem kontinentalen Charakter des Klimas von der Wüste bis zur Waldsteppe einander in folgender Reihenfolge ablösen. Siehe hierzu Abb. 4 (Faltkarte) im Anhang.

a) Provinz der Chloridversalzung

In den Gebieten mit ausschließlicher Cl-Anhäufung herrscht ein extrem arides Wüstenklima, und unter den früher erwähnten geomorphologischen Voraussetzungen sammeln sich die Salze in Böden und Gewässern in einem Ausmaß an, daß in keiner anderen klimatischen Zone mehr erreicht wird. Dennoch durchbricht diese Provinz, die im wesentlichen die Kaspische Niederung umfaßt, die zonalen Versalzungsgürtel wegen einiger Sondereigenschaften, die eine Folge der Transgressionen des Kaspisees in der Vergangenheit und des Emporsteigens von Salzdomen zur Oberfläche (siehe S. 19) sind. Den Hauptanteil der Salze machen NaCl und $MgCl_2$ aus. Daneben ist ein erhöhter Boratgehalt zu verzeichnen, während Nitratanhäufungen selten sind. Im südwestlichen, an den Kaspisee grenzenden Teil Turkmeniens neigen die Böden im Bereich dieser Provinz zur Takyr-, und im nördlichen Teil der Kaspischen Senke zur Solonezbildung.

b) Provinz der Sulfat-Chloridversalzung

Hier gelangt der differenzierende Einfluß des kontinentalen Trokkenklimas auf die Salzanhäufung zur vollen Geltung. Die wichtigsten Gebiete dieser Provinz sind die heißesten Teile der Turanischen Ebene, die Küste der Ukraine (Unterlauf des Dons und der Kuban'), das Gebiet um den Balchaš-See und die Kuraniederung. Die oberen Horizonte der Solontschakböden enthalten oft insgesamt 60—75% Salze, darunter 10—15% $CaCO_3$. Diese höchste Versalzungsstufe ist durch ein ausgeprägtes Überwiegen der Chloride (NaCl und $MgCl_2$) gekennzeichnet, wenn auch das Verhältnis $Cl:SO_4$ von Gegend zu Gegend beträchtlich schwankt. Bei der hohen Verdunstungsintensität häufen sich auch die leichtest löslichen Nitrate in den oberen Bodenhorizonten an. Auf unbewässertem, versalztem Ödland sind infolgedessen oft NO_3-SO_4-Cl-Solontschaks zu finden. Kennzeichnend für die gesamte Turanische Ebene ist die starke Gipsführung von Gestein und Boden.

Im Vergleich zu anderen Zonen tritt die sekundäre Versalzung der bewässerten Böden in dieser Provinz am stärksten auf und erreicht auch flächenmäßig die größte Ausdehnung.

c) Provinz der Chlorid-Sulfatversalzung

Die an die Wüstengebiete grenzenden Halbwüsten und Trockensteppen in Zentralkazachstan haben noch ein stark ausgeprägtes Kontinentalklima, jedoch fallen in ihrem Bereich schon mehr und vor allen Dingen regelmäßiger verteilte Niederschläge (siehe Tabelle 7). Die am stärksten versalzten oberen Horizonte der Solontschakböden enthalten nur 5—8% leichtlösliche Salze, während die Schwellsolontschaks der Wüstenregion mit einem 15—20 cm starken Salzhorizont ganz fehlen. Auch bilden starkversalzte Böden keine zusammenhängenden Flächen mehr, sondern sie wechseln häufiger mit geringer versalzten Böden ab. Mit der Verringerung der Anhäufung ändert sich auch die Zusammensetzung und das Mengenverhält-

nis der Salze. Bei zunehmenden Niederschlägen werden die Nitrate bereits ausgewaschen und die leichter löslichen Chloride treten gegenüber den Sulfaten zurück. Die Sulfationen nehmen im Boden und im Grundwasser absolut und im Vergleich zu den Chloridionen zu. Dies hat folgenden Grund. Während des Überwiegens der Verdunstung über die Versickerung, also bei aufsteigendem Wasserstrom im Sommer, häufen sich Cl' und SO_4'' in den oberen Bodenhorizonten etwa gleich stark an. In der kalten und feuchten Jahreszeit werden die Cl-Ionen wieder ausgewaschen. Das Na_2SO_4 kann jedoch bei den niedrigen Wintertemperaturen nicht ganz in Lösung gehen, es bleibt ein Teil zurück, und so häuft es sich von Jahr zu Jahr an. Erst mit dem warmen Wasser im Frühjahr kehrt gelöstes Na_2SO_4 wieder in größerer Menge ins Grundwasser zurück. Diese Erscheinung leitet die Trennung des Sulfats und später der Karbonate des Natriums von den übrigen leichtlöslichen Salzen ein und führt dann mit zunehmender Klimamilderung zur Bildung von Solonezböden, die im nördlichen Teil der Provinz bereits große Flächen einnehmen.

Die sekundären Versalzungsprozesse in den bewässerten Ländereien der Cl-SO_4-Provinz finden zwar noch oft statt, wirken sich aber niemals in solch schlimmer Weise wie in den beiden erstgenannten Provinzen aus.

d) Provinz der Sulfat-Sodaversalzung

In den sich von Südosteuropa bis tief nach Sibirien ziehenden Gürteln der Steppe und Waldsteppe finden sich noch Anklänge an das Wüstenklima in den heißen und trockenen Sommern. Trotz ihrer kurzen Dauer verursachen hohe Temperaturen, Lufttrockenheit und großes Verdunstungsvermögen während dieser Zeit einen aufsteigenden Wasserstrom im Boden. In Geländeformen, die einen Grundwasseranstieg begünstigen (Flußtäler und Niederungen), findet eine merkliche Salzanhäufung statt. So treten versalzte Böden vereinzelt auf den unteren Flußterrassen der Schwarzerdesteppe Ungarns (Donau und Theiß), im Moldaugebiet und in der Mittelukraine (Dnestr und Dnepr), am mittleren und oberen Don, an der Mittelvolga und deren Nebenflüssen (Samarka), in der Westsibirischen Tiefebene in Landstrichen mit günstigen Abflußverhältnissen (Barabaniederung und Kulundasteppe), und schließlich in Ostsibirien am großen Lenabogen in Jakutien auf. Wegen der im Jahresverlauf vorherrschenden Entsalzungsprozesse nimmt in den beiden Zonen die Salzanhäufung im Vergleich zu den vorigen beträchtlich ab, wie Tabelle 15 zeigt. Unter den Anionen fehlt NO_3' völlig, und auch der Anteil von Cl' geht besonders in den mildesten, am stärksten ozeanisch beeinflußten Gegenden stark zurück. Beide Ionen werden mit den Herbstregen und den Schmelzwassern weitgehend ausgewaschen. Relativ und absolut treten die Sulfate, Karbonate und Bikarbonate des Na aus den schon erörterten Gründen ganz in den Vordergrund, und der für diese Provinz charakteristische Sulfat-Soda- oder Soda-Sulfat-Typ der Bodenversalzung gelangt hier zu größter Verbreitung. Durch Umsetzung mit Soda geht $CaSO_4$ in $CaCO_3$ über. In dem stark alka-

lischen Mittel dispergieren die Kolloide, Humus und Kieselsäure werden löslich, und es entstehen die eigentlichen Solonezböden.

Es herrschen somit im Bereich der eurasischen Trockengebiete folgende Beziehungen zwischen dem Großklima und der Salzanhäufung:

Die höchsten Salzgehalte in Grundwasser, Gestein und Boden weisen die Reliefvertiefungen in den extrem ariden Wüstengebieten auf. Den größten Anteil unter den Salzen haben hier die Chloride, und auch die Nitrate gehen wegen des Fehlens von merklichen Niederschlägen in feste Phase über. Mit abnehmend kontinentalem Charakter des Klimas und wachsendem Einfluß des maritimen Klimabereiches verringert sich die Salzanhäufung mengen- und flächenmäßig, und es ändert sich die Salzzusammensetzung in den versalzten Böden in der Reihenfolge:

$NO_3'—SO_4''—Cl' \rightarrow SO_4''—Cl' \rightarrow Cl'—SO_4'' \rightarrow CO_3''—SO_4'' \rightarrow CO_3''$

mit Beimischungen von Alkalisilikaten.

Zweiter Teil

III. Salzanhäufung in Grundwasser, Bodenlösung und Boden

Bei dem allgemeinen Salzanhäufungsprozeß in den ariden Böden und Gesteinen muß man grundsätzlich zwischen einer Salzanhäufung in der festen Phase, d. h. im Muttergestein und in den Bodenhorizonten, und solcher in der flüssigen Phase, also im Grundwasser und der Bodenlösung unterscheiden. Obwohl beide Vorgänge eng miteinander verknüpft sind, bedingen sie die Entwicklung von verschiedenen Eigenschaften in den der Versalzung unterliegenden Böden und Ablagerungen und erfordern demnach unterschiedliche Maßnahmen bei der Kultivierung der Böden.

A. Salzanhäufung im Grundwasser

1. Faktoren der Grundwasserversalzung

Die Salzzusammensetzung und -konzentration eines im Gelände vorgefundenen Grundwassers sind das Ergebnis vielfältiger Einflüsse, die das Wasser auf seinem Wege vom Herkunftsort bis zu diesem Punkt erfahren hat. Die anfänglich im Grundwasser vorhandenen Salze treten in Wechselwirkung mit den Mineralien der Gesteinsschichten, welche das Grundwasser durchfließt. Die einfachste Reaktion hierbei ist die Auflösung der im Gestein vorhandenen Salze. Die Löslichkeit eines Salzes bestimmt die Länge seines Wanderungsweges bis zu der Stelle, wo es nach Erreichen der Sättigungskonzentration aus der Lösung sich wieder im Gestein oder Boden ausscheidet. Die Wanderungsfähigkeit der einzelnen Ionen ist äußerst verschieden, wie Polynov (138, S. 259) zeigte. Er verglich die mittlere Zusammensetzung von kristallinen Gesteinen mit der der gelösten Bestandteile in Flüssen, die kristalline Gesteine und deren Verwitterungsprodukte entwässern. Die Werte (Tabelle 16) entsprechen den

Tabelle 16: Wanderungsvermögen der Salzionen

Cl	100
SO_4	60
Ca	3
Na	2,5
Mg	1,3
K	1,3
SiO_2 der Silikate	0,2
Fe_2O_3	0,04
Al_2O_3	0,02
SiO_2 des Quarzes	0,00

gelösten Ionenmengen, ausgedrückt in Prozent ihres Gehaltes im Gestein, und beziehen sich auf eine Zeitspanne, innerhalb welcher sich das Chlor als beweglichstes Element zu 100 Prozent aufgelöst hat.

Eine große praktische Bedeutung hat die Beeinflussung der Löslichkeit eines Salzes durch begleitende Salze. In Anwesenheit von NaCl, $MgCl_2$ oder $NaNO_3$ wächst die Löslichkeit des Gipses bis zu einem Höchstwert stark an und ermöglicht dadurch seine Anreicherung im Grundwasser über seine Sättigungskonzentration in reiner Lösung hinaus. Sobald die Konzentration des NaCl einen bestimmten Wert überschreitet, sinkt die Löslichkeit des $CaSO_4$ wieder ab (siehe Übersicht) (121, S. 159).

Gelöstes NaCl, g/l	4,9	9,9	19,8	29,8	39,7	49,3	99,2	148,8	198,4	261,6
Gelöstes $CaSO_4$, g/l	3,2	3,4	4,3	4,6	5,4	5,6	6,5	6,4	5,9	4,7

Das gleiche gilt von vorneherein bei Anwesenheit von $CaCl_2$, Na_2SO_4 oder $MgSO_4$ (44, S. 52), die gemeinsame Ionen besitzen. Der Wechsel von konzentrationserhöhenden und -mindernden Bedingungen ist der Grund dafür, daß der jeweilige Gipsgehalt im Grundwasser absolut zwar gering sein mag, seine Ausfällung im Boden in Form von Linsen und durchgehenden Schichten im Laufe der Zeit jedoch große Ausmaße annimmt.

Bei den Karbonaten und Bikarbonaten des Ca und Mg ist es der CO_2-Gehalt des Grundwassers, der die Löslichkeit dieser Salze am meisten beeinflußt. Bekanntlich steigt die Löslichkeit des CO_2 mit sinkender Temperatur des Wassers, und das $CaCO_3$ löst sich proportional dem CO_2-Gehalt des Wassers. Dies erklärt die Bildung von ausgedehnten verfestigten Kalkhorizonten, sog. Schochs und Arzyks, im Tal der Fergana und im Gebiet von Samarkand. Kaltes Grundwasser kommt vom Tienschangebirge herab und erwärmt sich schnell mit Annäherung an die Bodenoberfläche. Dabei verliert es große Mengen von gelöster CO_2, und entsprechend fällt viel $CaCO_3$ im Boden aus (47, S. 100). Aus dem gleichen Grunde entstehen beim Grundwasseranstieg die Kalkabscheidungen in Form von Konkretionen (97, S. 273), russisch *beloglazka,* die in den meisten ariden Böden in verschiedener Tiefe auftreten.

Übrigens läßt Kelley (44, S. 78) eine Gipsanhäufung unmittelbar durch das Grundwasser nur bis zu Tiefen gelten, in denen noch eine Grundwasserverdunstung stattfinden kann. Er bezweifelt die Bildung von tieferliegenden Gipsschichten auf diesem Wege, es sei denn, daß sich nachträglich Boden darüberlagerte, er gibt aber keine andere Erklärungsmöglichkeit. Es ist bedauerlich, daß der Autor nicht näher erörtert, was er unter tieferliegenden Schichten versteht. Zahlreiche Profile arider Bodentypen zeigen, daß die größten Gipsmengen sich an der Übergangsschicht vom Kapillarsaum zum Haftwasserbereich, also im Horizont des abnehmenden Wassergehaltes anhäufen. Bei schwankendem Grundwasserstand bilden sich entspre-

chend mehrere Gipshorizonte in unterschiedlichen Tiefen, angefangen von wenigen Zentimetern unter der Oberfläche bis hinunter in etwa 3 m Tiefe (58). Nach übereinstimmenden Ergebnissen (47, S. 112) liegt die unterste Grenze der Grundwasserverdunstung in den Trokkengebieten der USA und UdSSR bei etwa 2,5—3 m. Folglich kann man diese Bildungsweise der Gipsausscheidung bis zu dieser Tiefe sehr wohl annehmen. In neueren Untersuchungen wurde sogar ein Einfluß von noch viel weiter entferntem Grundwasser auf die Wanderung und Umlagerung von Salzen in tieferen Bodenschichten festgestellt, so bei einem SO_4-Cl-Steppensolonez über Löß auf den Ergenihöhen (Südvolgagebiet), dessen 12 m tiefes Grundwasser den Feuchtigkeitsgehalt des darüberliegenden Gesteins auf 7 m Höhe beeinflußt (4, S. 139).

Widersprechende Meinungen herrschen über die Möglichkeit einer Gipsanhäufung durch den Umtausch von sorbiertem $Ca^{\cdot\cdot}$ mit dem $Na^{\cdot}$ der Sulfate im Grundwasser. Nach Birjukova (13, S. 669) könne sich hierbei nicht viel $CaSO_4$ bilden, da auch bei völliger Sättigung des Sorptionskomplexes mit Austausch-Ca der Ca-Gehalt nur in seltenen Fällen 1% des Gesamtbodens erreiche. Demgegenüber halten andere Autoren eben diese Entstehungsweise des Gipses für durchaus möglich (138, S. 578), und in neueren Arbeiten wird diese Reaktion auch für einige andere Erscheinungen als Ursache angenommen. Ein mit Austausch-Ca gesättigter Grundwasserleiter vermag nicht nur die Kationenzusammensetzung des Wassers zu verändern, sondern auch dessen Gesamtsalzkonzentration abzusenken und die Sulfate fast quantitativ auszufällen. Wenn Lösungen, die eine hohe Salzkonzentration (40—90 g/l) haben und an SO_4'' nahezu gesättigt sind, auf Böden und Untergrunde einwirken, die Austausch-Ca enthalten (z. B. Löße oder jüngste alluviale Ablagerungen, Wiesenböden), so verringern sie ihre Gesamtmineralisierung um 10—20 g/l oder etwa 25% gegenüber dem ursprünglichen Salzgehalt. Das durch $Na^{\cdot}$ und $Mg^{\cdot\cdot}$ verdrängte $Ca^{\cdot\cdot}$ geht ins Grundwasser über und fällt bald als Gips aus. Bei einer Cl-SO_4-Führung des Grundwassers steigt in gleichem Maße der Anteil des Cl beträchtlich an, nach experimentellen Ergebnissen um 40—45%. Die Einwirkung von Tiefenwasser mit hoher Cl-SO_4-Konzentration (50—100 g/l) auf alluviale Ablagerungen und Wiesenböden der Niederungen wurde verschiedentlich in schwachversalzten Bereichen des Volga-, Kura- oder Amu-Darjadeltas festgestellt (120, S. 29). Möglicherweise kann dies auch die Gipsanhäufung in Bodenschichten erklären, welche unterhalb der Verdunstungsgrenze liegen.

Der den Salzgehalt des Grundwassers beeinflussende Kationenumtausch wirkt sich auch auf den Boden selbst aus. Je nach der Zusammensetzung der Grundwassersalze erwirbt er sehr verschiedene Eigenschaften. $Ca(HCO_3)_2$-Lösungen steigern den $Ca^{\cdot\cdot}$-Anteil im Sorptionskomplex und geben dem Boden einen physikalisch günstigen Zustand. Umgekehrt verschlechtert dieser sich durch Einwirkung von Na_2CO_3- oder $NaHCO_3$-Lösungen, wie dies noch ausführlich zu besprechen sein wird. Im Falle von Mg-reichen Grundwässern sei die Bindung des Magnesiumions an den Kolloidteil des Untergrundes in

nicht austauschbarer Form erwähnt. Bei der Hydrolyse der Alumosilikate und Silikate der Eruptiv- und Sedimentgesteine spalten sich Alkalisilikate ab, welche durch Umsatz mit Bikarbonaten und Sulfaten des Ca und Mg Erdalkalisilikate bilden. Indem diese ausfallen, entstehen in den Sedimentgesteinen unter Hinzutritt von Aluminiumhydroxyden sekundäre Minerale vom Typus des Montmorillonits, Beidellits oder Saponits, welche $Mg^{\cdot\cdot}$ aus gelöstem $MgSO_4$, $MgCO_3$ und $MgCl_2$ teilweise festlegen. Ferner bewirkt der hohe CO_3''-Gehalt in ausgedehnten Teilen der Lößgebiete Eurasiens eine Dolomitisierung des Bodens gemäß $MgSO_4 + 2CaCO_3 \lesseqgtr MgCO_3 \cdot CaCO_3 + CaSO_4$. Beide Erscheinungen bedingen die starke Mg-Anlagerung und -Anhäufung in sekundär versalzten Böden der Hungersteppe (47, S. 104). Durch das Austausch-Mg wird der Boden plastisch, er quillt und verliert sein Wasserleitungsvermögen. Nach Tabelle 17 findet sich in solchen Böden die größte Mg-Anhäufung im Horizont 100—170 cm. Bei Bewässerung kann das Sickerwasser nicht abgeleitet werden, womit die erste Ursache für eine sekundäre Versalzung gegeben ist.

Tabelle 17: Austauschkationen im uzbekischen Löß und Serosjom (47, S. 106)

Tiefe in cm	T-Wert in mval	Höchstanteile der Kationen in % des T-Wertes			
		Ca	Mg	K	Na
0—20	10—16	65—90	5—15	3 —5	1—2
50—70	7—11	50—83	15—36	1 —2	1—2
100—170	8—12,6	21—60	37—76	0,5—1	2—7

Wie die Betrachtung des biologischen Salzkreislaufs in Kapitel II gezeigt hat, greift auch die Pflanzenwelt der kontinentalen Trockengebiete in die Salzdynamik ein, indem sie dank ihres Wahlvermögens bestimmte Salze festlegt, andere ausscheidet und dadurch das ursprüngliche Ionenverhältnis im Grundwasser oder in der Bodenlösung verändert. Im äußersten Fall können die Pflanzen auf diese Weise noch ein 20—30 m tiefes Grundwasser beeinflussen. Aber im allgemeinen muß man mit spürbaren Zunahmen der Salzkonzentration im Grundwasser durch die Vegetation erst bei einem Grundwasserstand von 5—7 m rechnen, weil die Mehrzahl der Steppen-, Wiesen- und Salzpflanzen ihr Wurzelnetz etwa bis zu dieser Tiefe ausdehnt. Da die unmittelbare Verdunstung aus dem Boden bei etwa 3 m aufhört, ist ein Mineralisierungsanstieg im Grundwasser bei einem Stand von 5—7 m hauptsächlich der Lebenstätigkeit der Pflanzendecke zuzuschreiben, was in der Hungersteppe oder in der Kura-Araxniederung nachgewiesen werden konnte (47, S. 109).

Die entscheidende Bedeutung bei der Salzanhäufung im Grundwasser kommt den Faktoren des Grundwasserhaushalts zu. Aus dem Zusammenspiel von Verdunstung bzw. Transpiration, Tiefe und Abfluß ergibt sich zusammen mit den aufgezählten Einflüssen die in einem gegebenen Grundwasser festgestellte Salzkonzentration.

Als eine Funktion von Temperatur und Feuchtigkeit der Luft wächst die Verdunstung mit der Aridität des Klimas. So beginnt die Verdunstungsintensität des Grundwassers mit Annäherung des Wasserspiegels zur Bodenoberfläche in der Barabaniederung (Westsibirien) von etwa 170 cm, und in der Hungersteppe (Kazachstan) schon von 300 cm Spiegelhöhe an zu steigen (siehe Abb. 5). Da mit zunehmender Verdunstungsintensität gleichzeitig die Mineralisierung, also die Salzkonzentration des Grundwassers wächst, werden Ver-

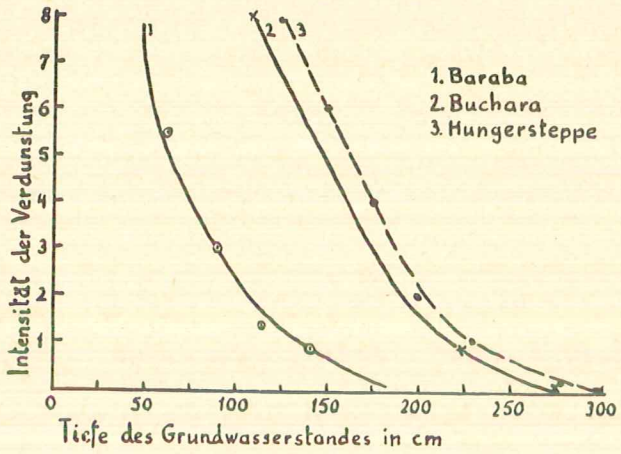


Abb. 5: Verdunstungsintensität und Grundwassertiefe

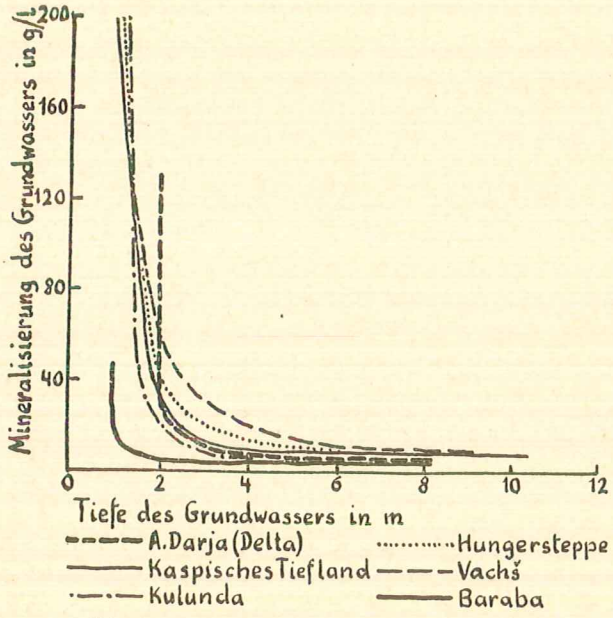


Abb. 6: Zusammenhänge zwischen Tiefe und Mineralisierung des Grundwassers

dunstungsgeschwindigkeit, Konzentrationszunahme und auch der höchstmögliche Salzgehalt im Grundwasser im wesentlichen durch die klimatischen Verhältnisse bedingt, wie aus Abb. 6 zu ersehen ist. Im Grundwasser der Baraba häufen sich im Grenzfall nur 40—50 g/l Salze, im Aralgebiet schon 100—150 g/l, in der Hungersteppe und im Vachštal über 200 g/l an. In den südlichen, trockensten Gebieten beginnt die Verdunstung und die Konzentrationszunahme bis 20—30 g/l schon bei 4 m Tiefe, während mit abnehmenden Temperaturen und höherer Luftfeuchtigkeit nach Norden zu derselbe Punkt erst bei 2—2,5 m Grundwasserstand erreicht wird. Das Grundwasser kann hier höher steigen, ohne zu verdunsten. Die Tiefe, von der ab Verdunstung und Versalzung jäh zu wachsen beginnen, bezeichnet man als kritische Tiefe des Grundwassers. Dieser Wert wurde erstmalig von Polynov eingeführt. Er ist unmittelbar von der mittleren Jahrestemperatur x abhängig: $y = 170 + 8\,x \pm 15$ cm. Bei bekanntem x kann man für schwere Lehme im Bereich des kontinentalen Trockenklimas mit ± 15 cm Genauigkeit die kritische Grundwassertiefe feststellen (siehe Abb. 7). Innerhalb eines bestimmten Klimabereichs ändert sich die kritische Tiefe mit der mechanischen Zusammensetzung und dem Zustand des Bodens. Im Durchschnitt schwankt sie zwischen 1—3 m und ist geringer bei schweren, größer bei leichteren Böden. Die Verdunstung des Grundwassers hört z. B. auf bei 3,5—4 m im Löß (Hungersteppe), 2 m in schwerem Lehm (Ferganatal) und 1,3 m in schwerem Ton (Mugan'-Steppe) (47, S. 356). Bei allen Maßnahmen zur Melioration von Salzböden, sowie bei der Bewässerung von normalen oder ehemals versalzten Böden spielt der Wert der kritischen Grundwassertiefe eine überaus wichtige Rolle.

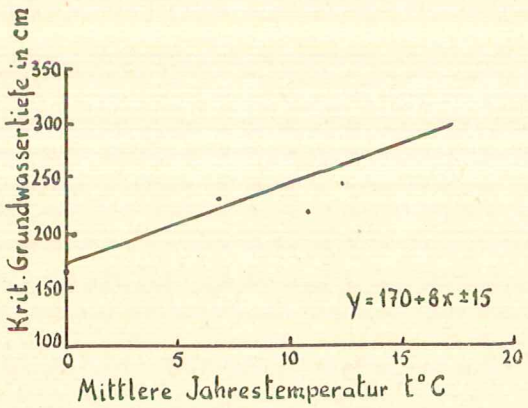


Abb. 7: Kritische Grundwassertiefe und mittlere Jahrestemperatur

Die Grundwasserverdunstung hat ihre jahreszeitlichen Höhe- und Tiefpunkte, die sich entgegengesetzt den entsprechenden Grundwasserständen verhalten. In der heißen Jahreszeit steigt der Wasserverbrauch für Verdunstung und Transpiration am stärksten an, während das Grundwasser abfällt und seine Salze in den Bodenhorizonten zurückläßt. In der feuchten Herbst-Winterperiode sinkt die Verdunstung nahezu auf Null, und die leichtlöslichen Salze werden von den Niederschlägen ins Grundwasser hinabgespült. Gleichzeitig steigt dieses bis zu seinem Höhestand an. Der langjährige Wechsel zwischen Verdunstung und Rückkehr der Salzlösungen ins Grundwasser

führt zum allmählichen Anstieg der Salzkonzentration in ihm.

Neben der Verdunstung steht als zweiter, die Mineralisierung bestimmende Hauptfaktor des Grundwasserhaushaltes der Abfluß. Alle Bedingungen, welche einen raschen Durchfluß des Grundwassers durch das Gestein ermöglichen — stärkeres Gefälle des Geländes, geringe Entfernung vom natürlichen Vorfluter und dessen tief eingeschnittene Lage, hohe Durchlässigkeit des Wasserleiters —, verhindern einen Anstau des Grundwassers und damit seinen Verbrauch für die Verdunstung und die Zunahme seines Salzgehaltes. In der Natur liegen Räume mit gegliedertem Relief und schnellem Grundwasserabfluß oft dicht neben abflußlosen Gebieten, deren Grundwasserhaushalt hauptsächlich durch Verdunstung oder Transpiration beherrscht wird. Entsprechend verlaufen auch die Bodenbildungsprozesse entweder in Richtung einer natürlichen Versalzung oder einer Entsalzung des Bodenwassers und des Profils. In der Bewässerungslandwirtschaft der Trockengebiete und bei der Durchwaschung versalzter Böden vergrößert der Mensch künstlich die vorhandene Grundwassermenge und muß daher für genügende Abflußmöglichkeiten sorgen und alle Maßnahmen ergreifen, den Grundwasserstrom in Bewegung zu halten oder zu bringen. Die kazachischen Bewässerungsoasen weisen je nach den vorherrschenden Abflußverhältnissen ganz unterschiedliche Böden auf. Längs der 160 km langen Berührungslinie des Syr-Darja mit der Hungersteppe beträgt der wahrscheinliche Grundwasserabfluß in Richtung des Flusses 150 000 m^3 im Jahr oder 600 m^3 je Tag. Nach der Arnassajsenke, welche die Hungersteppe vom Westen her begrenzt, fließen jährlich nur 75 000 m^3 Grundwasser ab. Trotz des relativ größeren Abflusses in den Vachš (3,6 Mill. m^3/Jahr oder 10 000 m^3/Tag) ist ein so geringer natürlicher Abgang des Grundwassers vom Gesamtgebiet der Hungersteppe (etwa 900 m^3 je Tag) gänzlich ungenügend. Die Folge sind daher hoch konzentrierte Grundwässer, ausgedehnte Solontschakflächen und ein verheerendes Auftreten der sekundären Versalzung (47, S. 373). Der Šuruzjakkanal führt jetzt 3 m^3/sek oder etwa 90 Mill. m^3/Jahr ab und ermöglicht dadurch eine schnellere Grundwasserabsenkung nach den Wassergaben und eine Verminderung der Salzanhäufung in Grundwasser und Boden.

Im Bereich des Ferganatals ist die Vorflutwirkung des Syr-Darja viel größer. Er nimmt hier täglich nicht weniger als 100 m^3/sek oder 8 600 000 m^3/Tag an Grundwasser auf. Infolgedessen fehlt auf dem rechtsseitigen Teil des Tals und auf den höhergelegenen Terrassen jede Grundwasserstauung und Versalzung.

2. Grenzen der Salzanhäufung im Grundwasser

Allgemein ist festgestellt worden, daß die höchsten Salzgehalte in den Grundwässern 200—250 g/l nur selten erreichen (120, S. 29) (47, S. 119). Aber auch Konzentrationen von 200 g/l kommen vorwiegend bei Salzlösungen der nassen Solontschaks oder des Salzschlamms vor, d. h. in Übergangsbereichen zu den Salzseen. Für das Vorhandensein dieser oberen Konzentrationsgrenze im Grundwasser

sind mehrere Erklärungen bekannt. Die wichtigste Ursache ist offenbar der bei steigendem Salzgehalt abnehmende Verbrauch des Boden- und Grundwassers durch Verdunstung und Transpiration. Von der freien Wasserfläche verdunstet aus einer Lösung mit 65—117 g/l um 20—30% weniger als aus Süßwasser, und noch größer wird der Unterschied über der Bodenoberfläche. Bei Lösungen mit mehr als 65 g/l Salzen sinkt in einem Monolith die Verdunstung im Vergleich zu Süßwasser um 50—70% (120, S. 29). Im Wüsten- und Halbwüstenklima hört bei einer Konzentration des Grundwassers von 150—200 g/l seine Verdunstung und sein Verbrauch durch die Vegetation praktisch auf. Zudem findet während der kühleren Jahreszeit eine Verdünnung durch das versickernde Niederschlagswasser und durch Kondensation des Wasserdampfes der Luft statt.

Dieser Rückgang der Verdunstung mit zunehmender Mineralisierung des Grundwassers hat wichtige Folgen für die Bildung und den jahreszeitlichen Ablauf der Versalzungsprozesse in den Böden. In der Kura-Araxniederung z. B. sinkt beim Erreichen einer Grundwassermineralisierung von 50—80 g/l, was einer Salzkonzentration von 250—300 g/l in der Bodenlösung entspricht, die jahreszeitlich bedingte Salzanhäufung in den obersten Bodenhorizonten der Solontschaks um 50—70% gegenüber dem Ausmaß der sommerlichen Versalzung in Salzböden mit Grundwässern von 15—20 g/l Salzgehalt (120, S. 30). Durch diese Erscheinung gewinnt die Auslaugung der obersten Bodenschicht während des Winters an Bedeutung. Gleichzeitig verringert sich die kritische Grundwassertiefe um etwa 40—50 cm. Schließlich erfolgt gleichsam eine Trennung des oberen Profilteils von dem etwa 1,5—2 m tiefen, stark mineralisierten Grundwasser. Die Salzdynamik in diesen vom Grundwasser isolierten Horizonten ist durch einen Zustrom von NaCl aus dem Grundwasser auf dem Wege der Diffusion und eine abwärts gerichtete Bewegung des Niederschlagswassers gekennzeichnet. Im Endergebnis bilden sich für die Kura-Araxniederung typische Böden, deren obere Horizonte entsalzt und schwach solonziert sind, also Austausch-Na im Komplex haben, während der untere Profilteil im Kapillarsaum des relativ hochstehenden, stark konzentrierten Grundwassers beträchtliche Salzmengen enthält.

Ein weiterer Grund für die Begrenzung der Salzkonzentration des Grundwassers ist der senkrechte Salzaustausch in den Schichten des wasserführenden Horizontes. Anfangs bestand die Ansicht, daß der Konzentrationsausgleich zwischen dem infolge Verdunstung und Transpiration hochmineralisierten Grundwasserspiegel und den tieferen, salzärmeren Wasserschichten in der Hauptsache dem nach unten gerichteten Diffusionsstrom der Ionen zuzuschreiben sei. Doch hat sich neuerdings gezeigt, daß man dem Gravitationsstrom der konzentrierten Lösungen noch mehr Bedeutung beimessen muß. Ein Teil der Lösungen sinkt wegen seines größeren spezifischen Gewichtes (1,08—1,1) langsam aber ständig in die salzärmeren und spezifisch leichteren Grundwasserschichten ab und erhöht deren Salzgehalt. Hierbei findet ein „Hinaufdrücken“ der leichteren Lösungen nach oben, und damit eine Durchmischung und ein Ausgleich der Konzen-

trationen statt. Ein solcher Salzaustausch erklärt höchstwahrscheinlich die Ausgeglichenheit in den stark mineralisierten Grundwässern der Kura-Araxniederung in große Tiefen hinab (siehe Tabelle 18).

Wenn nach dem Rückgang der Verdunstung der seitliche Zustrom von neuem Grundwasser anhält, steigen die hochmineralisierten Grundwasserlösungen allmählich im Boden hoch und versalzen die oberen Horizonte. In bewässerten Oasen, die keine besondere Entwässerungsanlage zur Ableitung des gebrauchten Bewässerungswassers haben, läßt man dieses sich an bestimmten, tiefer gelegenen

Tabelle 18: Grundwassermineralisierung in quartären Ablagerungen, in g/l (120, S. 25)

Tiefe in m	Spez. Gew.	Cl	SO_4	Ca	Mg
40	1,07	55,12	2,78	4,43	1,85
207	1,08	62,10	2,66	6,09	4,53
506	1,11	82,85	0,27	1,00	2,85
850	1,10	80,02	0,16	7,14	2,16

Stellen sammeln und verdunsten. Solche Ödlandflächen (russisch *perelogi*), die infolge der ständigen Grundwasserverdunstung gewöhnlich stark versalzt sind, erfüllen ihren Zweck als „Vorfluter" allerdings nur so lange, als das Grundwasser in ihnen noch relativ salzarm ist. Sobald dessen Konzentration 70—100—150 g/l erreicht hat, hört die Verdunstung nahezu auf, die Lösungen steigen zur Oberfläche und verwandeln das Gelände in einen sumpfigen Solontschak. Von diesem Augenblick an kann eine weitere Vermehrung der Grundwasservorräte für das gesamte Bewässerungsgebiet verhängnisvoll werden. Infolge seines höheren spezifischen Gewichts erzeugt das salzreiche Grundwasser des Ödlands einen hydrostatischen Gegendruck und verhindert den Zufluß von Ableitwasser, ja es findet oft ein Rückfluß der hochkonzentrierten Lösungen zu den bewässerten Flächen statt (120, S. 33). Die Folge sind erschwerte Bewässerungsbedingungen, allgemeiner Grundwasseranstieg und verbreitete Bodenversalzung, die heute noch häufig zur Aufgabe von vorher fruchtbaren Böden zwingen.

3. Stadien der Grundwasserversalzung

Mit der Zunahme des Salzgehaltes im Boden und der Salzkonzentration im Grundwasser ändert sich gesetzmäßig die Zusammensetzung der Salze, wie das bei der Abgrenzung der Salzprovinzen gezeigt wurde. Im Bereich von bestimmten Konzentrationen und bestimmten räumlichen Abgrenzungen kann man nach Kovda und anderen (47, S. 138) (49, S. 676) (23, S. 203) (111, S. 120) (128, S. 227) (120, S. 34) konstante Versalzungstypen sowohl der Böden als auch ihrer Grundwässer unterscheiden, welche die Speisungsquelle des Grundwassers als Zonen umlagern. Die zonale Anordnung kann sich auf weite physikalisch-geographische Räume wie auf

kleine geomorphologische Einheiten erstrecken. Doch kommt es oft vor, daß sie durch natürliche oder künstliche, vom Menschen verursachte Faktoren gestört werden. So kann z. B. durch die Anlage eines wirksamen Vorfluters, der die leichtlöslichen Salze fortführt, eine Verlagerung der Grundwasserzonen und ein Ausfall der höchstmineralisierten Zone erfolgen.

Zur Kennzeichnung der Versalzungstypen sowohl der festen als auch der flüssigen Bodenphase unterteilt man den Gesamtgehalt des Salzes nach den Anionen Cl', SO_4'', $CO_3'' + HCO_3'$ und nach den Kationen $Ca^{\cdot\cdot}$, $Mg^{\cdot\cdot}$, $Na^{\cdot} + K^{\cdot}$.

Die Grenzwerte für den Anteil und die Mengenverhältnisse der Ionen bei der Abgrenzung von Versalzungstypen werden von verschiedenen Autoren nicht ganz einheitlich festgesetzt. Das Millivalverhältnis von $Cl':SO_4''$ im wässrigen Bodenauszug kann z. B. für Chloridversalzung gleich 4, für Chlorid-Sulfatversalzung 0,5—1 sein (123, S. 379), in einem anderen Fall entsprechend > 2 bzw. 0,2—1 (120, S. 41). Der Mindestgehalt des Chlorions bei Cl-Versalzung beträgt einmal 40% der Anionenmillivale (23, S. 42) (127, S. 368), ein andermal 30% (111, S. 119). Allgemein werden folgende Verhältnisse in mval angenommen (111, S. 119):

Nach Anionen:

1. Chloridversalzung:	$Cl' > 30\%$ der Anionen
2. Sulfatversalzung:	$SO_4'' > 30\%$ der Anionen
3. Übergänge: SO_4''-Cl'-Versalzung Cl'-SO_4''-Versalzung	Cl' u. SO_4'' 20—30% d. Anionen
4. Karbonatversalzung:	$CO_3'' + HCO_3' > 15$—20% der Anionen

Nach Kationen:

1. Na-Versalzung:	$Na^{\cdot} > 30\%$ der Kationen
2. Ca-Versalzung:	$Ca^{\cdot\cdot} > 30\%$ der Kationen
3. Mg-Versalzung:	$Mg^{\cdot\cdot} > 30\%$ der Kationen
4. Ca-Na-Versalzung:	$Ca^{\cdot\cdot} < 10\%$, $Na^{\cdot} > 20\%$ d. Kationen
5. Mg-Na-Versalzung:	$Na^{\cdot} > 20\%$, $Mg^{\cdot\cdot} > 10\%$ d. Kationen
6. Ca-Mg-Versalzung:	$Na^{\cdot} < 10\%$, $Ca^{\cdot\cdot}$ und $Mg^{\cdot\cdot}$ beide $> 10\%$ der Kationen
7. Gemischte Versalzungen:	$Ca^{\cdot\cdot}$, $Mg^{\cdot\cdot}$ und $Na^{\cdot}$ in etwa gleichen Mengen.

Eine sehr gängige Unterscheidungsart der Versalzungstypen ist die Aufteilung nach dem Verhältnis der in Millival ausgedrückten Anionen zueinander. Die Abstufungen schwanken, wie gesagt, zuweilen bei den einzelnen Autoren, was damit zusammenhängt, daß man Böden in verschiedenen Gegenden untersuchte und sich dabei den vorgefundenen Besonderheiten anpaßte.

Sadovnikovs Einteilung bezieht sich in erster Linie auf die Böden der Cl-Versalzungsprovinz, die in ihrem nördlichen Teil (siehe Abb. 4) die zonale Soda-Sulfat- und Sulfat-Sodaprovinz überlagert. Daher berücksichtigt sie einerseits die starke Cl-Anhäufung, die die Sulfat-

Nach Rozanov und Ivanova (121, S. 174)

$Cl:SO_4$	Versalzungstyp
> 2	Cl
2—1	SO_4-Cl
1—0,2	Cl-SO_4
$< 0{,}2$	SO_4

Nach Sadovnikov (122, S. 73)

$Cl:SO_4$	Versalzungstyp
> 5	Cl
5—1	SO_4-Cl
1—0,2	Cl-SO_4
$< 0{,}2$	SO_4
$CO_3:SO_4$	
$< 0{,}05$	CO_3-SO_4
0,05—0,16	SO_4-CO_3
$> 0{,}16$	CO_3

anhäufung fünffach übertreffen kann und andererseits das Auftreten der Alkalikarbonate.

Wenn ein Grundwasser seinen Ursprung in einem Eruptivgestein nimmt, das nur wenig Verwitterungsprodukte enthält, so ist es gewöhnlich mit 0,5 g/l sehr schwach mineralisiert. Man bezeichnet es in diesem ersten Stadium als SiO_3''-CO_3''-Wasser, da es vorwiegend Alkalisilikate, -bikarbonate und -karbonate enthält. Eine etwas andere Zusammensetzung bekommt das Wasser beim Durchfließen von stärker verwitterten Schichten. Die Auflösung von $CaCO_3$ bedingt ein Vorherrschen von $Ca^{\cdot\cdot}$ und HCO_3' in der Lösung. Durch die ausflockende Wirkung des $Ca^{\cdot\cdot}$ ist dieses Grundwasser klar und fast frei von Kolloiden. In beiden Fällen ist das Grundwasser wegen seines geringen Salzgehaltes als Süßwasser zu bezeichnen.

Mit kleiner werdendem Gefälle verlangsamt der Grundwasserstrom seine Geschwindigkeit, tritt in intensivere Wechselwirkung mit dem Gestein, und ein Teil steigt kapillar zur Bodenoberfläche und verdunstet. Dies führt zum Übergang des Grundwassers in das SO_4''-CO_3''-Stadium, welches durch eine höhere Gesamtmineralisierung (3—5 g/l) und durch Sättigung und Ausfällung zuerst des $CaCO_3$ als Kalzit und später des $CaSO_4$ als Gips ($CaSO_4 \cdot 2H_2O$) zusammen mit den Kieselsäureverbindungen gekennzeichnet ist.

Die weitere Verdunstung bei kapillarem Aufstieg in Flachlandböden läßt das Grundwasser in das Cl'-SO_4-Stadium übergehen. Es tritt in den einzelnen Gegenden bei verschieden hoher Salzkonzentration des Wassers ein, da dieLöslichkeit der verschiedenen Sulfate u. a. als eine Funktion der Wassertemperatur klimabedingt ist und ferner auch der Zustrom von NaCl, $CaSO_4$, Na_2SO_4 und $MgSO_4$ unterschiedlich groß sein kann. In der Kulundasteppe kommt dieses Stadium bei einem Gesamtsalzgehalt von < 1 g/l vor, in der Hungersteppe bei 20 g/l, im Ferganatal bei 100 g/l und im Delta des Amu-Darja überwiegt dieses Stadium noch bei einer Mineralisierung von 130 g/l (siehe Tabelle 19). Erst darüber hinaus erreichen hier die Sulfate ihren Sättigungspunkt. Die Cl'-SO_4''-Versalzung des Grundwassers ist durch eine ständige Ausfällung von Kieselsäureverbindungen, $CaCO_3$, $CaSO_4$, $MgCO_3$ und Na_2SO_4 gekennzeichnet. Theoretisch

müßte bei einer Anhäufung nur von Na_2SO_4 oder $MgSO_4$ infolge der hohen Löslichkeit dieser Salze eine starke Konzentration von SO_4-Ionen im Grundwasser möglich sein. In der Natur findet aber die SO_4''-Ausfällung sehr oft schon bei einem Punkt statt, der weit unter der Sättigungskonzentration der beiden Salze bei der gegebenen Grundwassertemperatur liegt. Der Grund hierfür ist in einer mittelbaren Beeinflussung der Sulfatlöslichkeit bei Anwesenheit von NaCl zu suchen. Höchste SO_4''-Werte zeigt ein Cl'-armes Grundwasser (Fergana, Amu-Darjadelta), wogegen die Sättigungskonzentration der SO_4-Ionen am kleinsten in einem SO_4''-Cl'-Wasser ist. Die Sulfationen hierbei gehen ständig in unlösliche Verbindungen, und zwar in Gips über, welcher über den Kationenumtausch entsteht, sobald NaCl im Überschuß vorhanden ist.

$$\text{I}\quad \text{Boden-Ca} + 2\text{NaCl} = \text{Boden-Na}_2 + \text{CaCl}_2$$
$$\text{II}\quad \text{CaCl}_2 + \text{MgSO}_4\ (\text{Na}_2\text{SO}_4) = \text{CaSO}_4 + \text{MgCl}_2\ (2\text{NaCl})$$

Mit der Ausscheidung der leichtlöslichen Sulfate gelangt das Grundwasser in das SO_4''-Cl'-Stadium. Dieser letzten Stufe mit dem höchsten Mineralisierungsgrad begegnet man in oberflächennahen (1—1,5 m) Grundwässern extrem arider, abflußloser Senken. Die Anreicherung des Cl' im Grundwasser wächst proportional dem Gesamtionengehalt und erreicht in keinem bekannten Fall seine Sättigungskonzentration. Der mineralische Rest der salzreichsten Grundwässer besteht stets zu einem Drittel bis zur Hälfte aus Chloriden. Eine Sättigung mit Cl' wäre möglich bei 300—350 g/l, doch kommt dies beim Grundwasser aus den vorher dargelegten Gründen nirgends vor. Die Anreicherung des NaCl folgt der einfachen Gleichung $y = tg\ \theta\ x$, wo y = mval Cl', x = g/l wässrigen Bodenauszuges ist und tg θ zwischen 11 und 14 schwankt (siehe Abb. 8). Die SO_4''-Ansammlung entspricht bei geringer Grundwassermineralisierung der Parabelgleichung $y = \sqrt{2px}$ in der y = mval SO_4'' und x = fester Rückstand in g/l ist. Mit wachsender Salzkonzentration im Grundwasser gehen die SO_4''-Ionen in den Niederschlag und ihre Anhäufung folgt der Gleichung $y = n$ = konst., in der n je nach Versalzungstyp und physikalisch-geographischen Verhältnissen des Geländes in den Grenzen von etwa 12—1 000 mval schwankt (49, S. 677).

Neben dem Umtausch von sorbiertem $Ca^{\cdot\cdot}$ gegen $Na^{\cdot}$ erfolgt auch eine Verdrängung des $Mg^{\cdot\cdot}$. Allerdings kommt es im Grundwasser nicht zu einem Überwiegen des $Mg^{\cdot\cdot}$ über das $Na^{\cdot}$, da extrem hohe NaCl-Konzentrationen nicht auftreten. Erst in der Bodenlösung (Fergana, siehe Tabelle 21) rückt in der Kationenzusammensetzung das $Mg^{\cdot\cdot}$ an die erste Stelle, so daß nicht nur das $Ca^{\cdot\cdot}$, sondern auch das $Na^{\cdot}$ zurückgedrängt wird. Die Verdrängung des Austausch-Mg aus dem Komplex steht nicht im Widerspruch zu der auf Seite 41 erwähnten nichtaustauschbaren Bindung des $Mg^{\cdot\cdot}$. Die dort aufgezählten Reaktionen, welche die Mg-Anreicherung im Grundwasser bei niedrigen und mittleren Salzgehalten verhindern (nichtumkehrbare Bindung des Mg-Ions an die Kolloidfraktion des Gesteins, Bildung von Mg-Silikaten, Dolomitisierung) müssen abgeklungen und die Konzentration des $Na^{\cdot}$ so hoch gestiegen sein, daß es das sorbierte

Tabelle 19: Konzentration und Zusammensetzung der Grundwassersalze in den wichtigsten Versalzungsgebieten der UdSSR (47, S. 141)

	Kulunda-steppe	Kura-Arax-Niederung	Kaspisenke	Vachš-Tal	Hunger-steppe	Buchara-Oase	Ferganatal	Delta Amu-Darja
Mineralisierung des Grundw. bei beginnendem $Cl > SO_4$ in g/l	<1	5	5	5	20	60—70	100	tritt nicht ein bei 130
Mineralisierung des Grundw. bei beginnender SO_4-Sättigung, g/l	120	20	40	85	40	90	100	tritt nicht ein b. 130
Sättigungskonz. der SO_4'' im Grundw. in mval	360	60	150	160	250	600	800	>1000
Mineralisierung des Grundw. bei beginnendem $Mg > Ca$ in g/l	3—5	10	3	50	12	1—2	tritt nicht ein bis 100	40
Mineralisierung des Grundw. bei beginnender Ca-Sättigung, g/l	40	10	60—80	10	10	60—70	60	tritt nicht ein b. 130
Sättigungskonz. des $Ca^{··}$ im Grundw. in mval	10—15	100	100	100	100	60	220	tritt nicht ein b. 230
Versalzungs-Typen	$Cl > SO_4 > HCO_3$ $Na > Mg > Ca$	$Cl > SO_4$ $Na > Mg \gtrapprox Ca$	$Cl > SO_4$ $Na \gtrapprox Mg > Ca$	$Cl < SO_4$ $Na > Mg < Ca$	$Cl < SO_4$ $Na > Mg \gtrapprox Ca$	$Cl < SO_4$ $Na \gtrapprox Mg > Ca$	$Cl < SO_4$ $Na \gtrapprox Ca$ u. Mg $Ca \gtrapprox Mg$	$Cl \approx SO_4$ $Na > Mg > Ca$

Anmerkung: Steht eines der Zeichen $> < \approx$ in der oberen Zeile, so gilt dies für das Ionenverhältnis bei geringer, in der unteren Zeile bei hoher Mineralisierung.

$Mg^{\cdot\cdot}$ zu verdrängen beginnt. Erst dann reichern sich Mg-Ionen im Grundwasser an. Hierzu ist eine Grundwassermineralisierung von mindestens 60—100 g/l erforderlich (47, S. 129), wie das auch aus der Übersicht der Versalzungsstadien des Grundwassers in der Kura-Araxniederung (Tabelle 20) hervorgeht. In der höchsten Mineralisierungsstufe rückt hier der Mg-Gehalt bis dicht an den Na-Gehalt heran.

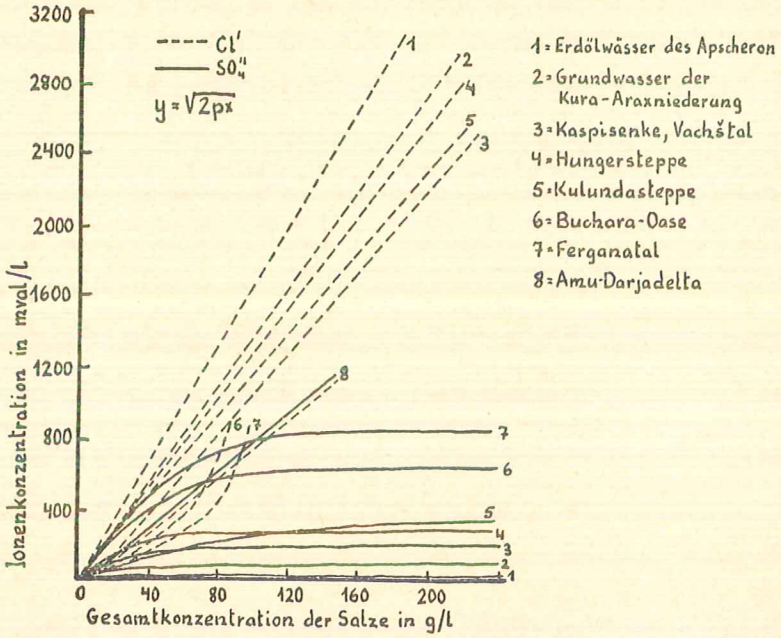


Abb. 8: Ansammlung von Cl- und SO_4-Ionen im Grundwasser in Abhängigkeit von der Gesamtsalzkonzentration

Tabelle 20: Stadien der Grundwasserversalzung in der Kura-Araxniederung (120, S. 34).

Konzentration, g/l	Index
< 0,5	HCO_3/Ca
0,5—5	HCO_3/Na
0,5—5	SO_4-Cl-HCO_3
5 —10	Cl-SO_4/Mg-Ca
10 —16	Cl-SO_4/Na
16— 25— 50	SO_4-Cl/Na
25— 50— 80	Cl/Na
50—200—360	Cl/Ca-Mg-Na

B. Salzansammlung in der Bodenlösung

Bei der Untersuchung der flüssigen Phase versalzter Böden ist es nicht gleichgültig, ob man vom üblichen wässrigen Bodenauszug oder von der natürlichen Bodenlösung ausgeht, wie sie mittels Verdrängung durch Alkohol (121, S. 154 ff.) oder Abpressen erhalten wird.

Je eingehender man die Salzböden erforschte, um so deutlicher wurde die Notwendigkeit, zur Gewinnung eines genauen Bildes von den gegenseitigen Beziehungen der Bodensalze in der festen und flüssigen Phase beide Untersuchungsmethoden anzuwenden. Da die Abtrennung der Bodenlösung lange Zeit methodische Schwierigkeiten bereitete und noch heute von willkürlichen Momenten nicht ganz frei ist, beschränken sich viele Forscher bei der Beurteilung des Salzhaushaltes eines Bodens noch auf die durch Bodenauszüge ermittelten Werte. Indessen lassen diese nur eine Seite des Versalzungsprozesses erkennen, nämlich den absoluten und relativen Vorrat an

Tabelle 21: Konzentration und Zusammensetzung der Salze in der Bodenlösung verschiedener Versalzungsgebiete. (120, S. 39) (121, S. 175) *).

	Fergana-tal	Hunger-steppe	Zentrale Baraba-niederung	Saljana-Steppe (Kura-Arax-niederung)
Maximaler Cl′-Gehalt in mval/l	900	4671	3,84	4303
Cl′-Gehalt in % der Gesamtmillivale	2— 12	1,5—36	0,1—6,5	41—49
Hierbei mineral. Rest in g/l	37—251	37—419	0,9—101	37—250
Salzkonz. d. Bodenlösung bei beginnend. $Cl > SO_4$ in g/l	250	45— 50	100	$Cl > SO_4$ in all. Konz.
Sättigungskonz. d. SO_4'' in mval/l	2680	2000	1260	130
Salzkonz. d. Bodenlösung bei beginnendem $Mg > Ca$ in g/l	3— 5	5— 8	0,9	29
Salzkonz. d. Bodenlösung bei Beginn d. Ca''-Sättigung in g/l	3— 5	bis 5	6	114
Sättigungskonz. der Ca'' in mval/l	27— 30	30— 40	9	134
$Na+K : Ca+Mg$	<1	0,3—6	1—59	3—9
Versalzungstyp	$Cl > SO_4$	$Cl < SO_4$	$SO_4 > HCO_3$	$Cl > SO_4$
	$Na < Mg > Ca$	$Na < Mg > Ca$	$Na > Mg > Ca$	$Na > Mg > Ca$

*) Über die Stellung der Ungleichheitszeichen siehe bei Tabelle 19.

leichtlöslichen Salzen im Boden. Während der Bodenauszug neben den Salzen in der Lösung noch zusätzlich solche Salze erfaßt, die im natürlich gelagerten Boden ausgefällt sind (89, S. 172), enthält die Bodenlösung nur die Salze, die sich im gegebenen Augenblick tatsächlich gelöst im Bodenwasser befinden. Man vermeidet damit weitgehend eine Überhöhung der Werte für den Salzgehalt in der flüssigen Phase, ferner Umsetzungsreaktionen zwischen im Bodenauszug gelösten Ionen und zunächst aus der konzentrierten Bodenlösung sorbierten Ionen. Unumgänglich ist die Kenntnis der Bodenlösung bei der Bestimmung der Toxizität der Salze, deren Gehalt durch den Bodenauszug überhöht wird. Die Bodenlösung wird entweder nur von oben her gespeist, sei es von den Niederschlägen, bei Bewässerung auch vom Bewässerungswasser, oder auch von unten her durch das kapillar aufsteigende Grundwasser. Die Art der Befeuchtung bestimmt die Salzanreicherung in der Bodenlösung. Im ersten Fall stammt sie von Reliktsalzen ab, die sich in früheren Entwicklungsstadien im Boden angesammelt haben, oder von Verwitterungsprodukten der Minerale, Zerfallprodukten pflanzlicher Reste, oder schließlich Düngersalzen. Bei bewässerten Böden nimmt die Bodenlösung auch einen Teil der vom Bewässerungswasser mitgebrachten Salze auf. Im zweiten Fall, also bei den Grundwasserböden, kommen außerdem noch die aus dem Grundwasser stammenden Salze hinzu. Je stärker dessen Mineralisierung und je höher der Grundwasserstand ist, um so mehr werden Konzentration und Zusammensetzung der Salze in der Bodenlösung von denen des Grundwassers abhängen (47, S. 154).

Die Gesetzmäßigkeiten der Ansammlung löslicher Salze in der Bodenlösung sind in vielem denen im Grundwasser ähnlich, doch werden in den meisten Fällen weit höhere Gesamtkonzentrationen erreicht, wie ein Vergleich der Tabellen 19 und 21 zeigt. In der Hungersteppe trifft man nur selten auf Grundwasser mit 90—100 g/l Salzen (in Schorsolontschaks). Dagegen haben die Bodenlösungen 170—200 g/l in mittelversalzten Böden, 250—350 und sogar 419 g/l in Schorsolontschaks (Tabelle 21). Diese Unterschiede sind bedingt durch die stärkere Erwärmung der oberen Bodenschichten, welche die Löslichkeit einiger Salze, hauptsächlich der Sulfate, erheblich steigert. Die Bodenlösungen der Fergana und der Hungersteppe weisen durchweg einen 3—8 mal höheren SO_4''-Gehalt als die zugehörigen Grundwässer auf (vgl. Abbildung 9 und 10, Tabelle 19). Den Hauptanteil hat hierbei das $MgSO_4$, dessen Löslichkeit bei höherer Temperatur am meisten zunimmt, und außer dem Na_2SO_4 auch das leichter als Gips lösliche Halbhydrat ($CaSO_4 \cdot 0{,}5H_2O$). An $CaSO_4$ ist die Bodenlösung ständig gesättigt.

Genau wie im Grundwasser nimmt auch in der Bodenlösung der SO_4''-Anteil mit wachsendem Cl'-Gehalt langsam ab, und einige Versalzungsgebiete im Bereich des Kaspisees (Saljana- und Mugan'-Steppe) zeichnen sich bei geringem SO_4''-Gehalt allgemein durch maximale Cl'-Ansammlung aus, so daß dort nirgendwo $SO_4 > Cl$ wird. Eine Sättigung an NaCl bei 4 000 mval wurde nur in der Hungersteppe in starkversalzten Böden festgestellt, deren Bodenlösung

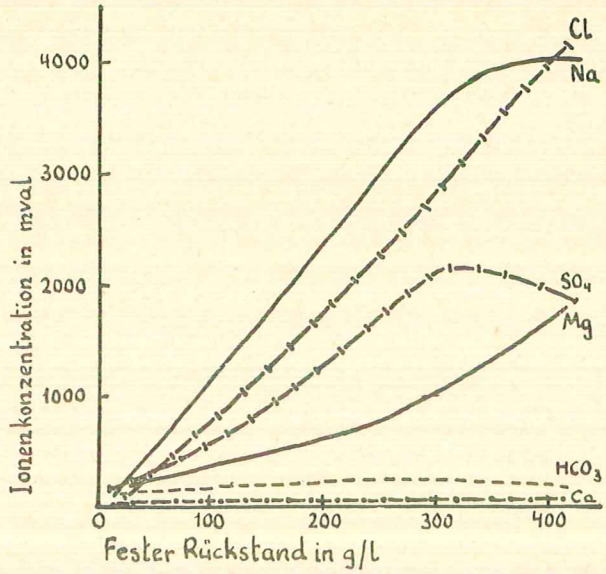


Abb. 9: Konzentration und Zusammensetzung der Salze in Bodenlösungen der Hungersteppe

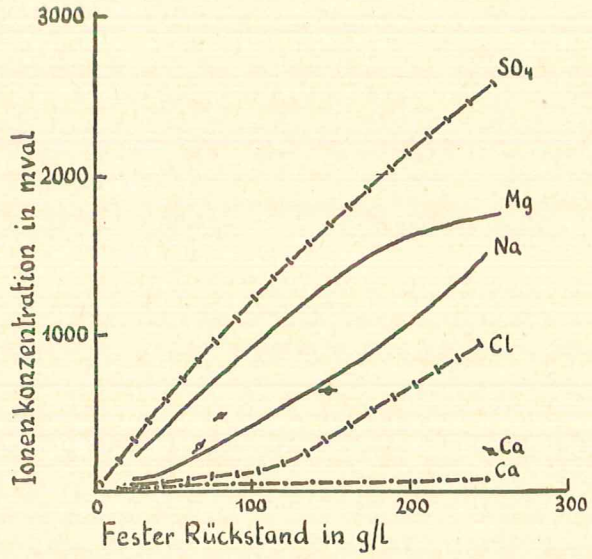


Abb. 10: Konzentration und Zusammensetzung der Salze in Bodenlösungen des Ferganatales

einen Salzgehalt von über 350 g/l hatte (Abbildung 9), während weder in der Ferganaebene noch in der Kura-Araxniederung eine NaCl-Sättigung stattfindet. In der Kura-Araxniederung tritt in manchen Fällen $CaCl_2$ auf. Aus den gleichen wie auf Seite 49 für die Gipsbildung oder für den Austausch des $Mg^{\cdot\cdot}$ aus dem Sorptionskomplex beschriebenen Gründen beginnt das $Na^{\cdot}$ bei sehr hoher Konzentration das $Ca^{\cdot\cdot}$ aus dem Komplex zu verdrängen und, falls Na_2SO_4 und $MgSO_4$ fehlen, erscheint das $CaCl_2$ in der Bodenlösung (121, S. 161) (siehe Gleichung I auf S. 49). In manchen Salzflecken auf bewässerten Böden der Hungersteppe nimmt die Ansammlung von Nitraten in der Bodenlösung zuweilen für die Kulturpflanzen gefährliche Ausmaße an. Konzentrationen von 10 bis 35 g/l werden besonders bei Stickstoffdüngung erreicht (47, S. 183).

Unter den ariden Versalzungsgebieten ist die westsibirische Barabaniederung das kälteste Gebiet, was am deutlichsten in dem verschwindend geringen Cl'-Gehalt zum Ausdruck kommt. Als Versalzungstyp herrscht die HCO_3'-SO_4''-Anhäufung vor, bei minimalem $Ca^{\cdot\cdot}$-, geringem $Mg^{\cdot\cdot}$-, aber beträchtlichem $Na^{\cdot}$-Anteil. Der SO_4''-Gehalt in den Bodenlösungen ist mit 45—36% der Millivalsumme sehr hoch, und sogar bei einer Gesamtkonzentration von 100 g/l in der Bodenlösung bleibt $SO_4 > Cl$. Hierbei wächst der HCO_3'-Anteil bis 100—106 mval/l, oder 3—6% der Millivalsumme an (121, S. 176).

C. Salzansammlung im Boden

1. Differenzierung der Salze im Profil

Bei dem kapillaren Aufstieg des Grundwassers und der Bodenlösungen zur Oberfläche des Bodens scheiden sich mit ihrer Verdunstung und dem Anwachsen der Gesamtsalzkonzentration in ihnen die gelösten Salze ihrer Löslichkeit entsprechend nacheinander im Bodenprofil aus. Wie Abbildung 11 zeigt, fallen im Gestein und in den tiefsten Bodenhorizonten zuerst die schwer löslichen Verbindungen des Mn, Si und die Sesquioxyde ($R_2O_3 = Al_2O_3$ und Fe_2O_3) aus. Fast gleichzeitig erreichen auch die Erdalkalikarbonate ihren Sättigungspunkt, so daß die $CaCO_3$- oder $MgCO_3$-Zone in Form von Kalk- und Dolomitkonkretionen oder massiven, sehr dichten und bis 1 m starken Schichten unmittelbar auf die R_2O_3-Zone folgt. Bei hohem Grundwasserstand in Solontschaks steigt das $Ca(HCO_3)_2$ bis zur Oberfläche und fällt hier zusammen mit $CaSO_4$ und Na_2SO_4 in Schwellhorizonten und Salzkrusten aus. Kalk- und dolomitreiche Horizonte können infolge ihrer hohen Dichte und Wasserdurchlässigkeit ein großes Hindernis für die Pflanzenwurzel sein. Sehr oft jedoch bilden sich nur grobe Konkretionen (0,5—2 cm ϕ), die in Solonezböden des Volgaraumes bis 30—70% $CaCO_3$, 3—4,5% $MgCO_3$, etwas $FeCO_3$ und sekundäre SiO_2 enthalten (47, S. 268).

Als letztes der schwerlöslichen Salze fällt das $CaSO_4$ aus, dessen Anreicherungszone wegen der gegenüber $CaCO_3$ besseren Löslichkeit über

diesem liegt, doch kommt ein Ineinandergreifen der Zonen häufig vor. Ein hoher Grundwasserstand (2—2,5 m) bringt auch beim Gips einen beträchtlichen Teil, besonders in Form von leichter löslichem Halbhydrat in die oberen Schwellhorizonte und läßt ihn hier als feine Körner oder Plättchen, oder als mehlige Masse, schließlich als poröse, schwammige Ansammlungen (russisch *gaža*) ausfallen. Manchmal entsteht auch eine dichte, „klingende" Kruste, die 20—25% des Bodengewichts erreichen kann. Befindet sich das Grundwasser unterhalb der kritischen Tiefe, so entfällt die Gipsansammlung an der Bodenoberfläche. Es bildet sich nur ein Horizont über der $CaCO_3$-Zone. Der Anteil des $CaCO_4 \cdot 2H_2O$ macht hier in Form von Drusen 30—40% und sogar 88% aus (47, S. 270). Bei einem Absinken des Grundwassers können auch die leichtlöslichen Salze die Oberflächenschichten nicht mehr erreichen, ihr Maximum fällt etwa 40—100 cm unter der Oberfläche und tiefer ab. Falls solche Böden, die trotz Entsalzung noch beträchtliche Restmengen von Gips aus der Solontschakphase der Bodenbildung im oberen Profilteil haben, in ihrer weiteren Entwicklung in das Solonezstadium eintreten, bieten sie den großen Vorteil, daß der zu ihrer Melioration erforderliche Gips nur nach oben geholt zu werden braucht. Die Ausnutzung der profileigenen Gipsvorräte wird ausführlich im Kapitel über die Melioration der solonzierten Böden behandelt.

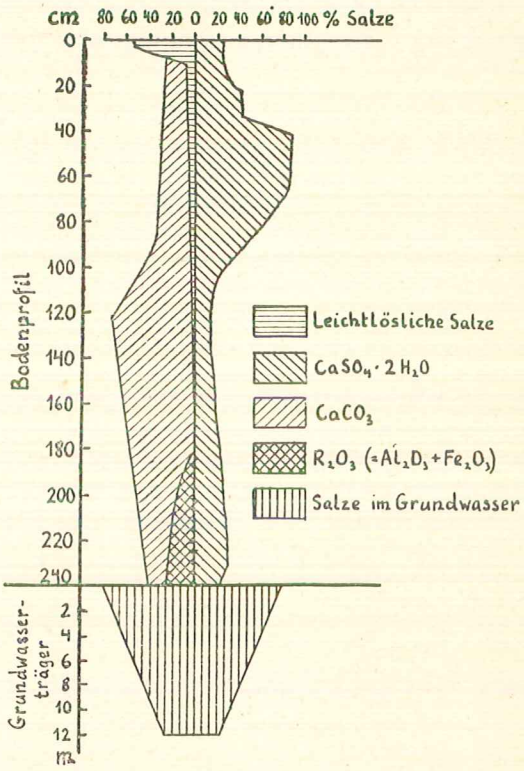


Abb. 11: Schema der Salzansammlung im Profil versalzter Böden bei Verdunstung des Grund- und Bodenwassers

Zwischen dem Gips und den leichtest löslichen Salzen steht hinsichtlich der Ausscheidung im Boden das Na_2SO_4 (vgl. S. 36). Dieses Salz besitzt bei höherer Temperatur (30—34°) zwar eine sehr große Löslichkeit (400—550 g/l), diese sinkt aber bei 10 bzw. 0° auf 90 bzw. 50 g/l. Hieraus folgt, daß sich das Na_2SO_4 während der warmen Jahreszeit anreichert und bei Eintritt der Kälteperiode ausfällt und daher einer Auswaschung durch die Winterniederschläge kaum unterliegt. Da die übrigen leichtlöslichen Salze über Winter ausgelaugt werden, findet in den oberen Horizonten eine relative Anreicherung

des Na_2SO_4 statt, das 20—60% des Gewichts des Schwellhorizontes im Solontschak betragen kann (47, S. 276).

Die letzte Gruppe der in der festen Phase vorkommenden Salze sind die Chloride des Na, Mg, Ca, das $MgSO_4$ und die Nitrate. Ihre Löslichkeit ist so groß, daß sie meist in der flüssigen Phase bleiben. Nur in der eigentlichen Wüste kann während der Hochsommermonate, wenn im obersten Solontschakhorizont die Bodenlösung sehr schnell eindunstet und Konzentrationen von 350 g/l erreicht, für kurze Zeit eine Ausscheidung besonders von NaCl und $MgSO_4$ eintreten. Die Bodenlösung kann nur in einer dünnen Oberflächenschicht (2—5 cm) eindampfen, so daß in dieser Kruste eine Ausscheidung der genannten Salze möglich ist. Die hygroskopischen Salze $MgCl_2$ und $CaCl_2$ scheiden sich nur tagsüber in der größten Hitze bei maximaler Lufttrockenheit und Verdunstung ab, wobei sie ganz zuoberst auf der Solontschakkruste ausblühen. Mit steigender Luftfeuchtigkeit und Taubildung gehen sie schon gegen Abend wieder in die Bodenlösung über und bilden dunkle, feuchte Flekken auf der Kruste (47, S. 278). Geringste Regenfälle lösen die meisten Salze dieser Gruppe wieder auf. Abbildung 12 zeigt noch einmal schematisch, wie sich die im Grundwasser gelösten Salze auf die feste und flüssige Phase des Bodens verteilen.

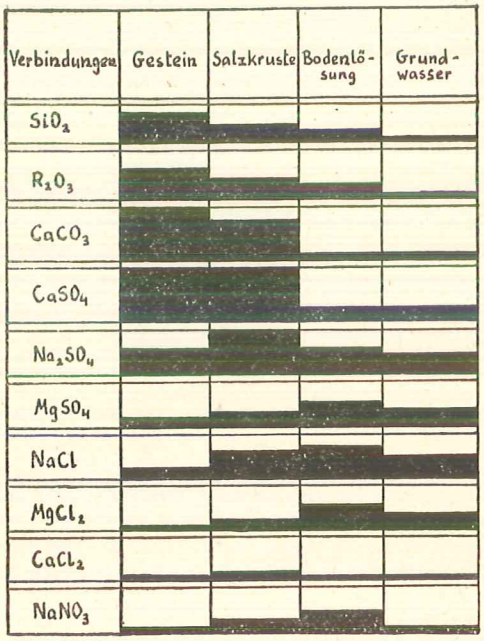


Abb. 12: Differenzierungsschema der Verbindungen bei Verdunstung des Grund- und Bodenwassers

Im Zusammenhang mit der verschiedenen Salzlöslichkeit und den Salzanreicherungsgebieten stellt Kovda (47, S. 283) fest, daß die Anreicherungszonen im Bodenprofil aufeinander räumlich entsprechend der allgemeinen Wanderungstendenz der Lösungen folgen. Er unterscheidet folgende Zonen:

a) R_2O_3, SiO_2
b) R_2O_3, SiO_2, $CaMg(CO_3)_2$, $CaCO_3$
c) $CaMg(CO_3)_2$, $CaCO_3$, $CaSO_4$, Na_2SO_4, $MgSO_4$, NaCl, $CaCl_2$, $MgCl_2$, KNO_3, $NaNO_3$.

Je weniger löslich eine Verbindung ist und je früher sie demnach ihre Sättigungskonzentration erreicht, um so größer ist die geogra-

phische Ausdehnung ihres Anreicherungsgebietes. So ist dieses bei R_2O_3 und SiO_2 am größten, es erstreckt sich auch auf die feuchten Klimate. Kleiner ist es bei Dolomit und $CaCO_3$, es umfaßt aber außer Wüsten und Halbwüsten noch die Steppe und Waldsteppe. Zum $CaSO_4$-Gebiet gehört neben der Wüste und Halbwüste nur die Trokkensteppe bis zu den südlichen Ausläufern der Schwarzerde hinzu. Na_2SO_4 kommt nur in Wüsten und Halbwüsten vor, und das Ausdehnungsgebiet von NaCl, $NaNO_3$, $MgCl_2$, $CaCl_2$ und $MgSO_4$ schließlich ist am stärksten begrenzt und tritt nur an äußerst ariden Stellen auf, in denen sich das Grundwasser staut.

Jede der genannten Verbindungen beginnt sich abzuscheiden, sobald sie ihren Sättigungspunkt erreicht hat. Von diesem Augenblick an wird die entsprechende Anreicherungszone festgestellt. Mit jeder weiteren Verbindung, die sich ausscheidet, steigt die Zahl der Salze, die in gesättigter Lösung vorliegen (Abbildung 13).

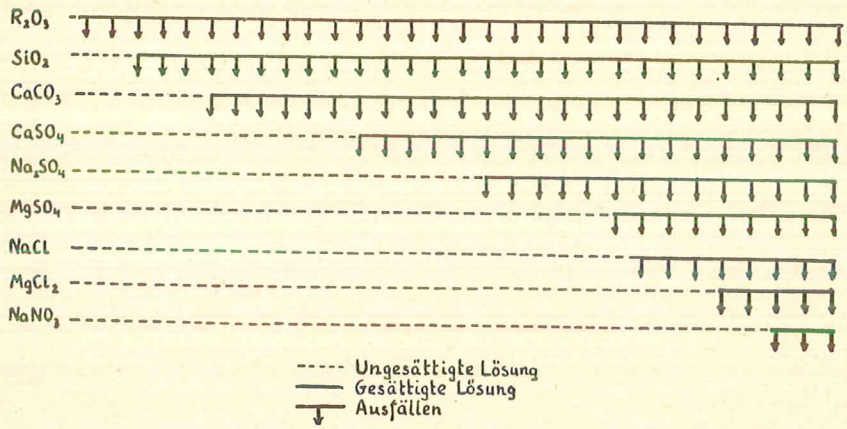


Abb. 13: Schema der Ausscheidungsfolge der Verbindungen bei Verdunstung des Grund- und Bodenwassers

2. Vergleich einiger Versalzungsgebiete

Die Ausfällung der Salze im Boden beginnt je nach der Verdunstungsintensität in den einzelnen klimatisch-geographischen Räumen bei verschiedener Grundwassertiefe (siehe Abbildung 14). Bei gleichem Grundwasserstand steigt die Bodenversalzung mit dem Mineralisierungsgrad des Grundwassers, der seinerseits von der Trockenheit des Klimas und der mittleren Jahrestemperatur abhängig ist. Die Reihenfolge, in welcher der Anteil der Ionen an der Gesamtkonzentration wächst, ist beim Grundwasser und bei den Böden (Salzprovinzen) ähnlich, aber die Stadien stimmen bei beiden nicht immer überein. Insbesondere nehmen die Sulfate bei den Böden mit steigender Gesamtkonzentration einen viel breiteren Bereich als das entsprechende Cl'-SO_4''-Stadium des Grundwassers oder der Bodenlösung ein. In den Abbildungen 15 und 16 sind zwei dem Chemismus ihrer Salze nach sehr verschiedene Anreicherungsgebiete einander gegenübergestellt. Auf der Abszissenachse ist der durch den Boden-

auszug bestimmte Gesamtsalzgehalt abgetragen, ausgedrückt in kg auf einen Bodenmonolithen von 1 m^2 Querschnitt, der bis zum Grundwasser reicht. Die Ordinaten geben den Gehalt der einzelnen Ionen in den gleichen Einheiten wieder. Obwohl das Grundwasser der Hungersteppe $Cl > SO_4$-Versalzung hat und nur bei hohen Konzentrationen $Cl < SO_4$ wird (vgl. Tabelle 19), sind die im Boden und Untergrund ausgefällten SO_4-Ionen in großem Überschuß vorhanden, was für Böden von fast allen Versalzungsgraden in der Hungersteppe die Regel ist (47, S. 255). Erst bei der höchsten Ver-

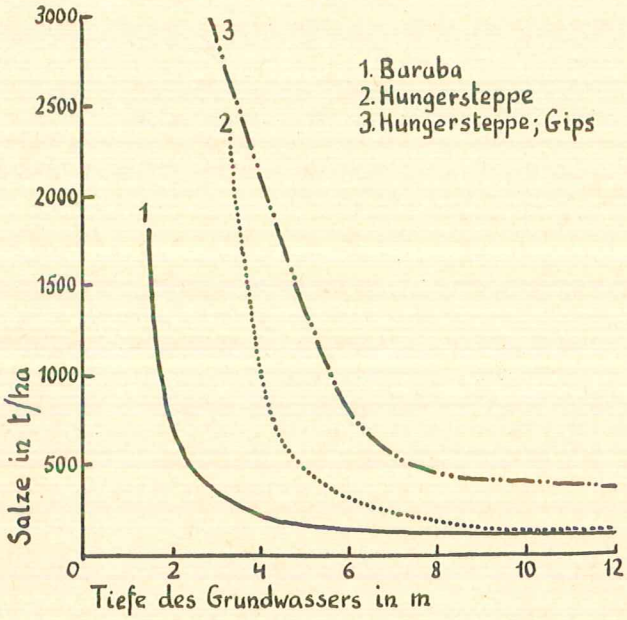


Abb. 14: Grundwassertiefe und Bodenversalzung

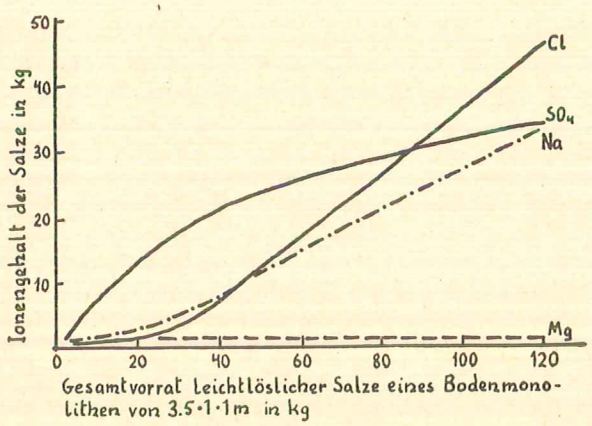


Abb. 15: Salzansammlung in Böden der Hungersteppe

Tabelle 22: Vergleichende Übersicht über Menge und Zusammensetzung der Salze in den Oberflächenhorizonten der Solontschaks (47, S. 279).

	Typischer Salzgehalt in 0—5 cm Tiefe in %	Maxim. Salzgehalt in Salzkrusten und Schwellhorizonten in %	Versalzungstyp nach leichtlöslichen Salzen	
			Kationen	Anionen
Vachštal	5—10—15	40—55	$\frac{Cl>SO_4}{ab\ 0{,}5\%}$ $\frac{Cl,SO_4>HCO_3}{ab\ 0{,}5\%}$	$\frac{Na>Mg,\ Na>Ca}{ab\ 2\%}$ $\frac{Mg\approx Ca}{b.2\text{-}12\%}$
Hungersteppe	1,5—5	10—15	$\frac{SO_4>Cl}{bis\ 9\%}$ $\frac{Cl>SO_4}{ab\ 9\%}$	$\frac{Na\approx Ca>Mg}{bis\ 1\%}$ $\frac{Na>Ca>Mg}{ab\ 1\%}$ $\frac{Mg>Ca}{ab\ 5{,}5\%}$
Buchara-Oase	1— 3—5	30—40	$\frac{SO_4>Cl}{ab\ 0{,}5\%}$ Solontschaks auf umliegendem Ödland: $\frac{Cl>SO_4}{ab\ 2\%}$	$\frac{Na>Mg>Ca}{ab\ 0{,}5\%}$ $\frac{Mg>Ca}{ab\ 3\%}$
Unterlauf Amu-Darja	1—5	40—50	Solontschaks in alten Bewässerungsländereien $\frac{SO_4>Cl}{bis\ 12\%}$ auf Ödland: $Cl\approx SO_4$	$\frac{Na>MgCa}{ab\ 2\%}$ $\frac{Mg>Ca}{ab\ 4\%}$
Zentrale Fergana	1,5—10	40—60	$\frac{SO_4>Cl}{0{,}5\text{—}50\%}$	$\frac{Na\approx Mg>Ca}{0{,}5\text{—}28\%}$ $\frac{Na>Mg>Ca}{ab\ 28\%}$
Kaspisenke	1—2	5—10	$\frac{SO_4>Cl}{bis\ 0{,}6\%}$ $\frac{Cl>SO_4}{ab\ 0{,}6\%}$	$\frac{Na>Mg\approx Ca}{ab\ 0{,}4\%}$ $\frac{Mg>Na}{ab\ 4\%}$

Anmerkung: Das Ionenverhältnis über dem Strich bezieht sich auf den mit dem Bodenauszug bestimmten Gesamtsalzgehalt, unter dem Strich beim Beginn des Überwiegens eines Ions über das andere.

salzungsstufe (80—120 kg oder 800—1 200 t/ha) treten die Cl-Ionen in den Vordergrund, indem sie aus der flüssigen Phase in die feste übergehen, wobei das Grundwasser entsprechend $Cl > SO_4$ wird. Während leichtlösliche Mg-Verbindungen sich weder bei geringer noch bei hoher Versalzung ansammeln, bildet das Na_2SO_4 den Hauptbestandteil der leichtlöslichen Salze in der Hungersteppe. Die überragende Stellung der SO_4-Ionen tritt in der Fergana (Abbildung 16) noch deutlicher hervor. Dabei ist zu beachten, daß der Salzgehalt entsprechend nicht auf eine 3,5 m hohe Bodensäule, sondern auf 1 m Tiefe, also auf 1 m^3 berechnet wird. Die Salzmengen sind hier größer, da 1 m^3 Boden insgesamt ebensoviel Salze enthält wie die 3,5 m-Bodenschicht.

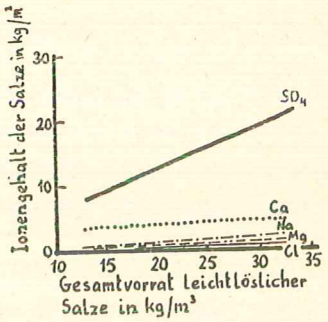


Abb. 16: Salzansammlung in Böden des Ferganatals

Die Ansammlung der leichtlöslichen Salze wird noch durch die Gipsanreicherung übertroffen, die in starkversalzten Böden und Solontschaks der Hungersteppe mit 4—6 000 t/ha 3—4 mal höher als die Menge der leichtlöslichen Salze ist (47, S. 257).

Ein Vergleich der Versalzungstypen in den einzelnen Anreicherungsgebieten (Tabelle 22, und Abbildung 17 und 18) zeigt eindeutig ein $SO_4 > Cl$ im Bereich der gewöhnlich vorkommenden Konzentrationen. Nur in dem unbewässerten Randgelände der Oasen wird $Cl \approx SO_4$ bzw. $Cl > SO_4$. Das Vachštal hat zwar bei höherem Salzgehalt $Cl > SO_4$, aber wenn hier das im Bodenauszug kaum enthaltene $CaSO_4$

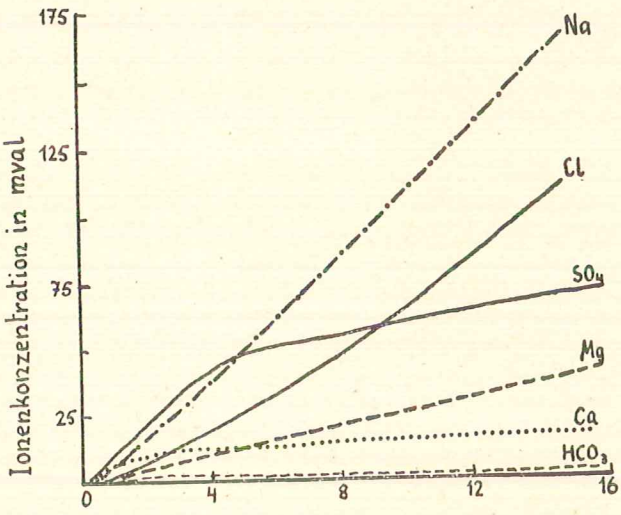


Abb. 17: Versalzungsgrad und Salzzusammensetzung in Böden der Hungersteppe

mitberechnet wird, ist auch in diesem Fall $SO_4 > Cl$. Ferner ist überall $Na > Mg > Ca$ und $Mg > Ca$. Ausnahmen bilden nur die Kaspisenke mit $Mg > Na$ und die Hungersteppe mit $Ca > Mg$.

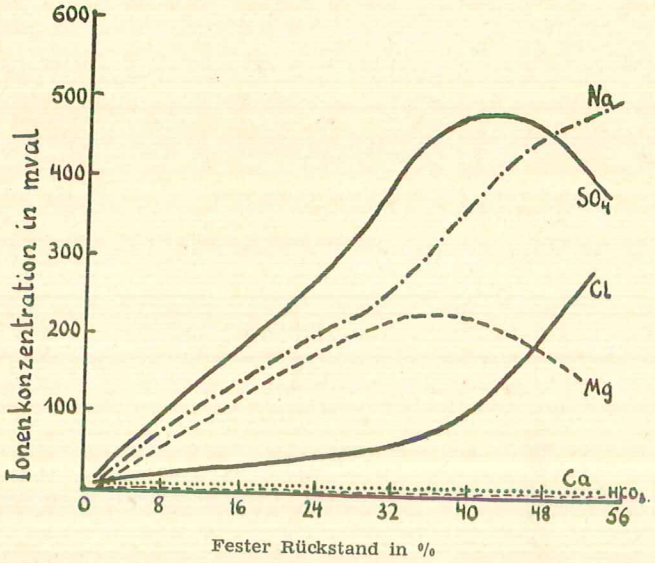


Abb. 18: Versalzungsgrad und Salzzusammensetzung in Böden des Ferganatals

Tabelle 23: Stadien der Salzanreicherung in Böden der Kura-Araxniederung (120, S. 35).

Salzgehalt		Versalzungstyp
in kg (Bodensäule 2×1 m²)	in %	
< 1,5	< 0,1	HCO_3/Ca
1,5—4	0,1—0,3	HCO_3/Na
4 —15	0,3—1,0	SO_4-Cl-HCO_3
8 —25	0,6—2,0	SO_4 (sehr selten)
15—35	1,0—3,0	Cl-SO_4
15—50	1,0—4,0	SO_4-Cl/Na
15—50	1,0—4,0	SO_4-Cl/Ca-Na
15—50	1,0—4,0	Cl/Na
25—50	2 —4	Cl/Mg-Na
> 50	> 4	Cl/Ca-Na

Andere Verhältnisse liegen in der Kura-Araxniederung vor. Wie schon aus der Zusammensetzung der Grundwässer und Bodenlösungen ersichtlich war, tritt hier die Bedeutung von SO_4'' gegenüber Cl' als Folge einer früheren und gegenwärtigen Beeinflussung durch den Kaspisee und durch die Einwirkung von konzentrierten Cl'-Tiefenwässern zurück. Daher verschieben sich auch die Schwerpunkte der im Boden ausgeschiedenen Salze (Tabelle 23). Die abnehmende Verbreitung der SO_4''-Versalzung mit Annäherung an den Kaspisee wird

auch in anderen Untersuchungen bestätigt (70, S. 31) (111, S. 122) (121, S. 145).

3. Sekundäre Versalzung

Dieser Begriff bedarf zunächst einer Erklärung, da er infolge seiner Entstehungsweise irreführend wirkt.

Zu Anfang dieses Jahrhunderts erfolgte ein größerer Vorstoß des Menschen in die Trockengebiete. Wie schon in der Einleitung angedeutet, trat in den jungfräulichen Böden bei Bewässerung nach den ersten Erfolgen, vielerorts oft schon nach drei bis vier Anbaujahren, eine Versalzung der Oberflächenhorizonte ein, die man sich damals nicht erklären konnte und „sekundäre" Versalzung nannte. Man nahm dabei an, daß der Boden vor dieser überaus rasch verlaufenden Salzansammlung schon früher einmal „primär" versalzt gewesen sein müsse und sich vor der Bewässerung im Entsalzungsstadium befand. Diese Vorstellung ist in mancher Hinsicht ungenau, denn

1. konnten die Versalzungs- und Entsalzungsprozesse sich auch mehr als einmal abgelöst haben, so daß die neue Versalzung „tertiär", „quartär", usw. sein kann;
2. ist es möglich, daß der scheinbar salzfreie Boden in Wirklichkeit nur eine Fortsetzung oder stärkere Ausprägung einer vorausgehenden natürlichen Versalzung erfährt und der durch die künstliche Wasserzuführung beschleunigte Verlauf der Versalzung nicht sekundär ist, sondern einen Teil einer „primären" Versalzung bildet;
3. kommt eine beschleunigte Versalzung des Bodens keineswegs nur bei der Bewässerung vor, sondern sie kann allgemein infolge unrichtiger wirtschaftlicher Tätigkeit des Menschen einsetzen. Verbreitet sind Versalzungen und Verlust der Bodenfruchtbarkeit durch übertriebene Beweidung, Entwässerung alluvialer Deltaebenen oder Waldabholzung (vgl. S. 77) (65, S. 3).

Trotz der genannten Unklarheiten hat sich der Begriff „sekundäre Versalzung" eingebürgert und man versteht darunter heute den schnellen Rückgang der Bodenfruchtbarkeit in der Bewässerungslandwirtschaft infolge einer Ansammlung von leichtlöslichen Salzen in der durchwurzelten Schicht nach Beginn der Bewässerung (47, S. 285).

Mit diesem Ausdruck werden drei Vorgänge zusammengefaßt, denn es gibt drei verschiedene Arten der Überlagerung von sekundärer und natürlicher Versalzung, welche sich voneinander nach Gehalt und Zusammensetzung der leichtlöslichen Salze unterscheiden:

a) Sekundäre Versalzung von Böden, die sich in einem natürlichen Versalzungsprozeß befinden. Die allgemeine Salzanhäufung verläuft in diesem Fall in verstärkter Form. Die Anreicherung der flüssigen Phase mit Cl', $Mg^{\cdot\cdot}$ und $Na^{\cdot}$ und der festen mit $CaCO_3$ und $CaSO_4$ erreicht größere Ausmaße als bei der natürlichen Versalzung in unbewässerten Verhältnissen.

b) Sekundäre Versalzung von Böden, die eine mehr oder weniger starke Restversalzung aufweisen, die also in ihren unteren Hori-

zonten oder im Muttergestein noch Salze enthalten, welche den Bodenbildungsprozeß nicht mehr beeinflussen, da das abgesunkene Grundwasser keine kapillare Verbindung mehr mit der obersten Bodenschicht hat. Gewöhnlich sind diese Salze Sulfate, so daß der salzführende Horizont vergipst ist und viel Na_2SO_4 enthält. Dementsprechend wird der Boden nach Auflösung und Umlagerung der Restsalze durch das hinzukommende Sickerwasser in der Hauptsache sekundär sulfatversalzt werden. Mit der weiteren Entwicklung der sekundären Versalzung werden sich aber auch hier leichtlösliche Salze (NaCl, $MgSO_4$ und $MgCl_2$) erneut einstellen und das SO_4-Ion zurückdrängen.

c) Sekundäre Versalzung von Böden, deren gesamtes Profil entsalzt ist. Kennzeichnend für Entsalzungsgebiete ist der Gehalt der CO_3'' und HCO_3' der Erdalkali- und Alkalimetalle in Grundwasser und Gestein, so daß die früheren Stadien der sekundären Versalzung sich oft durch erhöhte Alkalität, Anreicherung von $CaCO_3$, $MgCO_3$ und sogar Na_2CO_3 auszeichnen, wie dies bei vorher salzfreien Serosjomen der Hungersteppe, Soda- Solontschakböden in der Baraba oder auf den Terrassen der Samarka (Gebiet Kujbyšev) festgestellt worden ist (47, S. 288). Eine sekundäre Versalzung durch leichtlösliche Salze bei deren sonstigem Fehlen im Profil hängt, wenn sie überhaupt auftritt, in erster Linie von der Art der Bewässerung, der chemischen Zusammensetzung des Bewässerungswassers, den Düngergaben, dem Relief und der Anlage der Zuführungskanäle ab.

Von der Erörterung der verschiedenen chemischen Einflüsse des Berieselungswassers auf den Boden und der mannigfaltigen Umsetzungsreaktionen zwischen den vom Wasser mitgebrachten Salzen und den Bodensalzen sei hier Abstand genommen. Wie das Bewässerungswasser aber auch mittelbar eine sekundäre Versalzung verursacht, zeigt Abbildung 19. Alljährlich bringt das Wasser bis zu 20—50 m^3/ha Schwebstoffe mit, die sich je nach Korngröße früher

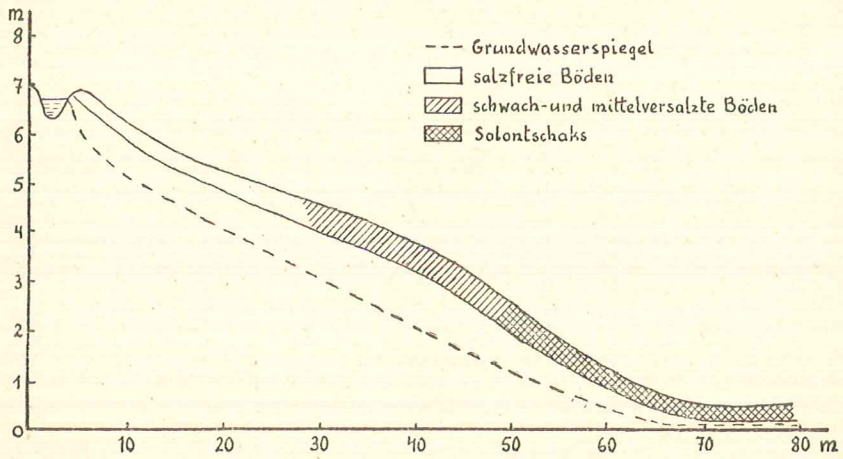


Abb. 19: Sekundär versalzte Böden der Tellersenken im Vachstal

oder später in dem bewässerten Gelände absetzen. Die grobkörnigen Teilchen (> 0,25 mm) setzen sich schon in den Kanälen und Zuführungsgräben ab, während die feinkörnigen Fraktionen bis auf die inneren Felder gelangen. Auf diese Weise wächst die Ablagerungsschicht in den Gräben und in deren Nähe viel schneller als auf den Feldern. Eine langjährige Bewässerung führt allmählich zur Bildung eines besonderen „sekundären" Mesoreliefs: ganz oder teilweise abflußlose, rundliche, lehmig-tonige Tellersenken mit hochstehendem Grundwasser in den Mittelteilen der bewässerten Schläge, umgeben von geneigten Erhöhungen längs der Bewässerungsgräben, die aus staubig-sandigen Ablagerungen zusammengesetzt sind. Wie früher ausgeführt, versalzen im Bereich des Mesoreliefs die tiefsten Stellen, daher breitet sich die sekundäre Versalzung in erster Linie in den Böden dieser Tellereinsenkungen aus (47, S. 289). Je größer der Sinkstoffgehalt des Wassers ist, um so stärker prägt sich ein solches Bewässerungsrelief aus. Es ist besonders deutlich im Vachštal zu erkennen, da das Wasser des Vachš äußerst reich an Sinkstoffen ist (vgl. Tabelle 6). Hier wechseln starkversalzte Böden in den Vertiefungen regelmäßig mit den salzfreien, näher den Wassergräben gelegenen Randerhöhungen ab.

Bei sinkstoffarmem Bewässerungswasser verlaufen die Prozesse der sekundären Versalzung in anderer Weise, da keine Reliefveränderungen stattfinden und demzufolge ein dauernder Grundwasserzufluß von den Verteilungsgräben zu den tiefer gelegenen Feldern nicht vorhanden ist. Setzt man voraus, daß das bewässerte Gelände in jedem Falle hauptsächlich durch Verdunstung und Transpiration als Vorbedingung der Bodenversalzung überhaupt beherrscht wird, so kann man bestimmte Entwicklungsstadien der sekundären Versalzung unterscheiden, die mit zunehmender Ausdehnung der Flächen mit hohem Grundwasserstand nacheinander auftreten (47, S. 291).

a) Versalzung längs der Bewässerungsgräben

Dieses Stadium ist am stärksten bei der Bewässerung von restversalzten Böden ausgeprägt, wenn eine entsprechende Entwässerungsmöglichkeit fehlt. Es beginnt mit einem jähen Grundwasseranstieg in den Bodenstreifen beiderseits der Gräben, der in durchlässigem Lehm- oder Lößuntergrund durch die anfangs sehr hohen Sickerverluste des Wassers hervorgerufen wird und sich noch in 10 km Entfernung vom Kanal auf den Grundwasserstand auswirken kann. Die Speisung des Grundwassers ist besonders groß in technisch primitiven Bewässerungssystemen, wo die Wassergaben meistens viel zu hoch sind und nach Gutdünken bemessen werden. Oft gibt man überschüssige Mengen, um auch die erhöhten Stellen auf dem Felde unter Wasser zu bringen. In Senken, wo das überschüssige Bewässerungswasser oberirdisch oder als Grundwasser unterirdisch zusammenfließt, entstehen künstliche Sümpfe, welche unter ständiger Verdunstung allmählich in hochversalzte Solontschaks übergehen (50, S. 121), deren Salzgehalt die der Solontschaks in unbewässerten Gebieten oft um vieles übertreffen. In der Hungersteppe, dem Mu-

sterbeispiel der sekundären Versalzung, wurden 20—30 Jahre lang statt der erforderlichen 7—8 000 m^3 20—35 000 m^3 Wasser je ha bewässerten Bodens verbraucht, was zu unaufhaltsamem Grundwasseranstieg, Sumpf- und Solontschakbildung geführt hat (47, S. 297). In den ersten Jahren der Bewässerung stieg das Grundwasser alljährlich um 2 m an (119, S. 64).

Der anfängliche Anstieg des Grundwassers mit Heraufholung der Salze aus der Tiefe zur Oberfläche in der Nähe der Wasserverteiler breitet sich bei weiterer Grundwasserspeisung allmählich über die gesamte Bewässerungsfläche aus. Damit tritt die sekundäre Versalzung in das folgende Stadium ein:

b) Allgemeine Versalzung des bewässerten Geländes

Wiederum ist dies nur der Fall beim Fehlen einer natürlichen oder künstlichen Vorflut. Der übermäßige Wasserverbrauch auf den Feldern und im Grabennetz ist die Hauptursache für die hohe Grundwasserverdunstung und die Salzanreicherung in den oberen Bodenhorizonten. Schon bei verhältnismäßig tiefem Grundwasserstand (3,5—4 m) treten auf den Schlägen als erste Anzeichen einer allgemeinen Versalzung einzelne Salzflecken auf, und zwar meistens zuerst auf kaum sichtbaren Erhebungen von schlecht eingeebneten Feldern, die weniger Wasser erhalten und am schnellsten abtrocknen (vgl. S. 32), oder auf Stellen, die infolge von Bestellungsfehlern kahl geblieben sind. Wegen ihres flüchtigen Erscheinens und des relativ geringen Schadens für den Pflanzenbestand wird diese Versalzungsform nicht immer wahrgenommen. Ihre Gefahr liegt darin, daß sie sich zur ständigen Fleckenversalzung weiterentwickelt, wenn sie einmal aufgetreten ist und nicht rechtzeitig durch Maßnahmen beseitigt wird, welche die Grundwasserverdunstung von der freien Bodenoberfläche vermindern (Einebnung der Oberfläche, sorgfältige Wassergaben und dichte Pflanzenbestände). Andernfalls entwickeln sich diese Kahlstellen zu ständigen Bodenwasserverdunstern, in denen sich durch senkrechte und waagrechte Salzzufuhr solche Salzmengen anreichern, daß die Pflanzen hier gewöhnlich schon beim Auflaufen zugrundegehen. Es entstehen buntscheckige Bestände und Ertragsausfälle. Tabelle 24 zeigt die Salzzusammensetzung in einem Salzfleck, wie er auf bewässerten Schlägen der Hungersteppe oder des Ferganatals häufig zu finden ist. Zuweilen sind dort 10—20% der Ackerflächen von derartigen Salzflecken eingenommen. Daß sie auch in den bewässerten Ländereien der USA auftreten, zeigt Abbildung 20 (im Anhang), die aus Kalifornien stammt.

Ferner ist eine äußerst ungünstige Eigenschaft der Solontschakflecken auf den flachen Erhöhungen der bewässerten Felder, daß sie als Verdunstungsherde auch Lösungen der Düngersalze (KCl, KNO_3, $NaNO_3$) zu sich heranziehen. Diese Salze gehen damit den Pflanzen an anderer Stelle verloren und sammeln sich andererseits hier in schädlichen Konzentrationen an (47, S. 323).

Dauert die Verdunstung bei weiterem Grundwasseranstieg bis zu 2,5—2 m an, so geht die Fleckenversalzung in die durchgehende

Tabelle 24: Fleckenversalzung in bewässerten Böden der Hungersteppe (wässriger Bodenauszug) (47, S. 302).

Tiefe in cm	Salzfreier Serosjom			Ein sekundärer Solontschakfleck darin		
	Fester Rückstand	Cl	SO_4	Fester Rückstand	Cl	SO_4
0— 2	0,11	0,002	0,05	1,80	0,32	0,67
2— 10	0,11	0,003	0,06	1,02	0,22	0,35
10— 25	0,11	0,004	0,06	1,22	0,16	0,33
25— 40	0,12	0,006	0,07	1,15	0,22	0,41
60— 80	0,09	0,004	0,06	0,52	0,11	0,17
160—180	0,12	0,004	0,08	1,40	0,07	0,65
260—285	0,47	0,006	0,31	0,87	0,03	0,48

Flächenversalzung über. Sie ist die schwerste, am schwierigsten zu beseitigende und in der zeitlichen Folge am spätesten auftretende Form der sekundären Versalzung. Sie kann aber bei entsprechend raschen Veränderungen im Wasserhaushalt einen vorher salzfreien Boden manchmal schon im Laufe von einer Vegetationsperiode in einen Solontschak verwandeln (siehe Abbildung 22 im Anhang). Da die wesentliche Voraussetzung für die Flächenversalzung oberflächennahes Grundwasser ist, so entwickelt sie sich allgemein in den abflußlosen Teilen der bewässerten Oasen, oder in deren Randteilen, wohin das Grundwasser vom Sickerwasser abgedrängt wird. Hier entstehen große, zusamenhängende Solontschakmassive, die zuweilen mit Halophytenvegetation bedeckt sind. Meistens bilden sich Schwellsolontschaks mit einer 10—20 cm dicken, lockeren und salzdurchsetzten Oberflächenschicht. Diese liegt auf salzhaltigem Untergrund, der ebenfalls mit leichtlöslichen Salzen durchtränkt ist und Gips enthält.

Ohne tiefgreifende Meliorationsmaßnahmen ist eine landwirtschaftliche Nutzung dieser Flächen ausgeschlossen. In den seit Jahrhunderten bestehenden Bewässerungsanlagen der Trockengebiete erfüllen diese versalzten Ländereien die Aufgabe von Vorflutern, indem sie das überschüssige und verbrauchte Berieselungswasser aufnehmen und verdunsten. Je älter ein Bewässerungssystem ist, um so deutlicher ist in ihm ein bestimmtes Gleichgewicht zwischen der Speisung des Grundwassers mit versickertem Bewässerungswasser und seinem Abgang durch Abdrängung und Verdunstung zu erkennen. Mit der Zeit zeigt sich dies in einer bestimmten Differenzierung der Oasenböden nach ihrem Versalzungsgrad. Dieser steigt von der Mitte der Oase nach deren Randbereichen hin stetig an. Im Laufe der Jahre findet um die Verteilungsgräben und -kanäle herum durch den allmählichen Ersatz des salzhaltigen Grundwassers durch frisches Wasser eine Entsalzung der in den Anfangstadien zuerst versalzten Flächen statt, und mit weiterer Ausdehnung dieser Entsalzungszone werden die leichtlöslichen Salze immer mehr in das angrenzende, unbewässerte Ödland abgedrängt. Kovda bezeichnet dieses letzte Stadium als eine Teilentsalzung alter Bewässerungssysteme bei

gleichzeitiger Versalzung des Ödlands und der Randstreifen der Oase (47, S. 306). Die alten, abflußlosen Bewässerungssysteme in der Fergana, dem Vachštal, dem Chorezm oder der Buchara weisen durchweg einen Landnutzungsanteil von 30—35% auf, in der Mugan'- und Saljanasteppe im Transkaukasusgebiet sind es sogar nur 15—20% (47, S. 325), d. h. das zu einem System gehörende Gesamtareal wird nur zu einem kleinen Teil tatsächlich bewirtschaftet, während 65—70 bzw. 80—85% der Fläche zur Verdunstung des verbrauchten Wassers dienen und aus Solontschaks bestehen. Solange der Landvorrat genügend groß ist, um den Verlust an Gelände, das auf diese Weise der Nutzung verloren geht, in Kauf zu nehmen, kann eine extensive Bewirtschaftung solcher Art mit geringem Kapitalaufwand erfolgreich betrieben werden. Die fortschreitende Intensivierung der Bewässerungslandwirtschaft wird auch hier den Bau von modernen Entwässerungsanlagen erfordern, die eine endgültige Fortführung der leichtlöslichen Salze und damit die Gewinnung von wertvollem Ackerboden ermöglichen.

Ähnliche Erscheinungsformen der sekundären Versalzung, wie sie Kovda für den eurasischen Raum betreibt, hat auch Darab (25, S. 42) in Ungarn bei den bewässerten Böden der Donau-Theißniederung beobachtet. Nach dem letzten Krieg wurde die bewässerte Nutzfläche hier etwa auf das Fünffache vergrößert. Gleichzeitig wuchs aber auch der Anteil der sekundär versalzten Böden. Im Kreis Solnok fielen im Laufe des Jahres 1954 etwa 17% der bewässerten Ländereien aus diesem Grunde aus (83, S. 36). Darab unterscheidet drei Grundformen der sekundären Versalzung in den bewässerten Böden der Ungarischen Tiefebene:

1. Versalzung innerhalb des bewässerten Geländes,
2. Entsalzung desselben bei gleichzeitiger Versalzung der angrenzenden Ländereien,
3. Örtliche wechselnde Versalzung bzw. Entsalzung in einem und demselben Bewässerungssystem.

Die sekundär versalzten Böden lassen sich in Ungarn nur unter sehr erschwerten Bedingungen verbessern, da sie bei hohen Sodagehalten stark solonziert sind, so daß das zur Entfernung der leichtlöslichen Salze erforderliche Durchwaschwasser kaum versickern kann. Es sind also zusätzliche Maßnahmen zur Beseitigung des Austausch-Na notwendig.

IV. Die Salzdynamik in den versalzten Böden

Der Salzvorrat eines Bodens ist keine zeitlich konstante Größe. Langfristige Einflüsse werden schon innerhalb eines Jahres von periodischen Versalzungs- und Entsalzungsprozessen überlagert, die sich je nach der Entwicklungsrichtung der hydrologischen Verhältnisse im Endergebnis summieren oder gegenseitig aufheben können. Die einseitige Verlagerung der Jahresniederschläge auf das Winterhalbjahr und die hohen Temperaturen während des trockenen Sommer-

halbjahres bedingen regelmäßige Schwankungen in der Menge und Zusammensetzung der leichtlöslichen Salze sowohl in der festen als auch in der flüssigen Phase des Bodens.

1. Die jahreszeitliche Salzbewegung im Profil

Zur Erläuterung des ständigen Wechsels im Jahreshaushalt eines versalzten Bodens sei mit Kovda (47, S. 204) angenommen, daß der Boden zunächst noch keine Salze in seinem Profil enthält und von unten her erstmalig mit salzhaltigem Grundwasser in Berührung kommt. Während der feuchten Jahreszeit im Herbst und Winter wird die Verdunstung des Bodenwassers äußerst gering und das ansteigende Grundwasser füllt allmählich die Hohlräume der Bodenhorizonte aus. Da die Verdunstung fehlt, behält jedes Salz die ursprüngliche Konzentration bei, die es im Grundwasser besitzt, so daß das Salzverhältnis in der Bodenlösung noch ganz demjenigen im Grundwasser entspricht. Mit zunehmender Erwärmung der Luft und des Bodens im Frühjahr steigt die Verdunstung allmählich an. Hierdurch wächst in der Bodenlösung die Konzentration der Salze, und diese beginnen entsprechend ihrer Löslichkeit in den Boden auszufallen. Dies ist die Phase der Salzanreicherung, die ihren Höhepunkt in den heißen und trockenen Sommermonaten erreicht. Zu dieser Zeit sind die Unterschiede in Gehalt und Zusammensetzung der Salze zwischen der Bodenlösung und dem Grundwasser am größten. Der ständige Verbrauch des Grundwassers für die Ergänzung des verdunsteten Bodenwassers läßt den Grundwasserspiegel um 50—100—200 cm absinken. Mit dem Einsetzen der Niederschläge im Herbst geht die Salzanreicherungsphase in die Phase der Verdünnung über. Das von den Oberflächenhorizonten zurückgehaltene Niederschlagswasser verdünnt die konzentrierten Bodenlösungen und löst gleichzeitig einen Teil der im Sommer ausgefällten Salze, vorwiegend die Chloride, wieder auf. Na_2SO_4 und auch Na_2CO_3 bleiben in den nördlichen Kontinentalräumen wegen der niedrigen Temperaturen größtenteils ungelöst. Mit weiterer Durchfeuchtung des Bodens tritt nach dem Überschreiten der Feldkapazität die Phase der Auslaugung und Entsalzung ein. Das verdünnte Bodenwasser sinkt zum Grundwasser ab, überschichtet es und hebt im Verein mit dem seitlichen Zufluß den Grundwasserspiegel wieder zu seinem Ausgangsstand an. Damit findet der Kreislauf der Salze sein Ende. Die neue Anreicherungsphase beginnt jetzt aber bereits unter anderen Voraussetzungen. Das Grundwasser hat seine Mineralisierung gegenüber dem Vorjahr um die Menge der von oben herabgespülten Salze erhöht, hauptsächlich um den Gehalt an $MgCl_2$, NaCl und $MgSO_4$. Die über dem Grundwasser liegenden Bodenhorizonte haben sich mit $CaMg(CO_3)_2$, $CaCO_3$, $CaSO_4$ und Na_2SO_4 angereichert. Der neue Kreislauf läuft somit bei einer allgemein höheren Salzkonzentration in der festen und flüssigen Phase ab, und keine Phase der Salzwanderung gleicht in ihrer Salzkonzentration und- zusammensetzung der entsprechenden vorausgegangenen.

2. Der Salzhaushalt bei bewässerten und unbewässerten Böden

Die beschriebenen Vorgänge gelten sowohl für Ödland als auch für Kulturböden, die nicht bewässert werden. In beiden wird der Salzhaushalt von zwei jahreszeitlich bedingten Prozessen beherrscht: der Versalzung in der heißen und trockenen Zeit bei aufwärts gerichtetem und der Entsalzung während der feuchten Jahreszeit bei abwärts gerichtetem Bodenwasserstrom. Die einzelnen Salze sind in sehr unterschiedlichem Maße an der jahreszeitlichen Wanderung beteiligt. Am Beispiel der Hungersteppe (Abbildung 22) ist zu erkennen, daß die

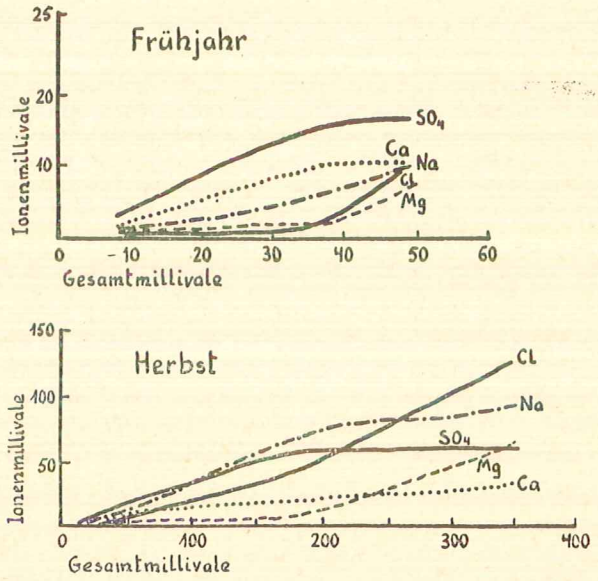


Abb. 22: Salzbewegung nach Jahreszeiten in Böden der Hungersteppe. Horizont 0—2 cm

stärksten Schwankungen im Salzgehalt des Bodens durch die beweglichsten Salze, also durch die Chloride des Mg und Na verursacht werden, während die konstante Zunahme des Gesamtsalzgehaltes durch die Ansammlung der weniger löslichen Salze erfolgt, die während der Auslaugungsphase nicht wieder in Lösung gehen. Unter diesen spielen die Sulfate (Na_2SO_4 und ein Teil des $CaSO_4$) die größte Rolle.

Als Maß für die Intensität der jahreszeitlichen Schwankungen im Salzhaushalt verwendet man bei den russischen Solontschakböden den sogenannten jahreszeitlichen Versalzungsfaktor (SV-Faktor). Er ist gleich dem Verhältnis des Gesamtsalzgehalts oder eines Ions beim Höhepunkt der Salzansammlung am Ende der Trockenzeit zu dem Gehalt bei maximaler Entsalzung zu Beginn der Trockenzeit. Ist $SV > 1$, so hat eine Versalzung stattgefunden. Bei $SV = 1$ liegt keine Veränderung im Salzhaushalt vor, und bei $SV < 1$ erfolgte

während der Vegetationszeit eine Abnahme des Salzgehaltes im Boden oder in einem gegebenen Horizont (90, S. 499) (47, S. 457). Die Größe des SV-Faktors hängt letztlich von den Vorgängen im Grundwasser ab. Tiefe und Mineralisierung des Grundwassers bestimmen dessen Verbrauch durch Verdunstung und das Ausmaß seiner Beteiligung an der jahreszeitlichen Versalzung des Profils. In Böden mit tiefem Grundwasser (tiefer als 6—15 m) ist die jahreszeitliche Dynamik der Salze, d. h. die periodische Veränderung der Gesamtkonzentration, Zusammensetzung und Verteilung auf die einzelnen Horizonte nur schwach ausgeprägt. Der durch Tabelle 25 und Abbildung 23 gekennzeichnete Boden befindet sich offenbar bezüglich der leichtlöslichen Salze im Zustand der langsamen Entsalzung, da der absteigende Bodenwasserstrom diese während der Auslaugungsphase in größere Tiefe befördern kann. Eine Anreicherung hat nur durch irreversibel ausgefällte Sulfate im Horizont 150—180 cm stattgefunden.

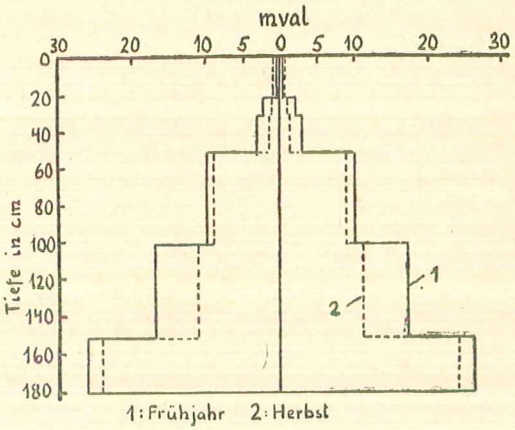


Abb. 23: Jahreszeitliche Salzbewegung in einem unbewässerten Boden mit tiefem Grundwasser

Tabelle 25: Jahreszeitliche Schwankungen des Salzgehaltes in einem unbewässerten Boden bei tiefem Grundwasser. Grundwassermineralisierung 30—35 g/l (120, S. 42).

Tiefe in cm	Salzvorrat in kg auf Bodensäule von 1 m² Querschnitt		SV-Faktor		
	8. VI.	13. X.	nach Rückstand	nach Cl'	nach SO_4''
0— 5	—	—	0,7	—	—
5— 10	—	—	0,6	—	—
10— 20	—	—	0,8	0,09	—
20— 30	—	—	0,5	—	—
0— 30	0,44	0,23	0,5	—	—
30— 50	—	—	0,8	0,8	—
0— 50	1,76	0,71	0,4	—	1
50—100	—	—	0,7	0,7	—
0—100	5,39	4,30	0,8	0,7	1
100—150	—	—	0,7	0,8	0,6
150—180	—	—	0,9	0,9	12,8
0—180	20,98	17,50	0,8	—	—

Anders gestaltet sich der Salzhaushalt bei hohem Grundwasserstand. Es ist hier zwischen einer Salzdynamik bei schwach versalztem (< 10 g/l) und bei stark versalztem (> 50 g/l) Grundwasser zu unterscheiden. Beiden gemeinsam ist eine absolute Zunahme des Gesamtsalzvorrates gegenüber dem Boden mit tiefem Grundwasserstand, aber bei schwacher Versalzung wird ein viel größerer Teil des Profils von der Salzwanderung betroffen (siehe Tabelle 26 und Abbildung 24). Während der jahreszeitlichen Entsalzungsphase verlagern sich die gelösten Salze um eine Tiefe von 100—150 cm und mehr und verteilen sich auf das Grundwasser, dessen Mineralisierung dadurch wächst. Im Sommer wandern die Lösungen aus dem Grundwasser wieder bis in den oberen Profilteil, dessen Salzgehalt zum Herbst um 30—50% zunimmt.

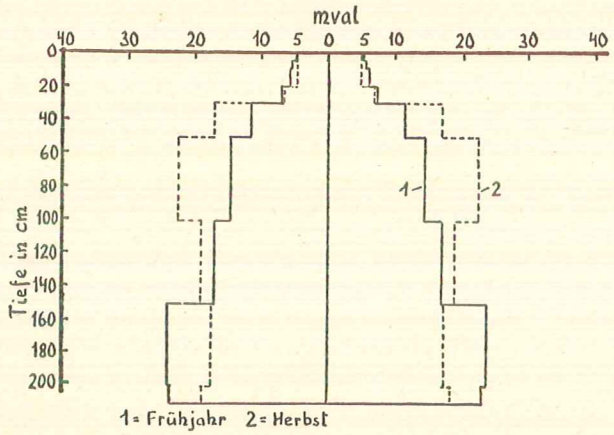


Abb. 24: Jahreszeitliche Salzbewegung in einem Grundwasserboden bei schwach mineralisiertem Grundwasser

In Grundwasserböden mit starkversalztem Grundwasser erreicht die Profilversalzung ihre größten Ausmaße und die SV-Faktoren zeigen die höchsten Werte, was bei der großen Beweglichkeit der in dieser Versalzungsstufe vorherrschenden Chloride erklärlich ist. Kennzeichnend für Böden mit hochstehendem, starkmineralisiertem Grundwasser ist aber, daß sich die Salzbewegung in der Hauptsache auf den obersten Meter des Bodens beschränken (siehe Tabelle 27 und Abbildung 25).

Der untere, kapillar gesättigte Teil des Profils hat gleichmäßigere Salzgehalte, da die hochkonzentrierten Grundwasserlösungen nur wenig verdunsten und während der feuchten Jahreszeit wegen ihrer größeren Dichte nicht weit hinabgedrückt werden. Aus diesem Grunde betrifft die jahreszeitliche Entsalzungsphase besonders in tonigen Böden lediglich die oberen 20—30 cm, aus denen die Salze durch das Sickerwasser ausgelaugt und in etwa 70—100 cm Tiefe verfrachtet werden. In der Versalzungsphase wird das entsalzte Bodenwasser für Verdunstung und Transpiration rasch verbraucht. Die salzigen Lö-

sungen strömen aus dem Grundwasser in die Oberflächenhorizonte nach und bewirken deren starke Versalzung über Sommer.

Die bisher aufgeführten Fälle zeigen die Gesetzmäßigkeiten, wie sie in allen versalzten Böden herrschen, die im Laufe des Jahres eine natürliche Salzanreicherung mit nachfolgender Auslaugung erfahren. Bei einer landwirtschaftlichen Bewässerung der Böden sowie bei jeder künstlichen Wasserzuführung für Meliorationszwecke über die natürlichen Niederschlagsmengen hinaus wird dieser einfache Kreis-

Tabelle 26: Jahreszeitliche Schwankungen des Salzgehaltes in einem Grundwasserboden bei einer Grundwassermineralisierung von etwa 10 g/l (120, S. 43).

Tiefe in cm	Salzvorrat in kg auf Bodensäule von 1 m² Querschnitt		SV-Faktor		
	27. V.	4. X.	nach Rückstand	nach Cl'	nach SO_4''
0— 5	—	—	1,2	1,2	0,3
5— 10	—	—	0,8	0,9	0,4
10— 20	—	—	0,9	0,7	1,8
20— 30	—	—	1,1	0,8	2,2
0— 30	1,72	1,31	0,8	—	—
30— 50	—	—	1,6	0,9	3,1
0— 50	3,84	4,40	1,1	—	—
50—100	—	—	1,2	1,0	1,9
0—100	10,59	15,41	1,5	0,9	1,9
100—150	—	—	1,1	0,9	1,2
150—200	—	—	0,7	0,8	0,7
0—200	32,31	34,29	1,1	—	—
200—211	—	—	0,9	0,8	0,9

Tabelle 27: Jahreszeitliche Schwankungen des Salzgehaltes in einem Grundwasserboden bei einer Grundwassermineralisierung von 70 g/l (120, S. 44).

Tiefe in cm	Salzvorrat in kg auf Bodensäule von 1 m² Querschnitt		SV-Faktor		
	11. VI.	13. X.	nach Rückstand	nach Cl'	nach SO_4''
0— 5	—	—	2,2	10,4	—
5— 10	—	—	4,8	22,0	—
10— 20	—	—	3,0	5,5	0,3
20— 30	—	—	2,5	3,0	0,3
0— 30	1,93	6,14	3,2	—	—
30— 50	—	—	2,1	1,9	0,4
0— 50	5,34	15,53	3,0	—	—
50—100	—	—	1,1	1,1	0,2
0—100	29,50	41,72	1,4	3,2	1,4
100—150	—	—	0,7	0,7	0,1
150—180	—	—	0,9	0,7	0,4
0—180	61,28	67,42	1,1	—	—

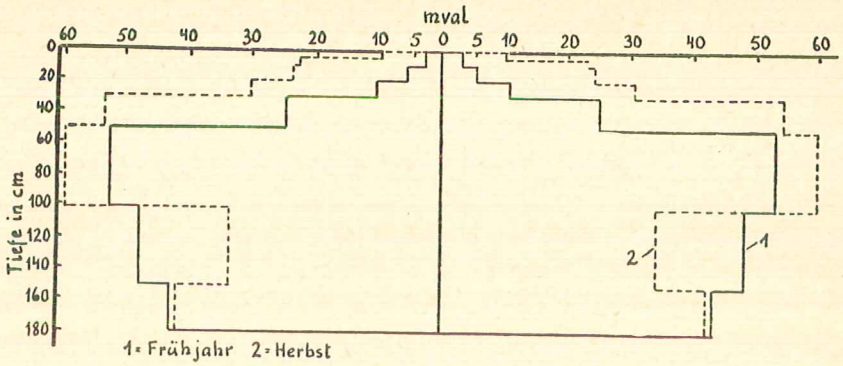


Abb. 25: Jahreszeitliche Salzbewegung in einem Grundwasserboden bei stark mineralisiertem Grundwasser

lauf durch jede einzelne Wassergabe gewandelt, da sie einen zusätzlichen Zyklus von ab- und aufsteigendem Lösungsstrom verursacht. Jede Gabe erhöht den Bodenwassergehalt bis zur Wasserkapazität und wiederholt damit im Kleinen die Auslaugungs- und Entsalzungsphase des natürlichen Salzhaushaltes. Bei Wassergaben, die unterhalb der Feldkapazität liegen, wird die Bodenlösung verdünnt und die vorher ausgefällten Salze gehen teilweise in Lösung. Mit steigenden Wassergaben über die Feldkapazität hinaus sickert ein Teil der Bodenlösung in die unteren Horizonte bzw. ins Grundwasser ab, das rasch ansteigt. Die oberen Horizonte werden weitgehend entsalzt, wobei sich die Salzzusammensetzung durch Verringerung von Cl', $Na^{\cdot}$ und $Mg^{\cdot\cdot}$ und relative Zunahme von $Ca^{\cdot\cdot}$, SO_4'' und HCO_3' verändert. Durch die nach der Wässerung wieder einsetzende Verdunstung der Bodenlösung in den austrocknenden Horizonten kommen mit dem kapillar ansteigenden Grundwasser neue Salzmengen nach oben, was wieder eine Anreicherung mit Cl', $Na^{\cdot}$ und $Mg^{\cdot\cdot}$ und Ausfällung von $CaCO_3$ und $CaSO_4$ bedingt. Jede neue Wassergabe — in den mittelasiatischen Oasen sind es während der Vegetationszeit gewöhnlich 5—8 und mehr (47, S. 207) — wiederholt diesen Bewässerungszyklus des Salzhaushaltes und ergibt allmählich eine Anreicherung von $CaCO_3$, $CaSO_4$ und Na_2SO_4 im Boden und eine Steigerung der Grundwassermineralisierung durch Cl', $Na^{\cdot}$ und $Mg^{\cdot\cdot}$. Die zusätzlichen Bewässerungszyklen wirken sich auf den großen Jahreskreislauf in einer sehr starken Zunahme der SV-Faktoren gegenüber den unbewässerten Böden aus (siehe Tabelle 28).

Wie aus Tabelle 28 zu ersehen ist, sind an dieser Steigerung des Salzgehaltes im Herbst hauptsächlich Cl', $Mg^{\cdot\cdot}$ und $Na^{\cdot}$ beteiligt, die sich zu dieser Zeit in den Oberflächenhorizonten befinden. Daß trotz der mehrfachen Auslaugung nach den Wassergaben die größten Salzkonzentrationen in der Krume erreicht werden, zeigt auch ein Beispiel aus einer bewässerten Oase im Becken des Amu-Darja (Tabelle 29). Die stärksten Veränderungen im Salzgehalt spielen sich in 0—20 cm Tiefe ab. Die intensivere Versalzungsdynamik bei bewässerten Böden im Vergleich zu den unbewässerten beruht auf der

Tabelle 28: SV-Faktoren bei bewässerten und unbewässerten Böden (47, S. 489).

	Fester Rückstand	Cl	SO_4	Mg	Na	K	Ca
Fergana:							
Solontschaks in unbewässerten Räumen	1,4—1,6	1 — 3	1—4,7	0,5—1	1,3—3	1—1,7	1
Dieselben in bewässerten Räumen	4	6,6	4	6	5	3	1
Hungersteppe:							
Solontschaks in unbewässerten Räumen	3—8	10—30	3—5	6—8	8—20	5	1
Dieselben in bewässerten Räumen	10	40—140	3—5	16—45	30	—	2

viel größeren Beeinflussung des Salzhaushaltes durch das Grundwasser. Während bei den letzteren Böden nur ein einmaliger Anstieg des Grundwassers (Winter—Frühjahr) und daraufhin seine Verdunstung mit Abfall auf den sommerlichen Tiefpunkt erfolgt, wird das Grundwasser bei Bewässerung durch das versickernde Berieselungswasser wesentlich länger auf einem hohen Stand gehalten. Dieser erreicht bei starken Wassergaben oft einen sommerlichen Höhepunkt, der gerade mit der Zeit der größten Verdunstungsintensität zusammenfällt (47, S. 453). Es kann daher ein weit stärkerer Nachschub von leichtlöslichen Salzen von unten her stattfinden.

Tabelle 29: Salzvorrat nach Jahreszeiten in versalzten Bewässerungsböden (90, S. 505).

	Tiefe in cm	Salzvorrat in t/ha	
		Frühjahr	Herbst
Schwachversalzte Böden	0— 20	7,1	14,6
	0—100	44,6	65,1
Mittelversalzte Böden	0— 20	12,8	34,8
	0—100	106,9	128,5
Solontschakfleck auf einem bewässerten Feld	0— 20	23,3	56,6
	0—100	162,9	196,6

3. Typen des jahreszeitlichen Salzhaushaltes

In den Trockengebieten gibt es mannigfaltige Übergangsformen vom normalen, salzfreien Boden bis zum Solontschak, die durch geschickte Bewässerungstechnik, Bodendurchwaschungen und dergleichen auch bei hohem Grundwasserstand eine Bebauung erlauben, ohne daß die vorhandenen Salze auf die Dauer gefährlich werden.

Je nach dem Wasserhaushalt und der Bewässerungsform kann sich der Salzvorrat vergrößern oder verkleinern. Nach Kovda (47, S. 454) sind folgende Entwicklungsrichtungen des Salzhaushaltes möglich:

a) Irreversibler Versalzungshaushalt

Der Salzvorrat wächst von Jahr zu Jahr, da die Entsalzungsphase weniger ausgeprägt ist als die Anreicherungsphase. In natürlichen Verhältnissen kommt diese Form des Salzhaushaltes auf abtrocknenden Aueterrassen und den Alluvien der Flußdeltas vor, ferner an den Ufern versalzender Seen oder in den Randbereichen eines Trockendeltas. In bewässerten Räumen tritt sie bei beginnender sekundärer Versalzung auf. Die Voraussetzung hierfür ist eine kapillare Durchfeuchtung des Bodenprofils, bei welcher die Grundwasserverdunstung von der Bodenoberfläche die Zugänge in der Wasserbilanz steuert.

b) Reversibler Haushalt

Hier bleibt der Salzvorrat von Jahr zu Jahr unverändert, weil die jahreszeitliche Versalzung durch die folgende Entsalzung ausgeglichen wird. Die erforderliche Auslaugung der im Sommer angesammelten Salze kann nur dann stattfinden, wenn genügend Süßwasser zur Durchwaschung des Bodens vorhanden ist und wenn der Grundwasserhaushalt durch unterirdischen Abfluß beeinflußt wird. Bewässerte Böden erhält man künstlich in dieser Salzhaushaltsform, indem man die in der Bewässerungsperiode angesammelten Salze während der feuchten Jahreszeit durch zusätzliche Durchwaschungen entfernt. Dasselbe geschieht in der Natur in Aueterrassen oder jungen Deltateilen durch die alljährlichen Überschwemmungen mit Flußwasser.

c) Irreversibler Entsalzungshaushalt

Bei dieser letzten Form nimmt der Salzvorrat jedes Jahr infolge des Überwiegens der Entsalzungsphase ständig ab. Die Ursache dafür kann liegen im Abfall des Grundwassers unter die kritische Tiefe, im Vorhandensein einer wirksamen Vorflut oder bei ständigem Hinabdrücken des Grundwassers durch eine stark transpirierende Pflanzendecke.

Die drei Typen des Salzhaushaltes sind miteinander verknüpft und können jederzeit ineinander übergehen, sobald sich die Bedingungen für den Wasserhaushalt ändern. In der frühen Entwicklungsphase der Alluvialebenen z. B. ist der Haushalt reversibel, da die Entsalzung durch periodische Überschwemmungen bei Hochwasser und durch den unterirdischen Abfluß größer als die jahreszeitliche Versalzung ist. Im Boden reichern sich nur $CaCO_3$ und teilweise $CaSO_4$ an. Mit der allmählichen Aufhöhung werden die Flächen trockener und geraten außerhalb des Überschwemmungsbereiches des Flusses. Die Grundwasserverdunstung tritt in den Vordergrund, wodurch die Zufuhr von schwer- und leichtlöslichen Salzen vergrößert wird. Damit geht der reversible Haushalt in den irreversiblen Versalzungshaushalt über. Schreitet die Reliefgliederung der Flußaue durch Eintiefung des Flußbettes weiter fort, so sinkt das Grundwasser all-

mählich ab und vermindert seinen Einfluß auf den Boden. Es entwickelt sich ein irreversibler Entsalzungshaushalt. Jede natürliche oder künstliche Änderung der hydrologischen Verhältnisse kann aber wieder eine umgekehrte Entwicklung hervorrufen, wie das für weite Räume der Trockengebiete der Fall ist, in denen der natürliche Entsalzungsprozeß durch übergroße Wassermengen für Bewässerungszwecke zum Stehen gebracht und in einen künstlichen Versalzungsprozeß verwandelt wurde. Fehlerhafte Bewirtschaftung hat zum Beispiel in Gegenden, die sich vorher im Zustand der Entsalzung befanden (Hungersteppe, Vachštal), nach Beginn der Bewässerung zur sekundären Versalzung geführt. In Jakutien verschob sich nach umfangreichen Waldrodungen der Verbrauch des Grundwassers durch Transpiration stark zu Gunsten der Verdunstung von der freien Bodenoberfläche und verursachte auch hier eine Versalzung der Grundwasserböden (47, S. 63).

Manchmal jedoch verlaufen die künstlich ausgelösten Prozesse mit den natürlichen in gleicher Richtung, so daß je nach dem herrschenden Salzhaushalt entweder die Entsalzung oder die Versalzung beschleunigt wird. Beispiele für den ersten Fall sind die Taschkenter Oase, der östliche Teil des Ferganatals oder der Mittellauf des Zeravšan, wogegen in der Kura-Araxniederung die sekundäre Versalzung der Böden seit Beginn der Bewässerung in bedrohlichem Ausmaß die allgemeine Salzansammlung in diesem Gebiet überlagert.

Dritter Teil

V. Zur Klassifikation der versalzten Böden

1. Allgemeine Betrachtungen

Die fortschreitende Entwicklung der Salzbodenforschung erforderte mit der Zeit die Schaffung einer Systematik der versalzten Böden, um über deren zahlreiche Erscheinungsformen einen Überblick zu gewinnen und der Kulturtechnik Ansatzpunkte für Kultivierungsmaßnahmen zu geben. Da die Salzböden für unsere mitteleuropäischen Verhältnisse höchstens von theoretischem Interesse sein können, begnügt man sich bei der Erwähnung der ariden Salzbodentypen in der Literatur mit den alten, geläufig gewordenen Bezeichnungen *white* und *black alkali, Solontschak* und *Solonez*. Dieser Abschnitt berichtet über den gegenwärtigen Stand der Bemühungen um eine klare Gliederung der versalzten Böden und legt hierbei, wie in der gesamten Arbeit, das Hauptgewicht auf die Auffassungen der russischen Schule, da sie gegenüber den amerikanischen bei aller vorgeworfenen Bedingtheit einen einheitlicheren Charakter erworben haben. Gleichzeitig umgehen sie die Gefahr der Vereinfachung, indem der untersuchte Boden als ein lebendiger Teil einer sich ständig weiterentwickelnden Landschaft gedacht wird, dessen Eigenschaften Übergangsformen im Raum und in der Zeit darstellen. Bei einer Aufstellung getrennter Kategorien unter den versalzten Böden muß daher wohl stets eine gewisse Schematisierung in Kauf genommen werden, denn es ist schwer, ein Ordnungsprinzip einzuführen, welches gleichzeitig allen Forderungen physikalischer, chemischer oder biologischer Art gerecht würde. Je größer die Zahl der Einzelmerkmale ist, welche zu seiner Kennzeichnung herangezogen werden, um so größer wird die Möglichkeit der Festlegung von bestimmten Typen.

Die verschiedenen Klassifikationsversuche in den Anfängen der Salzbodenforschung sind in den bekannten Handbüchern hinreichend erörtert, sie bauen alle auf dem von Hilgard geprägten Begriff *Alkaliböden* auf und unterteilen diese nach Menge und Art des vorliegenden Na-Ions. Hilgard nannte alle Böden Alkaliböden, in denen sich leichtlösliche Salze in irgendeiner Form ansammeln. Schon De Sigmond bezweifelt die allgemeine Anwendbarkeit dieser Bezeichnung, läßt sie aber aus historischen Gründen als eine Art Sammelbegriff für die in den einzelnen Ländern seit langem bestehenden volkstümlichen Ausdrücke (*Szik, Szek-, Reh-, Usar-, Tronaböden, Solonez, Solontschak)* gelten. Mit seiner Einteilung, die die entwicklungsgeschichtliche Seite der Alkaliböden in den Vordergrund stellt *(saline Böden, saline Alkaliböden, desalinisierte Alkaliböden, degradierte*

Alkaliböden) (96, S. 324), steht De Sigmond der russischen Auffassung sehr nahe, welche in Gedroiz einen ihrer Hauptvertreter fand. De Sigmonds Einteilungssystem wurde in vereinfachter Form zur mittelbaren Grundlage für die vom Regional Salinity Laboratory in Riverside (Kalifornien) vorgeschlagene Unterteilung der versalzten Böden. Da diese schon seit etwa zehn Jahren bei der Erforschung der westamerikanischen Trockenböden praktische Verwendung findet, sei sie hier kurz aufgeführt (105, S. 5). Die einzelnen Kategorien unterscheiden sich in diesem System voneinander nicht, wie bei allen anderen Einteilungen, durch die prozentualen Gesamtmengen der vorhandenen Salze, sondern durch die elektrische Leitfähigkeit des Bodenauszugs. Dies wird damit begründet, daß die Leitfähigkeit ein besseres Maß für die osmotisch wirksame Salzkonzentration in der Bodenlösung sei als der Prozentgehalt der Salze und dementsprechend ein besserer Index für den Pflanzenbau. Die Maßeinheit bei der Bestimmung der Leitfähigkeit von Bodenauszügen ist Millimho/cm, dabei ist 1 Millimho $= 10^{-3}$ mho; 1 mho = 1/ohm, reziprokes Ohm.

Das System umfaßt drei Gruppen:

1. Saline soils (Salzböden). Sie enthalten leichtlösliche Salze in Mengen, die das Wachstum der meisten Kulturpflanzen verhindern. Dieser Punkt ist erreicht, wenn die Leitfähigkeit des Bodenauszugs über 4 Millimho/cm und der Gehalt an Austausch-Na weniger als 15% des T-Wertes beträgt. Der pH-Wert ist gewöhnlich $< 8{,}5$. Diese Böden entsprechen annähernd den salinen Böden De Sigmonds, dem white alkali Hilgards und dem russischen Solontschak. Das $Na^{\cdot}$ macht gewöhnlich weniger als die Hälfte der löslichen Kationen aus. Die Hauptanionen sind Cl', SO_4'', etwas HCO_3' und gelegentlich NO_3'. Meistens sind keine wesentlichen Mengen löslicher Karbonate vorhanden.

2. Saline-alkali soils (Salzreiche Alkaliböden). Sie entsprechen ziemlich genau De Sigmonds salinen Alkaliböden. Neben merklichen Mengen leichtlöslicher Salze ($>$ 4 Millimho/cm) enthalten sie soviel Austausch-Na ($>$ 15%), daß ein Gedeihen der meisten Kulturpflanzen in Frage gestellt ist. Infolge des nicht geringen Salzgehaltes ist der pH-Wert selten größer als 8,5, und die Bodenkolloide bleiben ausgeflockt. Wenn diese Böden ausgelaugt sind, so daß sich die hohe Konzentration der neutralen Na-Salze in der Bodenlösung vermindert, hydrolysiert ein Teil des Austausch-Na ab. Es bildet sich NaOH, das mit CO_2 in Na_2CO_3 bzw. $NaHCO_3$ übergeht. In jedem Fall wird der Boden stark alkalisch mit einem pH-Wert $> 8{,}5$. Die Kolloide dispergieren, und der Boden bekommt eine stark bindige Beschaffenheit mit niedriger Durchlässigkeit.

3. Nonsaline-alkali soils (salzfreie Alkaliböden). Diese enthalten wie die vorhergehenden über 15% Austausch-Na, aber keine großen Mengen leichtlöslicher Salze mehr ($<$ 4 Millimho/cm). Der pH-Wert liegt allgemein zwischen 8,5 und 10. Die Böden entsprechen etwa De Sigmonds desalinisierten Alkaliböden, Hilgards black alkali soil und ähneln dem russischen Solonez. Sie heißen in

den USA auch *„slick spots“*, wenn sie als kleine, unregelmäßige Flächen innerhalb arider und semiarider Böden vorkommen. Nach der bis vor kurzem als allgemein gültig anerkannten Auffassung entsteht der salzfreie Alkaliboden, wenn ein $Ca^{\cdot\cdot}$-freier, salzreicher Alkaliboden ausgelaugt wird. Durch die Auswaschung der löslichen Salze werden die mit $Na^{\cdot}$ stark gesättigten Bodenkolloide dispergiert, sie fließen zusammen und schaffen einen für Bewässerung und Dränung äußerst ungünstigen Bodenzustand. Die von der Hydrolyse des Austausch-Na herrührende hohe Alkalität bedingt die Bildung löslicher organischer Komplexe, die dem Boden eine dunkle Farbe verleihen *(black alkali)*. Die Bodenlösung ist relativ arm an leichtlöslichen Salzen. Sie unterscheidet sich hinsichtlich der Zusammensetzung sehr sowohl von derjenigen der salinen als auch der normalen Böden. Gewöhnlich sind CO_3'' neben Cl', SO_4'', HCO_3' und anderen Anionen vorhanden. $Ca^{\cdot\cdot}$ und $Mg^{\cdot\cdot}$ sind durch CO_3'' ausgefällt und bilden daher nur einen kleinen Teil der löslichen Kationen, unter denen das $Na^{\cdot}$ vorherrscht.

Von den gegen die Einteilung des Salinity Laboratory vorgebrachten Einwänden sind die bekanntesten die von Kelley. Er wendet sich gegen die Bezeichnung des Na-Anlagerungsprozesses mit „Alkalinisierung“ (44, S. 79) und wiederholt damit die früher von De Sigmond hierzu gemachten Äußerungen. Es ist von vielen Seiten bestätigt worden, daß die Bodenlösung eines mit $Na^{\cdot}$ weitgehend belegten Bodens nicht unbedingt alkalisch reagieren muß. Auch ist Na-Anreicherung im Sorptionskomplex nicht nur bei Böden mit geringem Salzgehalt zu finden. Ferner lehnt Kelley die scharfe Trennung zwischen Salz- und Alkaliböden und die Beschränkung des Begriffs „Alkali“ auf Böden mit viel Austausch-Na ab. *„Dies ist gleichbedeutend“*, schreibt er (44, S. 80), *„wie wenn man sagen würde, daß Na nur dann ein Alkali ist, wenn es austauschfähig ist ... Ferner bilden die Na-Salze einen großen Anteil aller löslichen Salze in fast allen salinen Böden, ohne Rücksicht auf deren pH oder Austauschnatriumgehalt“*. Kelley kommt zu dem Schluß (44, S. 81): *„In Anbetracht der Tatsache, daß 1. verschiedene lösliche Salze (Kationen und Anionen) in den Böden der Trockenklimate vorkommen, 2. sehr veränderliche Mengen und Anteile der verschiedenen Salze in verschiedenen Gesteinen auftreten und 3. verschiedene Salze unterschiedliche Wirkung auf verschiedene Böden und das Wachstum verschiedener Pflanzenarten haben, ist es nicht sehr aufschlußreich, lediglich zu sagen, daß ein gegebener Boden saline ist. Weiterhin ist die physikalische Wirkung des Austausch-Na bei weitem nicht gleich in allen Böden. Aus diesen Gründen gibt es für die verschiedenen Bodentypen vielleicht keinen besseren Namen als alkali soil. Doch ist diese Bezeichnung nicht besonders scharf. Es scheint keinen Ersatz für eine genaue Kenntnis der einzelnen löslichen Bestandteile und der Austauschbasen zu geben, die im Boden einer bestimmten Gegend vorkommen. Es ist zweifelhaft, ob irgendwelche einfachen Bezeichnungen gefunden werden können, die in genügendem Maße die Mannigfaltigkeit der die Alkaliböden charakterisierenden Verhältnisse anzeigen, ob sie nun salzhaltig sind oder nicht.“*

Kelleys Einwände könnten gut als Kritik an dem Begriff „Alkali" selbst benutzt werden, denn die Schwierigkeiten bei den Einteilungsversuchen scheinen letzten Endes auf die widerspruchsvolle und irreführende Bezeichnung „Alkaliboden" zurückzugehen, die man bis heute noch nicht abgeschafft hat, obwohl sie angesichts der fortschreitenden Erweiterung der Kenntnisse über die versalzten Böden als kennzeichnender Begriff immer mehr an Berechtigung verliert. Unklar ist jedoch, warum aus der falschen Anwendung des Wortes „Alkali" gefolgert werden soll, daß jede Unterteilung der versalzten Böden überhaupt künstlich, unwissenschaftlich und nicht mehr möglich sei. Die Entwicklung der Bodenforschung in Rußland zeigt gerade die umgekehrte Tendenz, und der dort bisher erreichte Stand der Systematik der versalzten Böden ist schon recht hoch. Es ist bezeichnend, daß man in Rußland zu der Zeit der ersten wissenschaftlichen Beschäftigung mit den Salzböden bei aller Mannigfaltigkeit der festgestellten Erscheinungsformen zwar schon einfache Unterscheidungsmerkmale aufführt, als umfassenden Begriff für alle versalzten Böden aber noch den von der Landbevölkerung geprägten Ausdruck *Solonez* verwendet. So spricht Vysockij von *„Oberflächensolonez"*, in welchem sich die Salze in der Oberflächenschicht anreichern, und *„Illuvialsolonez"*, bei dem sich die Salze infolge Konzentration der Bodenlösung durch den Wasserentzug von seiten der Vegetation in verschiedenen Horizonten ansammeln (Počvovedenie Nr. 2, 1903, S. 173). Kossovič (1903—1910) unterteilt alle versalzten Böden in *„neutrale und alkalische"* Solonezböden mit verschiedenen Übergangsformen. Diese letzte Gegegenüberstellung ist sehr aufschlußreich. Sie beweist, daß im Forschungsbereich der russischen Schule die Diskussion um den Begriff „Alkali" als Einteilungskategorie gar nicht erst aufkommen konnte, sondern daß nur die Bezeichnung „alkalisch" zur Kennzeichnung der Reaktion der Bodenlösung Verwendung fand. Das Wort Solonez leitet sich von *sol'* = Salz ab und ist unübersetzbar, dem Sinne nach etwa „salziger Boden, Salzling". Keineswegs jedoch bedeutet es „alkalischer Boden". Dieser müßte *ščeločnaja počva* heißen, und diese Bezeichnung kommt niemals als Bezeichnung eines Typus vor. Eine alkalische Reaktion stellt vielmehr nur eine unter den üblichen Eigenschaften des solonzierenden Horizontes dar, d. h. desjenigen Horizontes, der durch bestimmte Einflüsse gegenüber dem gesamten Profil besondere Eigenschaften angenommen hat und sich dadurch von anderen versalzten Böden unterscheidet. Es ist demnach trotz aller Ähnlichkeit nur bedingt richtig, den Solonez mit De Sigmonds desalinisiertem Alkaliboden oder dem nonsaline-alkali soil des Salinity Laboratory zu vergleichen, eben weil die Rangordnung der die Bezeichnungen zusammensetzenden Worte bei jenen gerade umgekehrt ist, denn der Solonez ist nach russischer Auffassung ein alkalinisierter Salzboden.

Die gegenwärtigen Ansichten der Wissenschaftler auf dem Gebiet der Salzbodenforschung im russischen Bereich (Antipov-Karataev, Kovda, Gerasimov, Rozanov, Ivanova, Sambur u. a.) lassen sich hinsichtlich der Grundeinteilung der versalzten Böden wie folgt zu-

sammenfassen (4, S. 11): Alle versalzten Böden *(zasolennye počvy)* werden heute in zwei große Gruppen unterteilt: 1. eigentliche versalzte Böden und Solontschaks, 2. solonzierte Böden und Solonez. Die Böden der ersten Gruppe enthalten wasserlösliche Salze unmittelbar in der Oberflächenschicht und gliedern sich je nach dem Gehalt an diesen Salzen in der durchwurzelten Schicht in Solontschaks (1—2% und mehr), stark-, mittel- und schwachversalzte Böden. Die Böden der zweiten Gruppe enthalten Salze in einiger Tiefe (20—30—50 cm und tiefer). Die oberen Schichten des typischen Solonez haben sehr charakteristische Merkmale. Der 3—10—15 cm dicke, graue, zuweilen humose, plattige oder schichtige, oft jedoch strukturlose Oberflächenhorizont enthält keine oder nur wenige leichtlösliche Salze. Er ist verarmt an Sesquioxyden und angereichert mit Kieselsäure, hat fast neutrale Reaktion und enthält wesentlich weniger Ton als der darunterliegende B-Horizont. Dieser ist sehr dicht, säulig und schollig, dunkelbraun bis schwarz. Seine Dicke kann 20—30 cm und mehr betragen. Er ist ebenfalls arm an leichtlöslichen Salzen enthält jedoch Austausch-Na und ist angereichert mit Sesquioxyden (besonders Al_2O_3) und Ton. Die Reaktion ist oft stark alkalisch. In feuchtem Zustand quillt dieser Horizont stark auf und wird zäh und undurchlässig. Mit dem Übergang in den C-Horizont wird der Boden wieder etwas lockerer, es treten in verschiedenen Mengen leichtlösliche Salze, ferner $CaSO_4$ auf.

Die Eigenart des Solonezprofils, die sich in seinen für den Acker- und Pflanzenbau äußerst ungünstigen chemisch-physikalischen Eigenschaften äußert, ist eine Folge des Gehaltes an austauschfähigem $Na^{\cdot}$. Mit Solonzierung eines Bodens ist daher der Erwerb aller Eigenschaften gemeint, welche in ihrer Gesamtheit eine Folge des Eintritts des Natriumions in den Sorptionskomplex darstellen. Das Vorhandensein von freien Na-Ionen in der Bodenlösung bedeutet noch keine Solonzierung, obwohl der pH-Wert im alkalischen Bereich liegen kann, wie das bei vielen Solontschaks der Fall ist. Erst der Kationenumtausch führt zur Ausbildung des beschriebenen Profils, und erst dann findet eine Solonzierung des versalzten Bodens statt. Die Voraussetzung hierfür ist aber überhaupt ein Vorhandensein von leichtlöslichen Salzen im Profil.

2. Die Einteilung der versalzten Böden und Solontschaks

Alle Böden, welche in der durchwurzelten Schicht wasserlösliche Salze enthalten, werden nach dem Gehalt und der Zusammensetzung dieser Salze unterschieden. Zur Kennzeichnung der Versalzungsstufen können verschiedene Maßeinheiten benutzt werden, z. B. prozentualer Salzgehalt oder Leitfähigkeit des Bodenauszugs, doch gehen bei der Festsetzung der Versalzungsstufen alle bekannten Einteilungssysteme von dem Verhalten der Pflanze aus. Allerdings ist die Salzverträglichkeit keine einheitliche Größe für alle Pflanzen. Während bei der Kartoffel schon 0,1% Salze im Boden Qualitätsverschlechterungen hervorrufen, erträgt die Zuckerrübe ohne großen Schaden

auch einen Salzgehalt von 0,4—0,6%. Bei höheren Konzentrationen büßt sie jedoch an Zuckergehalt ein. Die Baumwolle gibt bei einer Versalzung von < 0,5% noch lohnende Erträge. Erst bei 1% geht sie zugrunde (119, S. 41). Ferner schwankt die Salzverträglichkeit mit dem Wassergehalt des Bodens, der Bodenbearbeitung, den Saatzeiten und den Witterungsverhältnissen. Auch ist der Grad der Schädlichkeit der einzelnen Salze sehr verschieden. Bei vorwiegend aus Sulfaten bestehenden Salzen beginnt der Ertrag des Weizens abzusinken, wenn der Salzgehalt 0,10—0,3% beträgt. Die gleiche Wirkung wird aber schon bei einem Chloridgehalt von 0,05—1% und einem Sodagehalt von 0,005% erreicht (122, Seite 70). Schließlich kann sich die Salzverträglichkeit auch bei ein und derselben Pflanze je nach Entwicklungsstadien und Sorte ändern. Bekannt ist das Widerstandsvermögen der Luzerne. Während jedoch die ausgewachsene Pflanze bis 0,7% und bei einer weniger toxischen SO_4''-Zusammensetzung der Salze sogar 1% erträgt, ist sie zur Zeit ihrer Jugendentwicklung äußerst salzempfindlich. Es genügen dann bereits 0,08% zu ihrer Vernichtung.

Alle diese Gründe erschweren eine genaue Bestimmung der toxischen Salzmengen, besonders wenn ein Gemisch von verschiedenen Salzen vorliegt. Auf der anderen Seite zeigt ein Vergleich einer möglichst großen Zahl von Kulturpflanzen, daß alle Pflanzen eine ähnliche Verhaltungsweise gegenüber dem steigenden Gehalt an leichtlöslichen Salzen erkennen lassen. Von Ausnahmefällen abgesehen kann man für die Masse der Kulturpflanzen etwa folgende kritische Schwellen der Bodenversalzung unterscheiden: 0,1—0,2%, 0,4—0,5% und 0,7—1%. Rechnet man einige wildwachsende Gräser und Sträucherarten hinzu, so ergeben sich noch weitere Schwellen. Bei 2% Salzgehalt fallen aus der natürlichen Flora eine ganze Reihe von Gramineen aus, und bei 3% hört jedes Pflanzenleben auf außer einigen ausgesprochenen Halophyten (z. B. die Salsolaarten). Die beiden letzten Schwellen sind auch für die Mikroorganismen von Bedeutung. Ihre Lebenstätigkeit wird bei 2,0—2,5% Salzgehalt stark eingeschränkt und erreicht bei 3% ihren Stillstand (119, S. 44).

Auf Grund dieser Beobachtungen hat man alle versalzten Böden nach ihrem Gehalt an leichtlöslichen Salzen in mehrere Gruppen eingeteilt, mit der Einschränkung, daß die festgesetzten Versalzungsstufen nur Richtwerte darstellen, die je nach den örtlichen Verhältnissen und der Zusammensetzung der Salze Änderungen erfahren können. Salzfreie Böden enthalten weniger als 0,1% Salze. Darunter werden alle Salze verstanden, die beim Aufschütteln des Bodens mit einer fünffachen Wassermenge (bezogen auf das Gewicht des trockenen Bodens) in Lösung gehen. Gewöhnlich besteht die Hälfte der gelösten Salze aus schwer löslichen, unschädlichen Verbindungen, deren Lösungen bei diesem Boden/Wasser-Verhältnis bereits gesättigt sind.

Bei einer Versalzung von 0,2—0,25% können die Böden ihre Ertragsfähigkeit noch bewahren, zumindesten für die salzverträglicheren Pflanzenarten. Man bezeichnet sie als praktisch salzfreie oder sehr schwachversalzte Böden. Mit steigenden Salzgehalten unterscheidet man zwischen schwach-, mäßig- und starkversalzten Böden und

schließlich Solontschaks. Über die den Gruppen jeweils zugeordneten Salzgehalte bestehen verschiedene Ansichten. Die Meinungsverschiedenheiten beginnen bei der Frage, welche Böden als Solontschaks zu bezeichnen sind. Diejenigen, welche im Solontschak einen Boden sehen, der mit Ausnahme von vereinzelten Salsolavarietäten bar jeder Pflanzendecke ist, nehmen als untere Grenze seines Salzgehaltes 2 oder auch 3% an. Ist mit Solontschak ein Boden gemeint, welcher keine Kulturpflanzen mehr tragen kann, so setzt man bereits 1% als untere Grenze dieser höchsten Versalzungsstufe an, da bei diesem Salzgehalt fast alle landwirtschaftlichen Nutzpflanzen entweder zugrundegehen oder keinen Ertrag bringen. Lediglich einige Wildgräser können noch gedeihen und geben dürftige Weideplätze ab.

Die zweite Auffassung, welche nur das Verhalten der landwirtschaftlichen Kulturpflanzen zur Einteilungsgrundlage nimmt, hat sich in Rußland stärker durchgesetzt und wird auch vom Bodenkundlichen Institut der Akademie der Wissenschaften vertreten. Das von dem Dokučaev-Institut ausgearbeitete Einteilungsschema der versalzten Böden (siehe Abbildung 26) baut sich wie folgt auf (39, S. 741) (57, S. 426): Ein Boden ist frei von leichtlöslichen Salzen, wenn der Trockenrückstand des wässrigen Auszugs nicht mehr als 0,25% vom Bodengewicht beträgt. Schwachversalzte Böden enthalten 0,25—0,5%. mäßig versalzte 0,5—0,7% und starkversalzte 0,7—1,0% Salze. Jeder Boden mit mehr als 1% Salzgehalt ist ein Solontschak.

Weiterhin wird die Lage des Salzhorizontes, d. h. derjenigen Bodenschicht, welche mehr als 0,25% Salze enthält, berücksichtigt. Je näher der Salzhorizont zur Bodenoberfläche liegt, um so stärker ge-

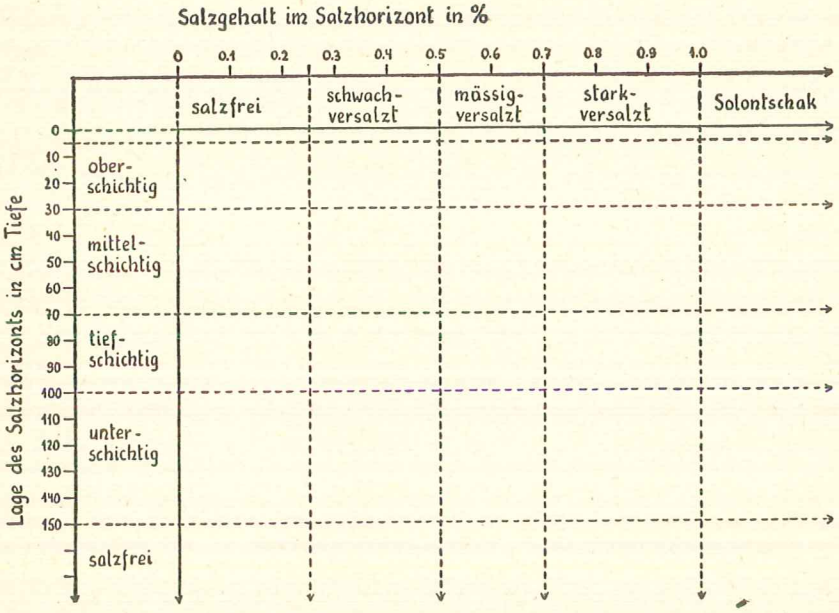


Abb. 26: Einteilungsschema der Salzböden

fährdet ist der Pflanzenbestand. Innerhalb der die Hauptwurzelmasse beherbergenden Bodenschicht (0—80—100 cm) werden folgende Stufen unterschieden: oberschichtige Versalzung, wenn die Salze in dem oberen Horizont (5—30 cm) angereichert sind, mittelschichtige Versalzung, wenn der Salzhorizont in 30—70 cm Tiefe, und tiefschichtige Versalzung, wenn er bei 70—100 cm Tiefe liegt. Darüberhinaus bis etwa 150 cm Tiefe ist die Versalzung unterschichtig und bei tiefem Grundwasserstand für die Pflanze nicht mehr von wesentlicher Bedeutung. Salzfrei ist der Boden, wenn er bis 150 cm Tiefe keine löslichen Salze enthält. Die oberste Bodenschicht (0—5 cm) wurde in dieser Einteilung nicht berücksichtigt, da in ihr der Salzgehalt infolge der Witterungseinflüsse (Niederschläge, Verdunstung, Temperatur) den größten Schwankungen unterworfen ist.

Die Kennzeichnung der Böden nach der chemischen Zusammensetzung erfolgt in der auf Seite 47 und 48 schon beschriebenen Weise. Somit enthält ein „mittelschichtig starkversalzter Boden mit SO_4/Mg-Na-Versalzung“ in 30—70 cm Tiefe einen Salzhorizont, welcher 0,7—1% wasserlösliche Salze aufweist, die in der Hauptsache aus SO_4'', $Mg^{\cdot\cdot}$ und $Na^{\cdot}$ bestehen. Der Anteil der SO_4'' an den Anionen beträgt über 30%, und das Verhältnis $Cl:SO_4$ ist kleiner als 0,2. Unter den Kationen überwiegen $Na^{\cdot}$ mit mehr als 20% und $Mg^{\cdot\cdot}$ mit mehr als 10% der Kationensumme. Wie gesagt, ist es zuweilen notwendig, die den Versalzungsstufen zugeordneten Richtwerte an besondere örtliche Verhältnisse anzupassen. Da die Kulturpflanzen am meisten unter einer Chlorid- oder Sodaversalzung leiden, rücken bei einem Überwiegen dieser Ionen bereits schwächer versalzte Böden in die höheren Versalzungsstufen auf. So bediente man sich bei der Erforschung des südlichen Volgagebietes aus Gründen, die auf Seite 47 zur Sprache kamen, eines etwas abgeänderten Einteilungsschemas, in dem der Karbonat- und Chloridgehalt der Salzhorizonte stärker berücksichtigt wurde. Bei ähnlicher Aufteilung des Profils nach der Lage des Salzhorizontes, wie oben beschrieben, ergaben sich folgende Abstufungen (122, S. 70):

	schwachversalzt	mäßigversalzt	starkversalzt
% CO_3''	0—0,005	0,005—0,01	> 0,01
% Cl'	0—0,05	0,05 —0,1	> 0,1
% SO_4''	0—0,1	0,1 —0,3	> 0,3

Auch das Regional Salinity Laboratory in Riverside benutzt eine Versalzungsskala, die sich von den Beziehungen zwischen Pflanzenwachstum und Versalzungsgrad herleitet. Rechnet man die Maßeinheit millimho/cm (vgl. Seite 79) mit Hilfe der für einen mittleren Lehmboden gültigen Beziehung (102, S. 273)

Salzgehalt des wässrigen Auszugs in % $= 0{,}07 \times (EC \times 10^3)$

in Prozente um, wobei $EC \times 10^3$ die in Millimho ausgedrückte elektrische Leitfähigkeit bei 25^0 C bedeutet, so ergibt sich die umseitige Einteilung (nach 105, S. 9):

Da die Stufen allgemein auf die gesamte durchwurzelte Schicht bezogen werden, fehlt dieser Einteilung das bodengenetische Ele-

Millimho/cm	% Salze	
0— 2	0 —0,14	Salzwirkung kann allgemein vernachlässigt werden
2— 4	0,14—0,28	Erträge sehr empfindlicher Pflanzen können beeinträchtigt werden
4— 8	0,28—0,56	Verminderte Erträge vieler Kulturarten
8—16	0,56—1,12	Nur salzverträgliche Pflanzen geben lohnende Erträge
> 16	> 1,12	Nur vereinzelte, sehr salzverträgliche Kulturen geben mäßige Erträge.

ment, denn die Lage des Salzhorizontes und damit der Grundwasserstand bleiben unberücksichtigt.

Die vorhergehenden Kapitel haben gezeigt, welche Rolle das Grundwasser bei der Versalzung des Bodens spielt. Die Lage der Salzhorizonte im Profil und die Menge und Zusammensetzung der Salze spiegeln mittelbar den Grundwasserhaushalt und die Salzzusammensetzungen und -konzentrationen im Grundwasser wider. Die Böden mit den höchsten Salzgehalten, die Solontschaks, sind die Grundwasserböden der Trockengebiete. Seinerzeit nannte sie Glinka die Sümpfe der ariden Klimate. Das Ausmaß der Beteiligung des Grundwassers am Bodenbildungsprozeß bestimmt das genetische Stadium eines Solontschaks. Man kann folgende Entwicklungsstadien der Solontschaks unterscheiden:

a) Wiesensolontschak

Auf den unteren Fluß- und Seeterrassen, in jungen Ablagerungen der Flußdeltas und in Küstenniederungen bewirkt der hohe Grundwasserstand eine ganzjährige Durchfeuchtung der gesamten Bodenschicht durch das bis zur Oberfläche aufsteigende Kapillarwasser. Periodische Überschwemmungen mit Flußwasser verhindern eine Salzansammlung in den entstehenden Wiesenböden, auf denen sich daher zunächst eine üppige Vegetation (Gräser, Schilf, Sträucher) ansiedelt. Eine allmählich einsetzende Abtrocknung des Landes und ein Nachlassen der Überschwemmungen (vgl. S. 76) führt zu einem Vorherrschen der Grundwasserverdunstung, die eine unaufhaltsame Salzansammlung in den Oberflächenhorizonten nach sich zieht. Bei längerer Dauer dieses Prozesses entstehen auf diese Weise stark versalzte Wiesenböden und Wiesensolontschaks, welche in den Deltaebenen z. B. des Atrek (100, S. 321) oder des Syr-Darja (17, S. 26) neben den salzfreien Wiesenböden weitverbreitet sind. Als deutliches Merkmal seiner Entstehungsweise enthält der Wiesensolontschak in seinem obersten Horizont bis zu 3% Humus, der jedoch mit der Tiefe jäh abnimmt. Ferner weist sein Profil Spuren von Reduktions- und Gleyprozessen auf (123, S. 378). Eine besondere Unterart ist der

Wiesen-Soda-Solontschak, der auf den Flußauen im Bereich der Tschernosjome und kastanienfarbigen Böden verbreitet ist und mit der Solonezbildung eng verknüpft ist.

b) Der typische Solontschak

Er steht ganz unter dem Einfluß der kapillaren Grundwasserbefeuchtung und tritt überall dort auf, wo starkmineralisiertes Grundwasser mit seinem Kapillarsaum bis zur Bodenoberfläche heranreicht und dort intensiv verdunstet. Allgemein sind es die Senken im Gelände mit hohem Grundwasserstand, wozu die Randstriche von bewässerten Ländereien oder die Sammelstellen für verbrauchtes Bewässerungswasser gehören. In gleicher Weise kann sich auch der Wiesensolontschak zum typischen Solontschak weiterentwickeln, wenn die Grundwasserspeisung mit Süßwasser vom Fluß her aufhört.

Nach dem morphologischen Bau und der chemischen Zusammensetzung des Salzhorizontes ergeben sich mehrere Unterarten des typischen Solontschaks. Der Krustensolontschak hat stark mineralisiertes (rd. 80 g/l) und oberflächennahes Grundwasser in etwa 1—1,5 m Tiefe. Da die aufsteigenden Salzlösungen unmittelbar an der Oberfläche verdunsten, bildet sich hier der Salzhorizont in Form einer dichten, verfestigten und trockenen Salzkruste von 2—5 cm Dicke mit Ausblühungen von Sulfaten und besonders Chloriden (siehe Abbildung 27 im Anhang).

Die Krustensolontschaks zeichnen sich durch äußerst stark ausgeprägte jahreszeitliche Salzdynamik aus. Hierfür ein Beispiel aus der Suruzjaksenke in der Hungersteppe, nahe der Station Zolotaja Orda (47, S. 463). Einen Vergleich der Salzgehalte dieses Solontschaks im Herbst mit denen im Frühjahr nach der Entsalzungsphase lassen die jahreszeitlichen Versalzungsfaktoren für den Horizont 0—5 cm erkennen. Sie haben sehr große Werte: fester Rückstand 8, Cl' 32, SO_4'' 5, $Mg^{\cdot\cdot}$ 6, $Na^{\cdot}$ 20. Dies beweist, daß an der jahreszeitlichen Bewegung der Salze vom Grundwasser zur Oberfläche und zurück das NaCl am stärksten beteiligt ist.

Unter den gleichen hydrologischen Verhältnissen bildet sich auch der nasse Solontschak, dessen Salzhorizont ebenfalls unmittelbar an der Oberfläche liegt. Unter den auskristallisierenden Salzen überwiegen aber das stark hygroskopische $CaCl_2$, $MgCl_2$ und $MgSO_4$ (vgl. Seite 57), die nur während der größten Sommerhitze eine trockene Kruste bilden, sonst aber gewöhnlich feuchte Flecken auf der Solontschakkruste bilden und den Boden ständig feucht und bindig erhalten.

Während die Salzzusammensetzung des Krustensolontschaks und seiner Abart, des nassen Solontschaks, durch ein Vorherrschen der Chloride gekennzeichnend ist, rücken im Schwellsolontschak die Sulfate in den Vordergrund oder kommen zumindest den Chloriden nahe. Das Grundwasser liegt in diesem Solontschak tiefer. Es ist sehr stark mineralisiert und der Salzzusammensetzung nach SO_4-Cl und Cl. Es ist eine bestimmte Entwicklung in den Salzzusammensetzungen der Solontschaks und ihrer Grundwässer zu erkennen. So

hat der SO_4-Cl-Solontschak gewöhnlich relativ schwächer mineralisiertes Grundwasser. In dem Maße wie er in den Cl-SO_4-Solontschak übergeht, wächst der allgemeine Versalzungsgrad des Bodens und des Grundwassers, wobei letzteres immer stärker chloridhaltig wird (17, S. 27) (vgl. auch S. 40 und 49). Da die Lösungen kapillar nicht mehr ganz bis zur Bodenoberfläche gelangen, scheiden sich die leichtlöslichen Salze im Schwellsolontschak (Abbildung 28 im Anhang) in der Hauptsache noch innerhalb der oberen 0—15 cm ab. Es bildet sich ein 8—15 cm mächtiger Salzhorizont, der vorwiegend aus Na_2SO_4 besteht. Das zu seiner Kristallisation als $Na_2SO_4 \cdot 10H_2O$ erforderliche Wasser entzieht dieses Salz seiner Umgebung. Gleichzeitig drängen die Kristalle die Bodenteilchen auseinander (35, S. 352) (39, S. 748), so daß die gesamte Bodenschicht bis in etwa 15 cm Tiefe eine trockene, lockere und schwammige Masse darstellt, in die man beim Betreten einsinkt, daher die Bezeichnung geschwollener oder Schwellsolontschak.

Die beschriebenen Arten des typischen Solontschaks sind durch Übergangsformen miteinander verbunden und leiten mit dem Schwellsolontschak zu der letzten Entwicklungsform, dem

c) Reliktsolontschak

über. Im Wiesensolontschak lag der Schwerpunkt der Salzansammlung in der obersten Bodenschicht 0—5 cm. Auch beim typischen Solontschak reichert sich die Masse der Salze noch im gleichen Horizont an, aber der Salzgehalt im übrigen Profil kann im obersten Meter Boden bereits 1—8% betragen. Demgegenüber weicht im Reliktsolontschak der Horizont mit dem größten Gehalt an leichtlöslichen Salzen in die Tiefe zurück und die obersten Horizonte werden salzfrei. Die Erklärung hierfür liegt wiederum im Verhalten des Grundwassers (vgl. S. 56). Fortschreitende Reliefgliederung einer Alluvialebene und Abtrocknung führt zu einem allmählichen Absinken des Grundwassers, womit auch ein Absinken der Salzanreicherungszone einhergeht. Das Grundwasser übt keinen Einfluß mehr auf den Bodenbildungsprozeß aus, die im Profil als Reliktsalze verbliebenen leichtlöslichen Salze sind vom Grundwasser getrennt und werden vom Sickerwasser allmählich in größere Tiefen verfrachtet. Den Anfang dieses letzten Stadiums bildet schon der Schwellsolontschak, indem der Salzhorizont infolge des tieferen Grundwasserstandes nicht mehr ausschließlich die obersten 5 cm umfaßt. Daß er sich im Bereich der alten Deltaebenen aus Wiesenboden über Wiesensolontschak und Krustensolontschak entwickelt hat, beweisen auch die häufig in seinem Profil zu findenden Reste von Schilfwurzeln und Grashalmen, ferner die Spuren von Vergleyung als Folge eines einst hohen Grundwasserstandes.

VI. Die solonzierten Böden

A. Entstehung des Solonez

In den vorangegangenen Abschnitten wurde bereits angedeutet, daß unter gewissen Voraussetzungen eine Form der versalzten Böden auftritt, die sich von den eigentlichen Salzböden durch eine Verlagerung der Bodenbestandteile und Sättigung des Sorptionskomplexes mit Natrium und durch einen sich hieraus ergebenden besonderen morphologischen Aufbau des Profils unterscheidet. Der Erwerb dieser charakteristischen Eigenschaften, der von der russischen Schule mit *Solonzierung* bezeichnet wird, bildet seit Beginn der Salzbodenforschung einen Gegenstand umfassender Untersuchungen. Auf den klassischen Versuchen von Hilgard, De Sigmond, Kelley u. a. zur Klärung der Entstehungsweise solonzierter Böden und der damit zusammenhängenden Gesetzmäßigkeiten bauen sich auch heute noch die Grundauffassungen führender Wissenschaftler auf. In neuerer Zeit erfahren diese bisher allgemein anerkannten Vorstellungen gewisse Einschränkungen bzw. Erweiterungen durch die vom bodenkundlichen Dokučaev-Institut durchgeführten Untersuchungen über die genetischen Beziehungen zwischen Solonez und Solontschak und die damit im Zusammenhang stehende Bildungsweise der Soda in der Natur. Obwohl die alten Anschauungen hierüber zum festen Bestand der allgemeinen Bodenkundeliteratur gehören, erscheint es dennoch angebracht, sie hier kurz nochmals darzustellen.

1. Theorien der Solonezbildung

Da die Eigenart der solonzierten Böden durch das Austausch-Na bedingt wird, steht die Frage nach den Voraussetzungen des Eintritts des Na-Ions nach wie vor im Mittelpunkt der Erörterungen.

1912 veröffentlichte Gedroiz seine Versuchsergebnisse über die Bedeutung der verschiedenen Salze bei der Entstehung versalzter Böden und den Einfluß des Bestandes an Austauschbasen auf die Solonezbildung. Seine Vorstellung über die Entwicklungsstadien der versalzten Böden wurden als *kolloid-chemische Theorie der Solonezbildung* richtungweisend für alle weiteren Forschungen auf diesem Gebiet. Unabhängig von Gedroiz führte De Sigmond in Ungarn ähnliche Untersuchungen durch und bestätigte später durch die Aufstellung einer im Prinzip gleichen Entwicklungsreihe der versalzten Böden seine Übereinstimmung mit Gedroiz. Die nach der Gedroiz'schen Theorie sich abwickelnden Vorgänge lassen sich wie folgt zusammenfassen (4, S. 15) (96, S. 332) (102, S. 21) (123, S. 384): Wenn im Boden sich leichtlösliche Salze, vorwiegend die der Alkalimetalle, ansammeln, so führt dies zur Bildung eines Solontschaks. Mit wachsender Konzentration von NaCl und Na_2SO_4 in der Bodenlösung wird ein Teil der Na-Ionen dieser Salze von den Bodenkolloiden sorbiert, wobei entsprechend $Ca^{\cdot\cdot}$ und $Mg^{\cdot\cdot}$ in die Bodenlösung übergehen. In diesem Stadium ist der Solontschak mit Na-Salzen durchtränkt und enthält bereits mehr oder weniger große Mengen von

Austausch-Na. Verarmt ein solcher Boden aus irgendeinem Grunde (z. B. durch Grundwasserabfall, stärkere Durchfeuchtung u. a.) an NaCl oder Na_2SO_4, so hört die ausflockende Wirkung dieser Elektrolyte auf, und durch die zerteilende Wirkung des Austausch-Na dispergieren die Tonkolloide. Mit dem Niederschlagswasser wird ein Teil von ihnen aus der obersten Bodenschicht in den B-Horizont verfrachtet; dies verleiht ihm durch die abwechselnde Befeuchtung und Austrocknung des Bodens die charakteristische Solonezstruktur. Zu diesem Zeitpunkt kann der solonzierte Horizont nahezu vollständig mit Natrium gesättigt sein. Infolge Hydrolyse des Na oder durch Einwirkung von $CaCO_3$ auf den Na-Ton entsteht Na_2CO_3 (siehe S. 98). Die Bodenlösung wird nun stark alkalisch. Die in alkalischem Mittel in den Solzustand übergehenden Humuskolloide wandern mit dem Sickerwasser ebenfalls nach unten und überziehen als eine dunkle Lackschicht die Rißflächen im verdichteten B-Horizont. Auch ein Teil des Austausch-Na wird durch Ca-Ionen im Sorptionskomplex ersetzt und mit fortschreitender Verdünnung der Bodenlösung und Auslaugung des Na_2CO_3 geht der Boden schließlich in den salz- und Na-freien Zustand über. Ist jedoch im Boden kein $CaCO_3$ vorhanden, so entwickelt sich der Solodierungsprozeß. Das sorbierte Na wird hier durch H-Ionen ersetzt, und es findet bei saurer Reaktion eine der Podsolierung analoge Entwicklung statt.

Gedroiz ging von der Grundannahme aus, daß für die Entstehung des Solonez der mit Neutralsalzen des Natriums angereicherte Solontschak stets die Vorstufe bildet. Eine andere Entwicklungsweise des Solonez ließ er nur ausnahmsweise gelten, und zwar erschien ihm die Solontschakphase nicht unbedingt erforderlich, wenn das Austausch-Na unmittelbar aus bereits vorhandener Soda stammt. Er war jedoch der Ansicht, daß diese Quelle im Vergleich zu den Neutralsalzen des Na eine sehr untergeordnete Rolle spielt (4, S. 17). Die entscheidende Erkenntnis, daß das Wesen der Solonezbildung im Na-Eintausch liegt, gewann Gedroiz ausschließlich aus Laboratoriumsversuchen. Er steigerte jedoch bei der künstlichen Versalzung eines Schwarzerdebodens die Konzentrationen des NaCl und Na_2SO_4 in einem Maße, wie es in der Natur selten vorkommt, und er sah dann in dieser Möglichkeit der nach der Auswaschung der Salze festgestellten Na-Anlagerung eine allgemein gültige Erklärung für alle vorkommenden Fälle der Solonzierung. Da man auch bei anderen Versuchen dieser Art (44, S. 24) (123, S. 382) zu ähnlichen Ergebnissen gelangte, wurde die Gedroizsche Auffassung über die Solonezbildung und die Entwicklungsrichtung der versalzten Böden weitgehend zum Ausgangspunkt für alle weiteren Untersuchungen. Anderen Ansichten, wie z. B. der noch zu erörternden Theorie der Solonzierung auf biologischem Wege, schenkte man daher zunächst nur wenig Aufmerksamkeit, obwohl vielfach schon früh erkannt wurde, daß bei geringeren Konzentrationen der Neutralsalze in der Lösung keine nennenswerten Mengen Na^+ sorbiert werden und daß ferner eine viel stärkere Na-Anlagerung erfolgt, wenn statt der neutralen die alkalisch reagierenden Salze wie Na_2CO_3 oder $NaHCO_3$ auf den Sorptionskomplex einwirken.

In letzter Zeit erfährt die Gedroiz'sche Konzeption eine Überprüfung und Neuauslegung von seiten des Dokučaev-Instituts. Antipov-Karataev und Mitarbeiter kamen auf Grund umfangreicher Untersuchungen zu dem Ergebnis, daß der Solonzierung in der beschriebenen Art zum mindesten keine universale Bedeutung zugemessen werden könnte, da die Gedroizschen Versuchsbedingungen nur in wenigen Fällen den tatsächlichen Verhältnissen in der Natur entsprächen. Die Frage, unter welchen Bedingungen die Entsalzung eines mit Neutralsalzen des $Na^{\cdot}$ und der zweiwertigen Kationen $Ca^{\cdot\cdot}$ und $Mg^{\cdot\cdot}$ versalzten Solontschaks zu einem Austauschbasenverhältnis Na:(Ca+Mg) führt, bei dem eine Solonzierung des Bodens beginnt, behandelt Antipov-Karataev unter Anwendung des Massenwirkungsgesetzes. Da zunächst festgestellt wurde, daß in den Systemen Boden-Ca + $MgCl_2$ und Boden-Mg + $CaCl_2$ das $Ca^{\cdot\cdot}$ im Vergleich zum $Mg^{\cdot\cdot}$ mit etwa dreifacher Energie angelagert wird, berücksichtigte man bei der Untersuchung der Anlagerungsvorgänge nur das Na:Ca-Verhältnis. Nach Antipov-Karataev kann für einen Ca-gesättigten Boden die Austauschreaktion mit den Na-Ionen in der Bodenlösung wie folgt ausgedrückt werden (4, S. 20):

$$\text{Boden-xCa} + 2Na^{\cdot} \rightleftarrows \text{Boden-x}Na_2 + Ca^{\cdot\cdot}$$

$$\frac{x^2_{Na}}{x_{Ca}} = K \cdot \frac{c^2_{Na^{\cdot}}}{c_{Ca^{\cdot\cdot}}} \cdot \frac{f^2_{Na^{\cdot}}}{f_{Ca^{\cdot\cdot}}} = K \cdot \frac{a^2_{Na^{\cdot}}}{a_{Ca^{\cdot\cdot}}}$$

Dabei kennzeichnet c die Konzentrationen der Ionen in der Gleichgewichtslösung und x die „Konzentrationen" *) der sorbierten Ionen. Behält man in der jeweils verwendeten Lösung die gleiche Ionenstärke bei und verändert in ihnen nur das Mengenverhältnis von $Na^{\cdot}$ und $Ca^{\cdot\cdot}$, so bleiben die Aktivitätskoeffizienten f der beiden Kationen unverändert und in die Gleichung brauchen nur die Konzentrationen eingesetzt zu werden. Es gilt dann

$$\frac{x^2_{Na}}{x_{Ca}} = K_1 \frac{c^2_{Na}}{c_{Ca}} \text{ oder } \frac{x_{Na}}{\sqrt{x_{Ca}}} = K_1 \frac{c_{Na}}{\sqrt{c_{Ca}}}$$

Die Austauschkonstante K_1 betrug bei einem Ca-Tschernosjom aus der Gegend von Voronež 0,0649.

Bei Einwirkung einer Lösung, die ein Na:Ca-Verhältnis von 1:1 hat, mit einer Anfangskonzentration $c_{Na} = 16$ Einheiten je Liter und c_{Ca} auf einen Boden mit einem T-Wert von 50 mval/100 g Boden wird

$$K_1 \frac{c_{Na^{\cdot}}}{\sqrt{c_{Ca^{\cdot\cdot}}}} = 0{,}0649 \cdot \frac{16}{\sqrt{16}} = 0{,}2596, \text{ d. h. rd. } {}^1/_4.$$

*) Auf die Schwierigkeiten bei der Anwendung der Begriffe „Konzentration" bzw. „Aktivität" für sorbierte Ionen soll hier nicht eingegangen werden.

Folglich ist

$$\frac{x_{Na}}{\sqrt{x_{Ca}}} \approx {}^1/_4 \text{ oder } 4x_{Na} = \sqrt{x_{Ca}} \text{ oder } \frac{x^2_{Na}}{x_{Ca}} = {}^1/_{16}.$$

$x^2_{Na} + x_{Ca} = 17$. Auf $x_{Ca^{..}}$ kommen $(50:17) \cdot 16 \approx 48$ mval, auf $x^2_{Na} = 2$ mval, also auf $x_{Na} \approx 1{,}2$ mval. Hiernach ergibt sich die Menge des Austausch-Na nur zu 2,5—3% des T-Wertes. Um den Versuchsbedingungen von Gedroiz näherzukommen, wurde unter Beibehaltung eines konstanten Verhältnisses von Na:Ca bei weiteren Lösungen die Konzentration der beiden Ionen zuerst stark gesteigert und danach vermindert, wie dies bei der Versalzung und Entsalzung des Solontschaks der Fall ist. Tabelle 30 gibt einen Überblick über die errechneten Mengen des Austausch-Na.

Tabelle 30: Na-Anlagerung bei verschiedenen Konzentrationen von $Na^{\cdot}$ und $Ca^{\cdot\cdot}$ (4, S. 21).

Einheiten $Na^{\cdot}$ und $Ca^{\cdot\cdot}$ je Liter Lösung	sorbiertes Na in % des T-Wertes
Na:Ca = 1:1	
1. $c_{Na} = 16$ $c_{Ca} = 16$	2,5—3
2. $c_{Na} = 16 \times 16 = 256$ $c_{Ca} = 16 \times 16 = 256$	13
3. $c_{Na} = 4$ $c_{Ca} = 4$	0,5
Na:Ca = 4:1	
4. $c_{Na} = 8$ $c_{Ca} = 2$	4
5. $c_{Na} = 10 \times 8 = 80$ $c_{Ca} = 10 \times 2 = 20$	15
6. $c_{Na} = 2$ $c_{Ca} = 0{,}5$	2,6

Wie in Abschnitt C auf Seite 126 genauer ausgeführt wird, enthält ein ausgeprägter Solonez an Austausch-Na nicht weniger als 20% vom T-Wert, während bei weniger als 5% die Böden nicht mehr zu den solonzierten gerechnet werden. Die Beziehungen in Tabelle 30 lassen schließen, daß in Beispiel 3 bei einer Auslaugung der Salze das während der Solontschakphase sorbierte Na bis auf 0,5% gänzlich durch Ca-Ionen verdrängt wird. Auch bei einem Na:Ca-Verhältnis von 4:1 (Beispiel 6) ergeben sich nach der Auswaschung der Salze nur 2,6% Austausch-Na, und der Boden kann nicht als solonziert betrachtet werden. Antipov-Karataev stützt diese Berechnungen durch viele eigene Versuche und solche anderer Autoren an Schwarzerden

und kastanienfarbigen Böden, aus denen hier ein Ergebnis erwähnt sei. In 1 m hohen Monolithen eines kastanienfarbigen Bodens wurden die oberen 20 cm mit einer Mischung von Na- und Ca-Salzen (Anionen nicht angegeben) in verschiedenen Verhältnissen künstlich versalzt und dann im Laufe von vier Jahren bei abwechselnder Trocknung durch Erwärmung mit Glühlampen mit dest. Wasser ausgelaugt. Nach Auswaschung der Cl' aus dem oberen Teil des Profils wurde der Gehalt an Austausch-Na in den vorher künstlich versalzten Schichten (0—10 und 10—20 cm) bestimmt. Tabelle 31 zeigt die Ergebnisse für die Schicht 0—20 cm.

Tabelle 31: Solonzierung bei Auslaugung eines künstlichen Solontschaks (4, S. 23)

Salze im Ausgangssolontschak		Verhältnis $Na^{\cdot}$: $Ca^{\cdot\cdot}$ in der eingebrachten Salzmischung	Austausch-Na in 0—20 cm Tiefe nach Auslaugung d. Salze in % des T-Wertes
Äquivalente vom T-Wert*)	% vom Bodengewicht		
1,25	rd. 7,5	90 : 10	9,5
1,25	„ 7,5	75 : 25	7,7
2,5	„ 15	90 : 10	13,3
2,5	„ 15	75 : 25	7,5
2,5	„ 15	50 : 50	6,3
5,0	„ 30	90 : 10	15,3
5,0	„ 30	75 : 25	10,0

*) Der T-Wert des Bodens war 40 mval/100 g Boden. 5 Äquivalenten entsprachen etwa 32 g Salze je 100 g Boden, 2,5 Äquivalenten etwa 16 g, 1,25 etwa 8 g.

Wie die gefundenen Werte für das Austausch-Na zeigen, ist es bei der Durchwaschung mit mäßigen Wassergaben (ohne allzu starke Verdünnung der Lösungen) trotz der hohen Anfangsversalzung in keinem Fall zur Bildung eines typischen Solonez gekommen. Bei dem vorletzten Versuch, also bei der höchsten Versalzungsstufe mit 90% Na-Salzen, entwickelte sich nur ein mäßig solonzierter Boden. Auf Grund weiterer Untersuchungen kommt Antipov-Karataev zu diesen Folgerungen:

1. Die bisher seit Gedroiz herrschende Vorstellung über die Entwicklungsrichtung der versalzten Böden besitzt keine allgemeine Gültigkeit, da experimentell nachgewiesen werden konnte, daß bei der Entsalzung der mit Neutralsalzen mehr oder weniger stark versalzten Solontschaks durch künstliche Auswaschung oder unter dem Einfluß von genügenden Niederschlägen keine Solonzierung des Bodens stattfindet, sondern umgekehrt Entsolonzierungsprozesse (Verdrängung des Austausch-Na) überwiegen.

2. Die Entwicklung eines typischen Solonez aus einem Neutralsalz-Solontschak ist offenbar beschränkt auf wenige Fälle mit extremem Vorherrschen von NaCl und Na_2SO_4 unter den übrigen Salzen ($> 90\%$ des Gesamtsalzgehaltes). Für eine Na-Anlagerung von 30% des T-Wertes und mehr muß unter den natürlichen Verhältnissen der Bodenversalzung die Konzentration der Bodenlösung mindestens 50 g Salze je Liter und das Verhältnis von $Na^{\cdot}$: $Ca^{\cdot\cdot}$ nicht weniger als 10—20 betragen (4, S. 28), während bisher ein Verhältnis von 4 als untere Grenze betrachtet wurde (123, S. 385).

Ein zehnfaches Überwiegen der Na-Konzentration über das $Ca^{\cdot\cdot}$ kommt in der Natur höchstens in starkversalzten Sedimentgesteinen vor. In den meisten Böden, in denen der Solonzierungsprozeß weitverbreitet ist, sind stets Salze der zweiwertigen Kationen (Ca und Mg) mit höheren Anteilen vertreten, so daß die Erklärung aussteht, auf welche Weise hier dennoch eine Na-Anlagerung erfolgt.

Neben der von Gedroiz begründeten Auffassung bestanden in Rußland noch andere allerdings wenig beachtete Betrachtungsweisen, die erst in neuerer Zeit wieder aufgegriffen wurden. So war Glinka der Ansicht, daß eine Solonzierung des Bodens nur dann stattfinden kann, wenn leichtlösliche Salze infolge genügender Verdunstung zeitweise in die oberen Bodenhorizonte gelangen können, dann aber durch die Niederschläge wieder in den Untergrund ausgewaschen werden. Bei einem Übermaß an Niederschlägen tritt überhaupt keine Salzansammlung auf, während bei einem einseitigen Überwiegen der Verdunstung das Regenwasser nicht ausreicht, um eine Versalzung der obersten Bodenschicht zu verhindern. Ein periodischer Wechsel zwischen Salzansammlung und -auswaschung innerhalb großer Zeiträume führt zur Solonezbildung. Die Wahrscheinlichkeit hierfür gründet sich darauf, daß solche Prozesse bei wesentlich geringeren Konzentrationen der Bodenlösung und damit unter geringerer Beteiligung des $CaSO_4$ verlaufen. Dies bedingt seinerseits das häufigere Vorkommen des für die Solonzierung erforderlichen weiten Na:Ca-Verhältnisses (80, S. 6).

Eine Bestätigung dieser von Glinka entwickelten Theorie ist die zuweilen in schweren Bewässerungsböden der Mugan'-Steppe (Transkaukasien) oder auch in der Tschernosjomzone der Ukraine auftretende sog. sekundäre Solonzierung (120, S. 72). In der Kura-Araxniederung äußert sie sich in der Weise, daß bewässerte Böden nach etwa 10—15 Bewässerungsjahren strukturlos werden, indem sie bis in große Tiefen hinab verschlämmen. Die Durchlässigkeit verschlechtert sich, und mit steigender Alkalität (bis 0,07% HCO_3') tritt in gewissen Mengen Soda auf. Die Baumwolle leidet unter dieser Erscheinung stärker als unter schwacher oder sogar mittlerer Versalzung mit Neutralsalzen. Die sekundäre Solonzierung gleicht den Anfangsstadien der Wiesenbodenversalzung, wo der langsame Anstieg der Grundwassermineralisierung zum Na-Eintausch führt, und wird durch den Kreislauf der Na-Salze in den bewässerten Böden und ihre abwechselnde jahreszeitliche Ansammlung und Auswaschung mit dem Bewässerungswasser hervorgerufen.

Wie von Kovda nachgewiesen wurde, steigt mit sinkender Salzkonzentration der Bodenlösung ihre Alkalität. In einem bewässerten, versalzten Boden in der Hungersteppe stieg der pH-Wert der Bodenlösung in den ersten Tagen nach der Wassergabe von 7,5 auf 8,5—8,9. Gleichzeitig stieg die durch CO_3-Ionen bedingte Alkalität von 0,02—0,09 auf 0,17—0,19 g/l CO_3'' (47, S. 211). Verschiedene Autoren geben an, daß das $Na^{\cdot}$ aus seinen alkalisch reagierenden Verbindungen weit energischer als aus seinen neutralen sorbiert wird, wie in den Tabellen 32 und 33 und in der folgenden Übersicht zu sehen ist (4, S. 34):

	mval/100 g Boden	
	bei NaCl	bei Na_2CO_3
$Na^{\cdot}$-Eintausch aus einer 0,001 n Lösung	1,3	5,12
$Na^{\cdot}$-Eintausch aus einer 0,1 n Lösung	6,3	22,08

Tabelle 32: Wirkung verschiedener Na-Salze auf einen kalifornischen Boden (Yolo soil) (44, S. 26)

10 mval gegeben in Form von	Gelöste Kationen in der Bodenlösung bei Erreichen des Gleichgewichts in mval			Sorbiertes $Na^{\cdot}$ (mval)
	$Ca^{\cdot\cdot}$	$Mg^{\cdot\cdot}$	$Na^{\cdot}$	
NaCl	2,2	1,0	7,6	2,4
$NaNO_3$	2,2	1,0	7,1	2,9
Na_2CO_3	0,3	0,2	5,0	5,0

Tabelle 33: $Na^{\cdot}$-Sorption aus verschiedenen Salzen (4, S. 34) (in mval/100 g Boden)

Ausgangskonzentration der Lösung	NaCl	$NaNO_3$	Na_2SO_4	$NaHPO_4$	Na_2CO_3
0,01 n	0,36	0,45	0,45	0,72	0,56
0,02 n	0,74	0,73	0,70	1,33	1,06
0,04 n	1,50	1,13	1,20	2,31	—
0,10 n	3,30	2,87	2,74	5,06	5,40
0,20 n	5,28	4,71	3,91	9,10	6,63

Das Austausch-Na wird im Sorptionskomplex festgelegt, wenn die desorbierende Wirkung der zweiwertigen Kationen, die in den Bodenlösungen der mit Neutralsalzen angereicherten Böden stets vorhanden sind, unterdrückt wird. Dies ist der Fall im alkalischen Mittel, d. h. wenn das $Na^{\cdot}$ in der Lösung als Karbonat oder Bikarbonat vorliegt. Bekanntlich ist die Größe der Kationensorption von dem

pH-Wert der Lösung abhängig. Die Anwesenheit von Na_2CO_3 bewirkt einen pH-Anstieg und drängt gleichzeitig die $Ca^{\cdot\cdot}$ und $Mg^{\cdot\cdot}$ zurück, indem diese als schwerlösliche Karbonate ausfallen. Es werden mehr $Na^{\cdot}$ sorbiert, und die Möglichkeit einer Solonezbildung bei einer Versalzung des Bodens durch nur geringe Mengen Soda wird sehr verstärkt. Zudem ist eine erneute Verdrängung des Na bei Verdünnung der Lösung (bei Entsalzung des Bodens) kaum möglich, da die Lösung fast frei von zweiwertigen Ionen ist (4, S. 35). Entsprechend der Gleichung Ton-Ca + Na_2CO_3 $\rightleftarrows$ Ton-Na_2 + $CaCO_3$ gehen diese weitgehend in schwerlösliche Verbindungen über. Demgegenüber bilden die verdrängten Ca- und Mg-Ionen bei einer Versalzung mit NaCl oder $NaNO_3$ leichtlösliche Chloride und Nitrate, so daß es zu keiner nennenswerten Na-Anlagerung kommt (44, S. 26).

Als erster ging Vil'jams grundsätzlich von der Annahme aus, daß das Vorhandensein von Soda überhaupt erst die Voraussetzung für die Solonzierung schafft. Nach ihm verläuft der Solonzierungsprozeß folgendermaßen (4, S. 18): Bei Ablösung einer Wiesenvegetation durch eine Steppenformation erfolgt erstens eine ständige Verminderung des Humusgehaltes und der Pflanzenreste im Boden infolge des Abklingens ihres alljährlichen Zuwachses und der immer mehr zunehmenden aeroben Verhältnisse. Zweitens sammeln sich im A-Horizont während der Trockenperiode fortlaufend Salze, darunter in erster Linie Na_2CO_3 an, die mit den Herbstregen bis zu einer bestimmten Tiefe ausgewaschen werden und dort einen Salzhorizont bilden. Das $CaCO_3$ und $CaSO_4$ wird von dem aufsteigenden Wasserstrom im Frühjahr nicht nach oben mitgenommen, so daß sich im Laufe der Zeit Gips- und Karbonathorizonte bilden. Die zur Bodenoberfläche gelangende Lösung enthält nur Salze der Alkalien, von denen das $Na^{\cdot}$ in den Tonhumuskomplex eintritt und das $Ca^{\cdot\cdot}$ verdrängt. Der mit $Na^{\cdot}$ gesättigte Humus geht in kolloide Lösung über und die Bodenkrümel zerfließen im Wasser. Allmählich wird der Tschernosjom strukturlos.

Für Vil'jams ist die Soda die wichtigste Quelle des Austausch-Na. Sie entsteht in den Böden seiner Ansicht nach nicht auf dem Wege der Hilgard-Reaktion oder durch Basenaustausch, sondern durch biologische Umwandlungsprozesse (siehe unter Sodabildung). Da unter der Einwirkung von Na_2CO_3 bereits ein typischer Solonez entstehen kann, ohne daß der Boden vorher den Salzgehalt eines Solontschaks erreicht hat, beginnt bei Vil'jams die Entwicklungsreihe der versalzten Böden im Bereich der Steppen- und Trockensteppenböden mit dem Solonez. Mit wachsendem Salzgehalt geht dieser dann in den Solonez-Solontschak und Solontschak über. Gedroiz wie De Sigmond ließen ebenfalls die Möglichkeit zu, daß bei Sodaversalzung der Boden auch ohne vorhergehendes Solontschakstadium in einen Solonez übergehen kann, sie hielten jedoch die Solonzierung des Solontschaks bei seiner Entsalzung für die wichtigste Bildungsart des Solonez, und das sich im Solontschak ansammelnde NaCl und Na_2SO_4 für die eigentliche Quelle des Austausch-Na. Die Anschauungen Vil'jams' wurden nach und nach von verschiedenen anderen Autoren (Gerasimov, Ivanova, Orlovskij) und in letzter Zeit besonders von Antipov-

Karataev ausgearbeitet und bilden heute als *biologische Theorie der Solonezbildung* die Grundlage für das genetische Einteilungssystem der solonzierten Böden.

Über die Entstehungsweise der Soda herrschen sehr unterschiedliche Ansichten, von denen die wichtigsten hier wegen der großen Bedeutung der Soda für den Solonzierungsprozeß dargelegt seien.

2. Theorien über die Entstehung der Soda in der Natur

a) Chemisch-physikalische Bildungsweise

Die Ansicht, daß sich das Na_2CO_3 bei der Verwitterung von Eruptiv- und Sedimentgesteinen bildet, ist seit langem weit verbreitet. Die zunächst entstehenden Bikarbonate der Alkali- und Erdalkalimetalle gehen durch den CO_2-Verlust des Wassers bei seiner Verdunstung in normale schwerlösliche Erdalkali- und leichtlösliche Alkalikarbonate über, wobei die Menge der Alkalikarbonate im Grundwasser von dem Verhältnis des gelösten $Ca^{\cdot\cdot}$ und $Mg^{\cdot\cdot}$ zum HCO_3' abhängt. Ein durch verwitternden Granit fließendes Wasser mag mehr HCO_3' als das Äquivalent zweiwertiger Basen und demnach einige Mengen Alkalikarbonate enthalten (44, S. 67). Verschiedene Autoren haben immer wieder auf die Kalkstein- und Kreideablagerungen der Trockengebiete und die in ihnen auftretenden Alumosilikate vom Typus Glaukonit hingewiesen, von welchen sich bei der Verwitterung Natriumhydrosilikat ($NaHSiO_3$) hydrolytisch abspaltet. Dieses reagiert stark alkalisch und geht unter CO_2-Aufnahme aus der Luft in Na_2CO_3 über (96, S. 334) (139). Wenn diese Möglichkeit der Sodabildung auch nicht bestritten wird, so erscheint es unwahrscheinlich, daß sich dabei eine ausgedehnte Sodaversalzung der Grundwasserböden ergeben kann (4, S. 43) (44, S. 76).

Die Einwirkung neutraler Salze auf $CaCO_3$ und $MgCO_3$. Die Berthollet-Reaktion

$$CaCO_3 + 2Na\,Cl \lesseqgtr CaCl_2 + Na_2CO_3$$
$$CaCO_3 + Na_2SO_4 \lesseqgtr CaSO_4 + Na_2CO_3$$

wurde von Hilgard als wichtigste Bildungsart der Soda im Boden angesehen und erhielt daher später die Bezeichnung Hilgard-Reaktion. Man hat sie verschiedentlich auf die Anwendbarkeit in natürlichen Verhältnissen geprüft. Nach den Untersuchungen von Cummins (44, S. 69) steigt die Löslichkeit des $CaCO_3$ in neutralen Na-Salzlösungen, bis deren Konzentration etwa 2 n erreicht und nimmt dann wieder ab. Bei Na_2SO_4 bedeutet 2 n nahezu eine gesättigte Lösung. Das in die Lösung übergegangene CO_3'' ist der umgesetzten Menge $CaCO_3$ äquivalent, d. h. es ist eine äquivalente Menge $Ca^{\cdot\cdot}$ in Lösung gegangen. Die Löslichkeit des $CaCO_3$ steigt beträchtlich in Anwesenheit von CO_2, und das gelöste $Ca^{\cdot\cdot}$ ist bei Erreichen des Gleichgewichts äquivalent $CO_3'' + HCO_3'$. Beim Eindampfen der Lösung verläuft die Reaktion rückwärts und im Rückstand erscheint das ursprüngliche $CaCO_3$ und das Na-Salz. Zu dem gleichen Ergebnis kam auch Kovda (1937) (13, S. 669). Entsprechend der Konstanz des Löslichkeitspro-

duktes $Ca^{\cdot\cdot} \times CO_3''$ wird die Löslichkeit von $CaCO_3$ durch $Ca^{\cdot\cdot}$ oder Na_2CO_3 herabgedrückt. Na-Salze, die die obige Reaktion auslösen sollen, dürfen daher nicht in größerer Menge von löslichen Karbonaten oder $Ca^{\cdot\cdot}$-Salzen begleitet sein.

Gedroiz verwendete bei der experimentellen Prüfung der Theorie von Hilgard keine erhöhten Konzentrationen von CO_2 und fand daher auch nicht die erwarteten Mengen Na_2CO_3. Auf der anderen Seite näherten sich dadurch seine Versuche mehr den natürlichen Verhältnissen. Gedroiz kam zu folgendem Schluß (nach 4, S. 44): *„In Anwesenheit von $CaCO_3$ bildet sich aus NaCl überhaupt keine Soda und aus Na_2SO_4 nur sehr kleine Mengen ... Somit ist die unmittelbare Rolle dieser Salze bei der Sodabildung in jedem Fall unbedeutend. Sie sind an diesem Prozeß nur mittelbar beteiligt, indem sie das Sorptionsmaterial mit $Na^{\cdot}$ beliefern, das seinerseits eine unmittelbare Quelle für das Na_2CO_3 darstellt."* Zur Zeit ist man sich einig, daß die Umsetzungsreaktion nach Hilgard nicht als eine allgemeine Erklärung für die Sodabildung dienen kann, da diese hierbei an das Vorhandensein hoher CO_2-Konzentrationen gebunden ist (96, S. 333) (44, S. 70) (4, S. 45).

Heute noch weitgehend anerkannt (z. B. Vilenskij oder Kelley) ist dagegen die Austauschtheorie der Sodabildung nach Gedroiz. Wie schon dargelegt, sieht Gedroiz in dem neutralen Solontschakstadium oder der Versalzung des Bodens mit neutralen Na-Salzen die wesentliche Voraussetzung für eine Kette von Prozessen, die im Endergebnis zur Bildung der Soda führen: Auslaugung der Na-Salze aus einem $CaCO_3$ enthaltenden Boden—Eintritt des Na-Ions in den Sorptionskomplex—Umwandlung des Bodens in einen Solonez und später in einen Soda-Solonez-Solontschak—Umsetzung des Austausch-Na mit dem $CaCO_3$ des Bodens mit Bildung von Na_2CO_3 nach den Reaktionen (4, S. 45) (123, S. 385) (44, S. 13):

1. $\text{Boden-Na}_2 + CaCO_3 \lesssim \text{Boden-Ca} + Na_2CO_3$
2. $\text{Boden-Na} + H_2O \lesssim \text{Boden-H} + NaOH$
   $2\ NaOH + CO_2 \lesssim Na_2CO_3 + H_2O$

oder $\text{Boden-Na}_2 + H_2CO_3 \rightarrow \text{Boden-H}_2 + NaHCO_3 \rightarrow Na_2CO_3$

Im ersten Fall geht nach Gedroiz der Boden in einen normalen Boden vom zonalen Typus, im zweiten in einen Solodboden über.

Die tatsächliche Möglichkeit der Sodabildung auf dem Wege der Umsetzung des Austausch-Na mit $CaCO_3$ ist durch zahlreiche Laboratoriumsversuche nachgewiesen worden, z. B. von Mondesir (1888), Gedroiz (1912), Dominicis (1918), Prescott (1922), Cummins und Kelley (1923) oder Burgess (1928) (Quellenangaben bei 44). Trotzdem bezweifeln einige Autoren in letzter Zeit, daß dies die grundsätzliche Bildungsweise der Soda ist. Der Sodareichtum einiger Seen im Bereich der russischen Steppe und Waldsteppe kann z. B. nach Gerasimov und Ivanova nicht mit der kolloidchemischen Theorie der Sodabildung erklärt werden. Die beiden Autoren weisen entsprechende Erklärungsversuche mit dem Argument zurück, daß sich das Natriumkarbonat in den die Seen speisenden Grundwässern bei der festgestellten Anwesenheit von löslichen Ca- und Mg-Salzen unter

keinen Umständen erhalten könne. Voraussetzung für das Vorhandensein von Sodalösungen im Grundwasserstrom ist ein praktisch völliges Fehlen von löslichen Ca- und Mg-Verbindungen. Da die Grundwassersalze in den eigentlichen „Sodaprovinzen" nur selten ausschließlich aus Na-Salzen bestehen, kann nach Ansicht von Antipov-Karataev die sich nach Gedroiz bildende Soda keine großen Strecken von ihrem Entstehungsort zurücklegen, so daß es schwierig ist, auf diese Weise die Ansammlung von großen Sodamengen besonders in den Seen zu deuten. Ferner müßte die Filterung dieses Wassers durch den Untergrund auch bei einem absoluten Vorherrschen der Na-Salze im Grundwasser unvermeidlich zu einer Sorption der letzten Sodareste aus der Lösung durch den Grundwasserleiter führen (4, S. 47).

Was die Entstehungsweise der Soda betrifft nach Gleichung 2 (siehe oben), so ist außer den erwähnten Entgegnungen zu sagen, daß die Ausmaße des Solodierungsprozesses in der Natur beträchtlich geringer sind als die der Solonzierungsprozesse. Ferner werden hierzu so große Zeiträume benötigt, daß es gewöhnlich nicht weiter als zu einer schwachen Bildung von $NaHCO_3$ im Bodenwasser kommt. Auf die lange Dauer der Auslaugung als Voraussetzung für den Ablauf der Reaktion hat auch Kelley hingewiesen (44, S. 72).

Bei aller Anerkennung der kolloidchemischen Theorie der Sodabildung wird von seiten des Dokučaev-Instituts in wachsendem Maße die

b) biologische Bildungsweise

der Soda in den Vordergrund gerückt. Nach der biologischen Theorie der Solonezbildung im allgemeinen und der Sodabildung im besonderen greift die höhere Pflanzenwelt auf zweierlei Art in die Bildung und Ansammlung von Na-Salzen ein (vgl. auch S. 21). Einmal nehmen gewisse Pflanzen der Salzbodenflora beträchtliche Mengen von $Na^{\cdot}$ unmittelbar auf, und ihre Asche reagiert stark alkalisch. Nach dem Zerfall der Pflanzenreste wird das $Na^{\cdot}$ wieder frei und geht in Na_2CO_3 über. In langen Zeiträumen mögen dem Boden auf diese Weise wesentliche Mengen Soda zugeführt werden (44, S. 76). Francesson und Galkin (1932) behandelten 25 g Schwarzerdeboden mit 1 Liter eines wässrigen Auszugs aus 50 g Trockenmasse typischer Solonezpflanzen *(Artemisia pauciflora, Camphorosma monspeliacum, Kochia prostrata)* und erhöhten damit den Gehalt des Bodens an Austausch-Na von 0,015 auf 0,1—0,25% (4, S. 19). Weiterhin entnehmen nach Ansicht von Vil'jams andere Pflanzen der Bodenlösung von den verschiedenen Na-Salzen überwiegend das Anion (SO_4'', NO_3'), wobei das zurückbleibende Kation mit CO_2 zu Na_2CO_3 zusammentritt (123, S. 383). Über das Ausmaß dieser Prozesse kann man vorerst kaum etwas Genaues sagen.

Eine beherrschende Bedeutung für die Bildung der Soda mißt man jetzt den biochemischen Prozessen der Sulfatreduktion nach dem folgenden Schema bei:

Na_2SO_4 (in Anwesenheit von organischer Substanz) $\rightarrow Na_2S \rightarrow Na_2CO_3 + H_2S$.

Der Vorgang spielt sich unter dem Einfluß der Lebenstätigkeit von anaeroben sulfatreduzierenden Bakterien ab. Allgemein wurde bisher die Möglichkeit der Sodaentstehung auf diesem Wege wohl beiläufig erwähnt, aber nur für Seen und andere Wasserflächen. Gedroiz selbst wußte von den schon damals gemachten Beobachtungen in den verschiedenen Seen der Trockengebiete über das Auftreten von Soda im Verein mit Anzeichen von H_2S-Vorkommen, hielt jedoch diesen Prozeß bei der Solonezbildung für unbedeutend (4, S. 49).

Die zahlreichen übereinstimmenden Beobachtungen an den Sodaseen und -tümpeln in verschiedenen Teilen der Welt (Nevada, Niltalseen in Ägypten, Palics-See in Ungarn, Haipurseen im Industal, Seen im südlichen Dneprtal und in Ost- und Westsibirien) erweisen sehr aufschlußreiche Beziehungen zwischen dem Grundwasserhaushalt der Talniederungen, in denen solche Seen vorkommen, und den Verbreitungsgebieten der Sodaversalzung. 1934 wurden von Gracie, Abdel Hamid u. a. (zit. n. 4, S. 58. The nature of soil deterioration in Egypt. Ministry of Agriculture, Egypt. Technical and Scientific Service, Bull. 148, 1934) die „Schwarzalkaliböden" unter den bewässerten Ländereien des Niltals beschrieben. Folgende kennzeichnenden Eigenschaften wurden hervorgehoben:

1. das Vorhandensein des Na unter den Austauschbasen,
2. eine überwiegende Ansammlung von Ca-Karbonaten und Mg-Silikaten,
3. jähes Absinken des Gehaltes an organischer Substanz im ganzen Profil,
4. zuweilen Bildung eines schwarzen Anflugs (org. Substanz) auf der Bodenoberfläche (daher Schwarzalkali),
5. Bildung eines verdichteten Horizonts unter dem Einfluß des Austausch-Na bei gleichzeitiger Verfestigung der Bodenmasse durch Na- und Mg-Silikate.

Die Entstehung dieser Böden hängt mit den schlechten Entwässerungsverhältnissen und dem periodisch wechselnden Grundwasserstand zusammen. Zum Na-Eintausch unter den gegebenen Bedingungen ist alkalisches Mittel erforderlich, in dem die Löslichkeit der Ca- und Mg-Salze sinkt. Man hat festgestellt, daß in dem Maße wie der Grundwasserspiegel ansteigt, sich Gleyflecken zuerst entlang den Pflanzenwurzeln und dann als durchgehende Streifen bilden. Als Ursache des Reduktionsprozesses erwies sich die Bakterie *Microspira desulfuricans*. Die Alkalität im Boden entwickelt sich gerade unter deren Einfluß infolge der Bildung von Na_2S aus Na_2SO_4 und dessen Übergang in Na_2CO_3 nach den Gleichungen (4, S. 52):

$$Na_2SO_4 + 2C = Na_2S + 2CO_2$$
$$Na_2S + CO_2 + H_2O = H_2S + Na_2CO_3$$

Es wurden auch Versuche mit künstlichem Grundwasseranstieg mit Bewässerungswasser des Nils in besonderen Schürfgräben durchgeführt, deren Wände mit Glas ausgekleidet waren. Es wiederholte sich in vollem Maße die beschriebene Vergleyung und Bildung der verdichteten Na-Schichten. Der $CaCO_3$-Gehalt des Bodens verhinderte das Auftreten der Solonezeigenschaften nicht. Die gleichen Autoren

führen Beispiele für die Entstehung von verdichteten Schichten in Bodenhorizonten an, die unmittelbar an Gipsansammlungen grenzen oder sogar selbst Gips enthalten. Die Voraussetzung für die Sulfatreduktion und die Sodabildung auf diesem Wege ist eine kapillare Sättigung des Bodens oder des Untergrunds mit sulfathaltigem Grundwasser und ein Vorhandensein von organischer Substanz, die von Mikroorganismen abgebaut wird. Gerade unter solchen Verhältnissen entstehen in erster Linie Sodasolonez- und Solonez-Solontschakböden. Kelley (44, S. 75) möchte diese Entstehungsweise der Soda und der Alkaliböden mehr oder weniger auf örtliche Besonderheiten beschränken. Er ist geneigt, das Auftreten der Soda in den ägyptischen Bewässerungsböden mit Austauschvorgängen zwischen dem Na des Komplexes und dem reichlich vorhandenen $CaCO_3$ zu erklären, indem also umgekehrt die Soda durch Austausch-Na erzeugt wird, das selbst erst von der Soda geliefert wird. Es ginge über den Rahmen dieser Arbeit hinaus, die vielen Ergebnisse der seit Jahren im Bereich der russischen Sodaverbreitungsgebiete betriebenen Forschungen über die biochemische Umwandlung der Sulfate in lösliche Karbonate auszuführen. Sie beweisen eindeutig die enge Beziehung zwischen der durch Reduktionsprozesse unter der Einwirkung von Mikroorganismen entstandenen Soda und der Bildung von solonzierten Bodenschichten. Die Untersuchungen erstrecken sich auf die verschiedensten Gegenden, deren gemeinsames Merkmal in einer kapillaren Sättigung ihrer Böden durch hochstehendes Grundwasser besteht. Verner und Orlovskij (140, S. 558) stellten fest, daß die Umwandlung der Sulfate in Soda in den Grundwässern der Barabaniederung am energischsten bei einem versalzten Moorboden, einem Wiesensumpfboden und einem Wiesensolontschak erfolgte. Innerhalb von 39 Tagen wurden hier etwa 25—50% der vorhandenen Sulfate reduziert.

Bei den Kultivierungsarbeiten in der Barabaniederung bereitet die Trockenlegung der versumpften Böden große Schwierigkeiten, da das Dränwasser gewöhnlich sodahaltig ist, aber wegen des Wassermangels der benachbarten Ländereien dennoch zur Bewässerung verwendet werden soll. Nach Feststellungen von Dolgov (114, S. 255) sind in den Sumpfflächen stets alle drei Voraussetzungen der Sodabildung zu finden, nämlich beträchtliche Mengen an organischer Substanz, Na_2SO_4 im Grundwasser und anaerobe Verhältnisse. Die entstehende Soda wandert mit dem Grundwasser in Geländevertiefungen, wo sie die Bildung von Soda-Solonez und Soda-Solonez-Solontschak verursacht.

In seinen Untersuchungen über die Bodenbildungsprozesse in den Flußdeltas und -auen der kontinentalen Gebiete der UdSSR weist Kovda (1946) auf die überragende Bedeutung der anaeroben Prozesse bei der Auebodenbildung hin. Die Oberflächenhorizonte der versumpften Böden zeigten besonders nach der Hochwasserperiode eine schwarze Tönung mit hell- und dunkelblauen Stellen und deutlichem H_2S-Geruch. Noch stärker bildeten sich die schwarzen Streifen um die abgestorbenen Schilfwurzeln in Böden, die mit Na_2SO_4 versalzt waren.

Mikrobiologische Untersuchungen Krasil'nikovs (1934) bestätigten die weite Verbreitung von sulfatreduzierenden Bakterien im Volgadelta, sowohl in öden als auch in landwirtschaftlich genutzten Böden.

In der Bodenbeschreibung des Sovchoz Dal'verzin (am Oberlauf des Syr-Darja) zeigen Kudrin und Rozanov (1935), daß die Entstehung der Solonezböden mit dem Wiesenstadium der Bodenbildung und der biochemischen Sodabildung verbunden ist. Die solonzierten Böden entwickeln sich hier entlang den Grundwasseraustritten in der Talaue, wobei in dem etwa 0,6—6 m tiefen Grundwasser die Sulfate überwiegen. Das Austausch-Na herrscht in den tieferen Horizonten (60—80 cm) vor, wie dies zu erwarten ist, wenn man eine Solonzierung während der Bodenversalzung durch das Grundwasser für möglich hält. Alle beschriebenen solonzierten Böden enthalten in den oberen Horizonten Na-Salze, darunter an erster Stelle Na_2CO_3, dann Na_2SO_4 und NaCl, während das Grundwasser selbst bei einer Salzkonzentration von 10—20 g/l 2—12 g/l Na_2SO_4 und nur 0,09—0,25 g/l Na_2CO_3 aufweist (4, S. 65).

Es ist bekannt, daß die ungarischen Sodasolonezböden sich ebenfalls im Wiesenbodenstadium bei hochstehendem, schwach mineralisiertem Grundwasser entwickeln. Máté schreibt, daß in der Ungarischen Tiefebene gegenwärtig folgende Gesetzmäßigkeit hinsichtlich

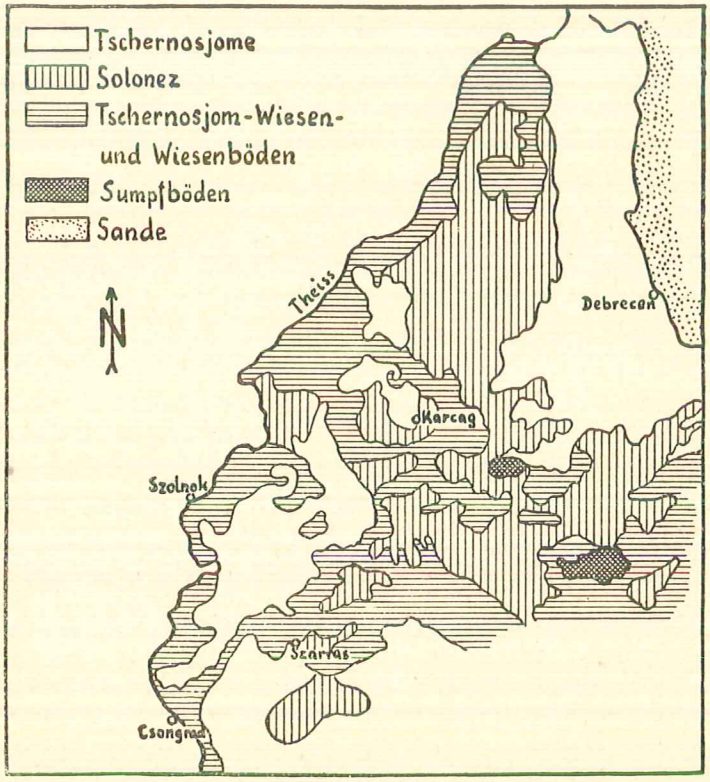
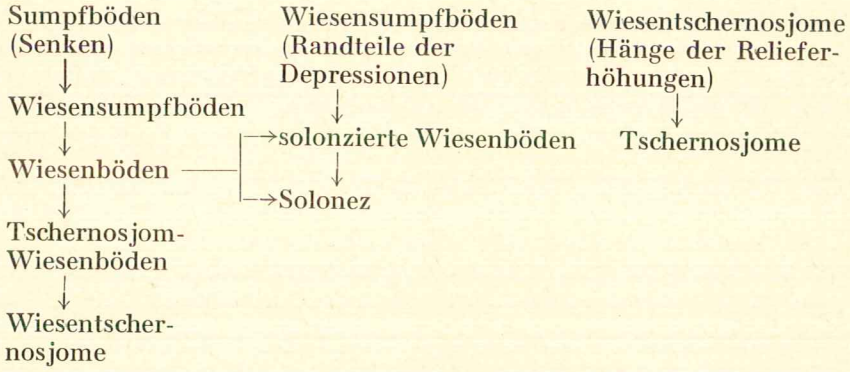


Abb. 29: Die Böden der Theißniederung (nordwestlicher Teil)

der Verteilung der Bodenarten festgestellt werden kann (61, S. 5) (vgl. Abb. 29): in den tiefsten Teilen des Gebietes befinden sich Sumpf- und Wiesenböden, die in früheren Zeiten zusammenhängende Sumpfflächen bildeten. An etwas höheren Stellen und in den Randteilen der Einsenkungen liegen die mittel-, schwach- und stark solonzierten Wiesenböden und Wiesenschwarzerden, während die höchsten Lagen des Reliefs von Schwarzerden eingenommen werden. Solonzierte Wiesen- und Wiesenschwarzerdeböden enthalten in ihren tieferen Horizonten mehr als 0,25% leichtlösliche Salze, unter denen Na_2SO_4 vorherrscht und Na_2CO_3 einen beträchtlichen Anteil hat, während die Chloride keine Rolle spielen. Neben sorbierten $Ca^{\cdot\cdot}$ und $Mg^{\cdot\cdot}$ sind in 30—60 cm Tiefe über 20% Austausch-Na gefunden worden. Als Voraussetzung für den Ablauf des Solonzierungsprozesses betrachtet Máté den periodischen Wechsel zwischen Durchfeuchtung und Abtrocknung des Bodens, der entsprechend von anaeroben und aeroben biologischen Prozessen begleitet wird. Die Hauptentwicklungsrichtungen der Böden in der Theißniederung zeigt Máté wie folgt auf (siehe umseitige Übersicht).

Auch Arany meint, daß die Theorie De Sigmonds über die Bildung der Solonezböden durch Auslaugung der Salze aus den Solontschaks für die Verhältnisse der Ungarischen Tiefebene nicht immer anwendbar sei. Seiner Ansicht nach kann der Solonez auch ohne ein vorhergehendes Solontschakstadium entstehen und aus den Solonezböden können sich sekundär versalzte Böden bilden. Die führende Rolle bei der Solonezbildung weist Arany den alkalischen Na-Salzen zu und sieht in diesem Prozeß eine Folge des hohen Grundwasserstandes (79, S. 87).



Entsprechend den lange Zeit herrschenden Vorstellungen fehlten in den bisherigen analytischen Angaben über solonzierte Böden Ermittlungen über die Beziehungen zwischen den Sulfaten und dem Na_2CO_3 in den natürlich gelagerten Böden. Um zu möglichst allgemeinen Vorstellungen hinsichtlich der Genetik der Soda-Solonezböden und Solonez-Solontschaks in den beschriebenen Verhältnissen zu gelangen, führten Antipov-Karataev und Mitarbeiter in den letzten Jahren zahlreiche Untersuchungen durch, die als neues wesentliches Element die H_2S-Bestimmung nach Horizonten enthalten. Zwei aufschlußreiche

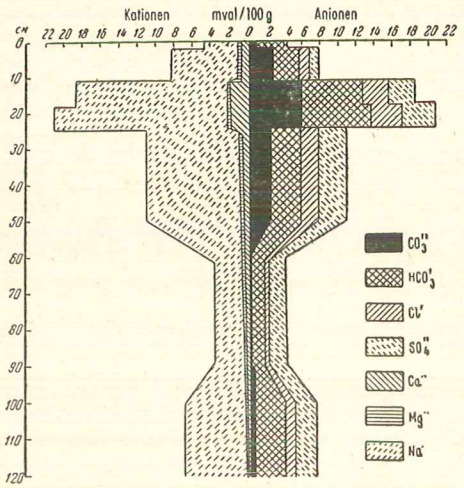


Abb. 30: Soda-Wiesen-Solonez-Solontschak Dnjeprterrasse bei Cherson

Beispiele seien hier angeführt (4, S. 67). Es handelt sich in dem einen Fall um einen typischen Sodasolonez in Wiesenbodenverhältnissen in der Talaue des Dnepr nördlich des Dnepr-Bugzusammenflusses. Das Grundwasser hat eine CO_3''-SO_4''-Salzzusammensetzung und eine Tiefe von 1,5 m. Abb. 30 zeigt das Salzprofil des Bodens. Rechts der vertikalen Achse sind die Summen der Anionen in mval/100 g Boden, links die der Kationen additiv dargestellt. Neben dieser üblichen Salzbestimmung mit dem Bodenauszug wurde während des Sommers (Juli) der Gehalt an Sulfiden festgestellt.

Tiefe cm	Humus %	Austausch-Na mval/100 g	Fraktion < 1 µ (ohne Auswaschung der Salze) %	Gips %	$CaCO_3$ %
0—2	6,12	3,56	1,56	nichts	3,36
2—12	3,71	7,52	6,36	„	5,12
12—18	2,90	12,52	Kein.Best.	„	3,91
18—24	2,15	12,34	8,24	0,067	6,59
24—50	1,68	4,21	1,84	nichts	8,75
60—90	0,98	1,55	3,60	„	14,37
100—120	0,57	4,74	Kein.Best.	„	12,98

Es ergaben sich folgende Werte:

Tiefe der Schicht in cm	H_2S in mg/kg Boden
0— 12	nichts
12— 18	0,5
18— 24	1,5
24— 50	Spuren
60— 90	Spuren
100—120	1,1

Eine solche Verteilung der Sulfatreduktionsprozesse erklären die Autoren damit, daß in 0—18 cm die erste Humusschicht liegt und in 100—120 cm und tiefer eine zweite, begrabene, unmittelbar über dem Grundwasser liegen soll. In den tonigen Wiesen- und Sumpfböden der Dneprauen treten sehr intensive Reduktionsprozesse auf, die zur Ausbildung der Solonezeigenschaften dieser Böden führen. So fand man H_2S-Gehalte von 10—870 mg/kg Tonbodenmasse.

Das abgebildete Profil beweist, wie eine beträchtliche Sodaanreicherung im oberen Profilteil im Verlauf der Versalzung des Bodens mit der Sulfatreduktion einhergeht. Dieser Vorgang führt zur Bildung des charakteristischen Solonezprofils mit Übergangsmerkmalen, die den sodaversalzten Solonez-Solontschakböden eigen sind. Dagegen fehlt es in diesen Böden ganz an solchen Merkmalen, die mit Hilfe der Basenaustauschtheorie der Sodabildung oder mit der Hilgard-Reaktion erklärt werden könnten. Dies wird noch deutlicher an dem in Abb. 31 dargestellten Boden (4, S. 69) aus einem der vielen

Erosionseinschnitte mit flächigem Talweg (russisch *balka*) in der Kamennaja Steppe, die im Gebiet Voronež im Bereich der Zentralen Tschernosjomzone liegt. Vor etwa fünfzig Jahren wurden hier von Dokučaev während einer Expedition Stauweiher geschaffen, die den Grundwasserstand ihrer Umgebung beeinflussen. Der dargestellte Boden, der sich aus einem Wiesen-Tschernosjom zum Solonez-Solontschak entwickelt hat, befindet sich in der Nähe eines solchen Weihers und hat oberflächennahes Grundwasser. Im August 1950 wurden folgende H_2S-Werte bestimmt:

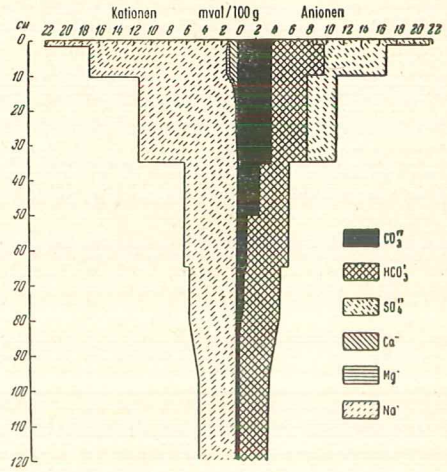


Abb. 31: Sulfat-Soda-Wiesen-Solonez-Solontschak. Kamennaja-Steppe

Tiefe der Schicht in cm	H_2S in mg/kg Boden
1— 10	1,2
10— 34	1,4
34— 50	2,9
50— 65	2,1
65— 80	2,7
100—120	2,6

Tiefe cm	Humus %	Austausch-Na % vom T-Wert	Fraktion < 1 µ (ohne Auswaschung der Salze) %	Gips %	$CaCO_3$ %
0—1	4,50	37,2	29,84	0,039	3,00
1—10	2,54	67,9	42,88	Spuren	1,47
10—34	1,70	61,3	47,84	0,020	6,20
34—50	1,14	64,3	47,88	0,077	14,63
50—65	0,79	80,8	43,60	0,037	18,32
65—80	0,69	69,7	38,44	0,047	14,59
100—120	0,57	45,8	25,92	0,048	16,68

Das Profil zeigt eine starke Ansammlung von Na_2CO_3 u. $NaHCO_3$, dagegen weniger Na_2SO_4. Das in sehr geringer Menge vorhandene $CaSO_4$ ist wahrscheinlich aus dem $Ca^{\cdot\cdot}$ entstanden, das durch $Na^{\cdot}$ aus dem Komplex verdrängt wurde und noch nicht in $CaCO_3$ übergegangen ist, das in großen Massen vorliegt. Es ist schwerlich anzunehmen, daß das $CaSO_4$ sich in dem stark alkalischen Mittel nach der Hilgard-Reaktion gebildet hat. Bezeichnend ist, daß von dem Humus des ehemaligen Wiesentschernosjoms fast nichts mehr übriggeblieben ist. Neben dem biochemischen Verbrauch wurde er als Na-Humat gelöst und besonders aus den oberen Schichten zusammen mit den Na-Salzen an die Bodenoberfläche hinausgebracht, von der er heute noch in den Weiher gespült wird. Die oberen Teile der Solonezsäulen sind daher stark entfärbt. Der Zustand des Bodens ist für einen Solonez-Solontschak typisch, bei Durchfeuchtung quillt die Bodenmasse stark auf und in Perioden der Austrocknung gibt sie bis zu 50 cm tiefe Risse, die den Boden in polygonale Säulen von 30—40 cm Durchmesser zerteilen.

Die Ergebnisse der systematischen Untersuchungen verschiedener geographischer Räume lassen Antipov-Karataev zu der Überzeugung

kommen, daß das Na_2CO_3 in den Böden hauptsächlich auf biochemischem Wege entsteht. Die Grundvoraussetzungen hierfür sind die Anaerobiose bei einem hohen Grundwasserstand und das Vorhandensein von Sulfaten (vorwiegend des Na) und abbaufähiger organischer Substanz. Da alle genannten Bedingungen im Wiesenstadium der Bodenbildung erfüllt sind, muß der Anfang des Solonzierungsprozesses mit den ersten Stadien der Versalzung von Wiesenböden zusammenfallen (Vil'jams). Die schwache, nur allmählich ansteigende Mineralisierung des Grundwassers, überwiegend durch Sulfate einerseits und das Auftreten der Alkalität in Grundwasser und Bodenlösung hauptsächlich unter der Einwirkung von sulfatreduzierenden Bakterien andererseits, führt im Boden zu einer verstärkten Anlagerung von Na-Ionen aus den aufsteigenden Lösungen mit allen hieraus sich ergebenden Folgen. Bei zunehmender Versalzung dieser Böden im Wiesenstadium, also bei hohem Grundwasserstand, entwickeln sich Solontschaks und stark versalzte Böden. Das Gedroiz'sche Entwicklungsschema Solontschak → Solonez erfährt demnach die oben gemachten Einschränkungen (siehe S. 94).

Auch Rozanov, Rozov und Kovda kamen 1940 auf Grund ihrer Untersuchungen zu der Ansicht, daß eine künstliche Entsalzung natürlicher Solontschaks nicht immer zu einer Solonezbildung führt, und daß eine Solonzierung in vielen Fällen dem Solontschakprozeß vorausgeht (Versuche mit Durchwaschungen von Solontschakmonolithen in Turkmenien, Transkaukasien und im Volgagebiet ergaben keine Solonzierungserscheinungen). Kovda spricht von der Notwendigkeit, eine *„präsaline Solonzierung"*, die der Solontschakbildung vorausgeht, und eine *„postsaline Solonzierung"* nach der Entsalzung des Solontschaks zu unterscheiden (120, S. 67).

Eine weitere Bedingung für die Solonezbildung im Sinne von Gedroiz ist die häufige Wiederholung der Entsalzungs- und Versalzungsprozesse (Glinka). Das Klima der Kura-Araxniederung ist durch einen jähen Wechsel von Trockenperioden mit intensiver Verdunstung des Grund- und Bodenwassers und feuchten, regnerischen Zeiten gekennzeichnet, in denen eine abwärts gerichtete Bodenwasserbewegung auftritt. Die periodische, wenn auch nicht regelmäßige Wiederholung dieser Vorgänge bedingt, daß neben einer Versalzung der oberen Bodenhorizonte ihre Entsalzung stattfindet, was einen Eintritt des Na^+ in den Sorptionskomplex am meisten begünstigt. Eine besondere Rolle bei den Solonzierungsprozessen in der Kura-Araxniederung spielt das Vorherrschen von hochkonzentriertem Grundwasser mit Salzgehalten von mehr als 70—80 g/l. Die Verdunstung dieses Wassers ist nur mäßig (vgl. S. 45). Gleichzeitig geht jedoch die Verlagerung des NaCl aus dem Kapillarsaum in die oberen Bodenschichten durch Diffusion auch in der trockenen Jahreszeit ungehindert weiter. Die Versalzungsprozesse klingen bei hochkonzentriertem Grundwasser ab bzw. sie hören auf, während die Solonzierungserscheinungen infolge des rhythmischen Wechsels und der scharf ausgeprägten Gegensätzlichkeit der trockenen und feuchten Perioden zu deutlicher Entwicklung kommen (120, S. 69).

Demgegenüber tritt die Solonzierung im Verlauf der Versalzung

des Bodens in vollem Ausmaß im alkalischen Mittel auf. Sie bildet hier die Vorstufe zum Solontschak und bedingt bei der Loslösung des Grundwassers vom Bodenprofil die morphologische Differenzierung des Bodens und die Ausbildung des eigentlichen Solonezprofils. Da die alkalische Reaktion durch die Anwesenheit gelöster Soda verursacht wird und diese vorwiegend biochemischen Ursprungs ist, dürfte vielleicht auch von einem biochemischen Entstehungscharakter des Sodasolonez gesprochen werden.

B. Evolution und geographische Verbreitung der Solonezböden

Nach der biochemischen Theorie der Solonezbildung stellt der Solonzierungsprozeß ein selbständiges Stadium der Bodenbildung dar. Die Solonezböden werden deshalb als ein gesonderter Bodentyp betrachtet, dessen Entwicklung mit dem im Wiesenstadium der Bodenbildung auftretenden Sodasolonez beginnt. Da die Solonzierungserscheinungen der Böden eng mit den früheren oder gegenwärtigen Salzansammlungsprozessen zusammenhängen, wirken sich die Gesetzmäßigkeiten der Salzdifferenzierung sowohl über große Räume hin als auch im einzelnen Bodenprofil auf das Ausmaß und die Art der Ausprägung der Solonzierung aus. Diese enge Beziehung wird deutlich, wenn man die Verbreitung der Solonezböden (siehe Abb. 32 als Faltkarte im Anhang) mit Kovdas Salzprovinzen (siehe Abb. 4) vergleicht. Die Verbreitungsgebiete der Sodasolonezböden decken sich fast genau mit der Sulfat-Sodaprovinz und die der Cl-SO_4- und Cl-Solonezböden mit der Cl-SO_4- und Cl-Salzprovinz, wobei zu bemerken ist, daß in der Übersicht der solonzierten Böden die Salzprovinzen der Cl-SO_4-, der SO_4-Cl- und teilweise der Cl-Ansammlung zusammengefaßt sind. Ferner muß berücksichtigt werden, daß jede der großen Salzprovinzen geomorphologische Raumeinheiten umfaßt, in denen sowohl Soda- als auch Cl-SO_4-Solonezböden auftreten können. So schreibt Rozanov (80, S. 8), daß in der Sulfat-Sodaprovinz versalzte Solonezböden nicht selten sind, in denen der C-Horizont mit $CaSO_4$, löslichen Sulfaten und Chloriden angereichert ist. Sie entwickeln sich in höheren Lagen des Meso- und Mikroreliefs und über Grundwasser, das stärker mineralisiert ist als beim Sodasolonez. Andererseits trifft man innerhalb der Cl-SO_4-Provinz in den Flußniederungen und auf den Gebirgsrandebenen an Stellen mit Grundwasseraustritt auf einzelne Herde von Sodasolonez mit schwachmineralisiertem Grundwasser.

Auf diese Ausnahmen bei deutlicher allgemeiner Wechselbeziehung stützt sich Antipov-Karataev, wenn er die von Kovda festgestellten Gesetzmäßigkeiten hinsichtlich der großräumigen Verteilung der leichtlöslichen Salze zwar grundsätzlich anerkennt, aber für die Sodaansammlung in den klimatischen Einflüssen nicht die primäre Ursache sieht, wie Kovda dies noch 1946 tat und in diesem Punkt die Ansichten von Dimo und Vilenskij fortentwickelte (4, S. 79). Nach der Darstellung Kovdas (vgl. S. 36) scheinen die löslichen Karbonate

in der Bodenlösung in nicht geringem Maße im relativ feuchteren und kälteren Klima gegenüber den leichter löslichen Chloriden in den Vordergrund zu treten. Letztere werden durch die reichlichen Niederschläge rasch ausgewaschen, während die Sulfate und Karbonate des Na wegen der niedrigen Temperaturen in der feuchten Jahreszeit im Profil zurückbleiben und sich von Jahr zu Jahr anreichern. Damit wird die biochemische Bildungsweise der Soda, die vom Standpunkt Antipov-Karataevs aus gesehen überhaupt erst die starke Zunahme des Sodagehalts bedingt, außer acht gelassen. Die Entstehung der Soda hängt mit anaeroben Prozessen zusammen, die hauptsächlich im Wiesenstadium der Bodenbildung stattfinden. Und da die Bedingungen hierfür, wie auch Rozanov erwähnt, ebenso in anderen Salzprovinzen gegeben sein können, kann das Klima für die Sodaanreicherung lediglich als ein mittelbarer Faktor angesehen werden, der sich in diesem beschränkten Sinn allerdings eindeutig und zwar auf die Grundwasserverhältnisse auswirkt. Das Wiesenstadium ist von besonders langer Dauer bei schwacher Mineralisierung und Verdunstung des Grundwassers. Wie die Ausführungen über die Gesetzmäßigkeiten der Grundwasserversalzung gezeigt haben, treffen diese Voraussetzungen am meisten für die Waldsteppenzone zu, da es hier wegen des relativ gemäßigten Klimas nicht zu einer hohen Verdunstungsintensität und demnach auch nicht zu starker Salzansammlung im Grundwasser kommt. Der sodaversalzte Wiesensolonez gelangt hier infolgedessen zu seiner größten räumlichen Ausdehnung. In den wärmeren und trockneren Zonen erfolgt wegen der starken Verdunstung eine schnellere Versalzung des Grundwassers und im Zusammenhang damit ein schnellerer Übergang des Wiesen- und Solonezstadiums in das Solontschakstadium. Auf diese Weise wird die organische Substanz als die für den Sulfatreduktionsprozeß notwendige Energiequelle rasch fast gänzlich ausgeschaltet. Die Anaerobiose kann sich auch insofern nicht entwickeln, als der Salzgehalt des Bodens schnell sehr große Ausmaße erreicht (4, S. 80). Das in den gemäßigteren Regionen der Kontinentalgebiete weitverbreitete räumliche Zusammenfallen der Solontschak- und Solonezbildung verschwindet nahezu völlig in der Serosjomzone, also in der Halbwüste und der Übergangszone zur Wüste. Offensichtlich erklärt sich das aus der Kurzfristigkeit der Wiesenbodenphase und dem schnellen Übergang in die nachfolgenden Stadien — entweder eine schnelle Versalzung mit neutralen Salzen und Gips, die bei einer Entsalzung mit einer Sättigung mit überwiegend zweiwertigen Kationen endet, oder an relativ hochgelegenen Stellen ein unmittelbarer Übergang der Wiesenböden in die zonalen Böden (Serosjome).

Die Zonen der kastanienfarbigen Böden und der braunen Wüstensteppenböden Zentral- und Westkazachstans sind gegenwärtig die größten Verbreitungsgebiete der solonzierten Böden. Offenbar, so meint Antipov-Karataev, sind diese Flächen zu verschiedenen Zeiten durch ein Wiesenbodenstadium von langer Dauer gegangen. Bei der relativ geringen Mineralisierung der Grundwässer des Sulfattyps mußten sich die Solonzierungsprozesse entweder nach der Art der Sulfat-Sodaversalzung (Vil'jams) oder infolge abwechselnder Versal-

zung — Entsalzung mit Neutralsalzen, unter denen die Na-Salze vorherrschen, entwickeln (Glinka, Gedroiz). Schon in den ersten Bildungsstadien der verdichteten Solonezhorizonte im Bodenprofil muß eine Differenzierung der Salze in der kapillar aufsteigenden Bodenlösung vor sich gehen, und zwar als Folge einer jähen Verzögerung der Bewegung in den verdichteten Schichten, und durch den Verbrauch des Wassers durch das Wurzelwerk der Wiesenvegetation. Aus diesen Gründen müssen sich die am leichtesten löslichen Salze des Natriums über dem Verdichtungshorizont periodisch im Überschuß gegenüber den Salzen der zweiwertigen Kationen ansammeln und zu Zeiten der teilweisen Entsalzung der oberen Horizonte Erscheinungen hervorrufen, die dem Solonzierungsprozeß eigen sind (Quellung und Peptisierung der Bodenkolloide und Wachstum des solonzierten Horizonts); dagegen müssen die schwerer löslichen Salze der Erdalkalielemente (SO_4'' und CO_3'') in den Schichten unterhalb des verdichteten Horizonts ausfallen. In dem Maße wie das Wiesensolonezstadium abklingt und die Versalzungsprozesse zunehmen, muß die Anreicherung der unterhalb der Solonezschicht gelegenen Horizonte mit allen Salzen weiter zunehmen, bis schließlich Wiesen-Solonez-Solontschaks und im äußersten Falle Solontschaks auftreten.

Diese Vorstellung hat durch Laborversuche mit künstlicher Versalzung einiger Böden des Transvolgagebiets mit Hilfe von natürlichem Grundwasser seine Bestätigung erhalten und bietet eine Erklärung für die im C-Horizont eines Solonez gewöhnlich neben Kalziumkarbonat und Gips in verschiedenen Mengen vorgefundenen leichtlöslichen Salze.

Es sei bemerkt, daß von einer Reihe von Autoren (z. B. Gerasimov, Ivanova) noch eine andere Erklärung für die Entwicklung der solonzierten Böden im Bereich der kastanienfarbigen und braunen Böden vorgebracht worden ist (80, S. 8). Es wird davon ausgegangen, daß man einige Verbreitungsgebiete des Solonez, die früher einmal in der Wiesenbodenphase gewesen sind, nicht immer als solche betrachten könne, da sie gegenwärtig keine Verbindung zu dem in großer Tiefe stehenden Grundwasser haben. In solchen Fällen sei die beherrschende Rolle bei der Solonzierung den Produkten der Verwitterung und Bodenbildung zuzuschreiben. Diese häufen sich infolge der Trockenheit des Klimas in den unteren Bodenhorizonten oder im Muttergestein an und bewirken unter dem Einfluß der regelmäßigen Befeuchtung durch die Niederschläge und der nachfolgenden Verdunstung die Solonzierung des Bodens.

Vil'jams sah in der Solonezbildung eine Degradierung des Tschernosjoms im Steppenstadium, bei welcher die während einer Rasen- und Steppenperiode angereicherte organische Substanz zerstört wird und die aus ihren Aschebestandteilen sich bildenden löslichen Verbindungen zusammen mit den Salzen des Muttergesteins sich im Bodenwasser allmählich nach den tieferen Teilen des Reliefs bewegen und dort ansammeln. Je nach der Größe der Einzugsfläche der vorwiegend abflußlosen Senken kann hier das an die Bodenoberfläche heraustretende Wasser entweder einen vorübergehenden Anstau während des Frühjahrs verursachen, der mit zunehmender Erwärmung

unter Bildung eines *Sors, Schors, Limans* oder *Pods* mehr oder weniger schnell verdunstet, oder es entsteht ein dauernder See. Der Salzgehalt der negativen Reliefelemente steigt dabei ständig an (nach 4, S. 76). Die weitere Einwirkung der frei beweglichen Salze auf die Bodenmasse führt dann zu den bekannten Erscheinungen der Solonzierung. Es dürfte demnach durch die unregelmäßige Verteilung des Niederschlagswassers auch in diesem Falle zu örtlichen Wasserüberschüssen und damit zur Entwicklung von Vorgängen kommen, die denen des Wiesenstadiums zumindest ähnlich sind. Außerdem besteht, wie noch besprochen wird, keine scharfe Trennung zwischen dem Wiesensolonez und dem im Bereich der kastanienfarbigen und braunen Böden verbreiteten Steppensolonez. Beide haben genetische Übergangsformen, die Antipov-Karataev offenbar zu dem Schluß zwingen, daß die sie bedingenden Entwicklungsprozesse ebenfalls eine genetisch zusammenhängende Kette darstellen, deren Anfangsglied in früheren Zeiten auch bei den Solonezböden des zentralen und westlichen Kazachstan das Wiesenstadium gewesen sein muß.

Nach der zweifelhaften Theorie von Vil'jams stellen die Steppenböden Entwicklungsstadien vom Wiesen- zum Steppentschernosjom und weiter zu dem kastanienfarbigen Boden und dem Serosjom dar. Bei der Degradierung eines jeden dieser Stadien werden aus dem Muttergestein Salze hinausgetragen, die sich in Vertiefungen des Geländes ansammeln und zur Entwicklung von Solonez und Solontschak führen. Zu den geomorphologischen Einheiten, in denen die versalzten Böden hauptsächlich entstehen, zählen abflußlose Tiefebenen (z. B. in Westsibirien, in den zentralen Tschernosjomgebieten oder in der ungarischen Puszta), Randgebiete flacher Seen und Tümpel, besonders aber die Flußniederungen der Steppenzone.

Im Zusammenhang mit der Evolution der zonalen Steppenböden ist auch bei den solonzierten Böden eine Entwicklungsreihe festzustellen, die nach übereinstimmenden Ansichten der letzten Zeit mit dem Wiesensolonez beginnt, über den Wiesen-Steppensolonez in den versteppenden und eigentlichen Steppensolonez übergeht und schließlich mit dem entsprechenden Zonalboden endet. Lediglich in Halbwüsten- und Wüstenbedingungen werden die versalzten (solonez- und solontschakartigen) Böden der Küsten- und Seeuferflächen und der großen Flußdelten tatsächlich zur beherrschenden Bodenart und bilden das Endstadium der Bodenentwicklung unter den gegenwärtigen Bedingungen. Der Übergang der Wiesentschernosjome (Waldsteppenzone), Steppentschernosjome und kastanienfarbigen Böden (Steppenzone) über die Solonezböden in die entsprechenden Zonalböden wird als *biologische Transformation* (Orlovskij, Ivanova) oder nach Kovda als *Versteppung der Solonezböden* bezeichnet (4, S. 84) (80, S. 7).

Nach Gedroiz können die Solonezböden in Anwesenheit von Karbonaten zwar auch in die normalen, nichtsolonzierten zonalen Bodentypen übergehen, jedoch überwiegt im allgemeinen die Entwicklung zum *Solod* hin. *Solodierte* Böden entstehen durch Degradierung der solonzierten Böden unter dem Einfluß von abwechselnd ansteigendem und abfallendem, schwach mineralisiertem und alkalisch reagie-

rendem Grundwasser (7, S. 228). In den trockenen Jahreszeiten bringt die verdunstende Bodenlösung Elektrolyte zur Oberfläche und begünstigt damit eine zusätzliche Sättigung des Sorptionskomplexes mit Na-Ionen. Während der feuchten Perioden erfolgt eine intensive Auswaschung des Bodens durch die Niederschläge und ein zunehmender Ersatz der Na- durch H-Ionen. Die wichtigste Seite des Solodierungsprozesses bildet die Auslaugung des in alkalischer Lösung peptisierten Humus und die Zerstörung des mineralischen Teils des Bodens (123, S. 388), wodurch der T-Wert ständig sinkt. Hierbei werden die Sesquioxyde, MnO_2 und MgO unter Bildung eines illuvialen B-Horizontes ebenfalls verlagert, während sich das freigewordene SiO_2 als „amorphe Kieselsäure" im A-Horizont anreichert und teilweise als weißliche Schicht die Säulen des im vorhergehenden Stadium solonzierten Horizonts überzieht (44, S. 88). Allerdings wurde festgestellt, daß die Erhöhung des SiO_2-Gehaltes nicht nur auf kolloidchemischem Wege, sondern auch durch biologische Prozesse, nämlich durch die Lebenstätigkeit von Diatomeen und anderen Organismen in hydromorphen Böden verursacht wird (7, S. 235). In dieser Ansammlung der Kieselsäure besteht der wesentliche Unterschied zwischen solodierten und podsolierten Böden, obwohl der morphologische Aufbau des Profils bei beiden ähnlich ist. Doch erinnern die stets vorhandenen Reste der Solonezstruktur und andere Merkmale des Solods an die ehemalige Zugehörigkeit zum Solonezbodentyp (123, S. 389).

Solodierte Böden sind als kleine Flecken zwischen versalzten Böden in allen Breitengraden zu finden: auf den Wasserscheiden im Lenabogen (Jakutien) in kleinen, mit Erlen und Birken bestandenen Einsenkungen *(kolki)* zwischen Podsolböden, an der Grenze der Steppen- und südlichen Waldsteppenzone innerhalb der zusammenhängenden Flächen des Tschernosjoms, in flachen Limanen und Senken der Kastanienbodensteppen Kazachstans und des Transvolgagebiets, in der Niederung des Cu in der Serosjomzone (7, S. 227). Gewöhnlich liegen sie, besonders in gemäßigteren Klimaten, den Sodasolonezböden benachbart oder bilden mit ihnen Komplexe (114, S. 105).

Gedroiz war der Ansicht, daß sich alle Solonezböden, sofern sie kein $CaCO_3$ enthalten, unter dem Einfluß des versickernden Regenwassers mit der Zeit in Solodböden verwandeln. Diese Auffassung wird in neuerer Zeit mehr und mehr verlassen. Umfangreiche Felduntersuchungen des Dokučaev-Instituts haben erwiesen, daß eine Solodierung nur bei einem relativ sehr geringen Teil der Solonezböden stattfindet, während der schon erwähnte Versteppungsprozeß eine wesentlich größere Rolle spielt (80, S. 7) (7, S. 228). Außerdem sind Fälle der Verdrängung von versumpften Solods durch den entsprechenden zonalen Boden infolge Verrasung nicht unbekannt. Aus einer 1914 erschienenen geobotanischen Abhandlung von Popov (nach 4, S. 86) geht hervor, daß sich beim Übergang der Wiesentschernosjome in Steppentschernosjome in den flachen, kesselförmigen Vertiefungen der Steppe *(kotlovinki)* gleichzeitig sodahaltige Tschernosjomsolonezböden entwickeln, die ihrerseits durch den Wechsel der Pflanzendecke mitunter der Solodierung unterworfen werden, dann

Tabelle 34: Schema der Entstehung und Evolution der Solonezböden (80, S. 10—11)

Bodenbildung (Befeuchtungsverhältnisse)	Typ der Salzansammlung	Versalzung	Solonzierung	Degradierung des Versalzungs- und Solonzierungsprozesses
Wiesen-Stadium	Soda	→	Soda-Solonez . . . . . →	Solod
	Gemischt (Soda-Cl-SO_4) →	Solonez-Solontschak ←		
		Solonez-Solontschak . . . . . →	Soda-Solonez . . . . . →	Solod
		— — — — — — — →	Soda-SO_4- oder Soda-Cl-SO_4-Solonez . . . . . →	Solod oder Solodierung
	Cl-SO_4 u. Cl →	Cl-SO_4- und Cl-Solontschak . . . . . →	fehlt oder schwach . . . →	Abwechselnde Entsalzung oder schwache Solodierung
		←		
		— — — — — — — →	Cl-SO_4- oder Cl-Solonez *) . . . . . →	Solodierung
Wiesen-Steppen-Stadium	Gemischt →	Gemischtversalzter Solonez-Solontschak . . . →	Solonez . . . . . →	Solod
		— — — — — — — →	Solonez . . . . . →	Solod oder Solodierung
	Cl-SO_4 →	Cl-SO_4-Solontschak . . . →	fehlt oder schwach . . . →	Abwechselnde Entsalzung und teilweise Versteppung
		— — — — — — — →	Solonez . . . . . →	Solodierung und teilweise Versteppung
	Cl →	Cl-Solontschak . . . . . →	schwach, selten . . . . . →	Abwechselnde Entsalzung, schwache Solodierung und teilweise Versteppung
		— — — — — — — →	Solonez . . . . . →	Solodierung und teilweise Versteppung

Steppen-Stadium	Gemischt (biolog. Herkunft) ——→	Oberflächenversalzung .....→	Schwach .....→	Entsalzung, Reliktversalzung und Versteppung
		— — — — — — — —→	Solonez .....→	Schwache Solodierung und Versteppung
	$Cl\text{-}SO_4$ ——→ (Reliktversalzung aus vorhergehender Bodenbildungsphase)	Starkversalzte $Cl\text{-}SO_4$-Böden .....→	Gewöhnlich fehlend ...→	Versteppung und Reliktversalzung
		— — — — — — — —→	Schwach, Solonez selten .....→	Schwache Solodierung und Versteppung
	——→	Relikte $Cl\text{-}SO_4$-Gipssolontschaks .....→		Reliktversalzung
	Cl (wie oben, und aufsteigende SO_4''-freie konzentrierte Tiefenwässer) ——→	Starkversalzte Böden und Solontschaks, Cl und SO_4-Cl ...→	Schwach, selten .....→	Versteppung und Reliktversalzung
		— — — — — — — —→	Solonez oder schwache Solonzierung .....→	Schwache Solodierung und Versteppung

Anmerkung: In diesem Schema bleiben Veränderungen des Wasserhaushalts und Regradierungsprozesse der Solonzierung unberücksichtigt.

*) Der Versalzungstyp bei der Solonzierung wird im weiteren nicht aufgeführt, da er im allgemeinen dem Typ der Salzansammlung entspricht.

Erklärung der Zeichen:

——→ bei zunehmender Versalzung

— — — —→ bei abwechselnder Versalzung und Entsalzung

. . . . . → weitere Entwicklungsrichtung hauptsächlich nach einer Solonzierung hin

jedoch versteppen und in die zonalen Steppentschernosjome übergehen.

In den tiefsäuligen Solonezböden des südlichen Transvolgagebietes, schreibt Sadovnikov (122, S. 250), hebt sich der dunklere A_1 stets von dem helleren, weißlichen, starksolodierten A_2 ab. Im oberen Teil des A-Horizonts (A_1) hat der Versteppungsprozeß mit einer Humusanreicherung schon begonnen, da die Vegetation auf den tiefsäuligen Solonezböden in den meisten Fällen stark entwickelt ist, während im unteren Teil (A_2) der Solodierungsprozeß noch anhält (Abb. 33 im Anhang).

Mit diesen und den früher hinsichtlich der Solonzierungsmöglichkeiten des Solontschaks gemachten Einschränkungen ergibt sich aus der bekannten Gedroiz'schen Entwicklungsreihe Solontschak→Solonez→Solod das nach neueren Gesichtspunkten abgewandelte und von Rozanov zusammengefaßte Entwicklungsschema der Solonezböden (siehe Tabelle 34). Die Übersicht zeigt, daß die Solonezbildung die größten Ausmaße im Wiesen- und Wiesen-Steppenstadium der Bodenbildung erreicht, während im eigentlichen Steppenstadium nur beschränkte Bedingungen hierfür herrschen, da keine Verbindung mehr zum salzzuführenden Grundwasser besteht. Am weitesten ist eine Solonzierung als Folge von abwechselnder Versalzung und Entsalzung verbreitet, wie dies der Vorstellung von Glinka entspricht. Sie tritt bei allen Versalzungstypen auf, und zwar je nach Zusammensetzung der Salze in verschiedenem Ausmaß. Diese Unterschiede hängen von den Na:Ca-Verhältnissen in der Bodenlösung und von der Gipsakkumulation im Boden ab. Vergleicht man die die einzelnen Prozesse zusammenfassende und verallgemeinernde Entwicklungsreihe Rozanovs (80, S. 12):

$$\text{Versalzung} \lesseqgtr \text{Solonzierung} \rightarrow \begin{cases} \text{Entsalzung} \\ \text{Solodierung} \\ \text{Versteppung} \end{cases}$$

mit der von Gedroiz, so weichen beide dem Wesen nach nicht viel voneinander ab, wenn man berücksichtigt, daß Gedroiz die in späterer Zeit genauer erforschten Vorgänge wohl für möglich hielt, ihnen aber damals nicht die Bedeutung zuschrieb, die ihnen auf Grund der inzwischen erworbenen Erfahrungen zukommt.

Wie in der Anmerkung der Tabelle betont wird, verläuft jeder der angeführten Evolutionsprozesse unter gleichbleibenden Grundwasserverhältnissen, die zusammen mit der Art der sich ansammelnden Salze die jeweilige Entwicklungsrichtung bestimmen. Das Wesen der Versteppung besteht darin, daß sich diese beiden Faktoren, also Grundwasserverhältnisse und Salzgehalt, unter dem Einfluß von geologischer Erosion und einer Änderung der Pflanzengesellschaft zu wandeln beginnen. Die Auswirkungen einer fortschreitenden Reliefaufgliederung einer Landschaft auf den Grundwasserhaushalt und damit auf den Salzhaushalt kamen bereits zur Sprache (vgl. S. 76). Die Beziehung zwischen geologischer Erosion und Entwicklung der zonalen Böden sind hinreichend geklärt und bekannt. Auch bei den Solonezböden äußert sich jede Änderung der hydrogeologischen Ver-

hältnisse in einer Abwandlung des entsprechenden Entwicklungsstadiums, die bis zum Übergang in das nächstliegende Stadium führen kann, wie dies die Systematik der Solonezböden zeigen wird. Am deutlichsten läßt sich die Abhängigkeit des Solonzierungsprozesses von der Höhe der Erosionsbasis auf alluvialen Ablagerungen der Flußtäler und Seen verfolgen (122, S. 221). In dem Zwischenstromland Volga-Ural sind die meisten Solonezböden auf den durch Erosion nur schwach gegliederten Flächen mit relativ hohem Grundwasserstand zu finden. Hierzu gehören die Küstenebene des Kaspisees und die Talauen der Flußtäler. Hier sind die Solonezböden gewöhnlich im Komplex mit mehr oder minder stark solonzierten Böden der entsprechenden Bodenzone bis zu 85—90% in Form von Krustensolonez und mittelsäuligem Solonez (siehe Einteilung in Abschnitt C) mit oberschichtiger Versalzung vertreten. Eine geringere Fläche nehmen die Solonezkomplexe auf den zweiten Terrassen ein, wo bereits eine gewisse Aufgliederung der Oberfläche durch ein weitmaschiges Netz von Balki und ein tieferer Grundwasserstand vorliegt. Es überwiegen mittelsäulige Formen mit sehr verschiedenem Versalzungsgrad. Noch seltener wird der Solonez auf der stärker aufgegliederten dritten Terrasse und den unteren Hangteilen der Wasserscheiden, während er auf den Plateaus der Wasserscheiden fast niemals vorkommt, es sei denn, daß diese aus versalztem Gestein des Perm, Jura oder Tertiär aufgebaut sind.

Diese gesetzmäßige topographische Verteilung der solonzierten Böden konnte in den verschiedensten Flußtälern des Transvolgagebietes festgestellt werden. In den Talauen des Großen Karaman enthalten die Bodenkomplexe sehr oft 50—70% Solonez, auf den zweiten Terrassen dagegen nicht mehr als 10—20%. Die Zuordnung der Solonezböden zu den Flußterrassen hat einen so gleichartigen Charakter, daß von einer „Solonezmethode" zur Feststellung von Terrassen gesprochen werden kann (123, S. 386). Ferner bestehen enge Beziehungen zwischen der Verbreitung solonzierter Böden und dem Alter eines Flußtals. Je älter das Tal ist, um so geringer ist der Anteil der Solonezböden und um so stärker ist in ihnen der Entsalzungsprozeß ausgeprägt. Bei einer Zusammenstellung mehrerer Täler in der Reihenfolge abnehmenden Alters (Bol'šoj Irgiz, Kamelik und die Gruppe der Nebenflüsse Sestra, Žestjanka, Golen'kaja und Krivaja Otnoga) ergab sich für die jeweilige Talaue eine ständige Zunahme der Solonezfläche. Während im Tal des Irgiz weniger als 10% der Talaue von Solonezböden eingenommen ist, steigt diese Zahl im Tal der Golen'kaja auf 40—60% und in deren Nebenfluß Krivaja Otnoga auf 60—80% (4, S. 91).

Innerhalb eines Tals findet sich die größte Ausdehnung der Solonezböden stets am Unter- und Mittellauf des Flusses. Im oberen Abschnitt kommen sie wegen der noch schwach entwickelten Talform ziemlich selten vor.

Die Abhängigkeit des morphologischen Aufbaus, der chemischen Zusammensetzung und der flächenmäßigen Ausdehnung der Solonezböden von Alter, Gesteinszusammensetzung, Grundwassertiefe und

-mineralisierung und Relief des Tals dürfte auch aus einer Bodenuntersuchung in Süd-Dakota (USA) hervorgehen (112, S. 287—293). Im Jamesbecken sind zwischen den Übergangsformen von Schwarzerden zu kastanienfarbigen Böden solonzierte und solodierte Böden eingestreut, die dort in Verbindung mit Ablagerungen pleistozäner Seen auftreten. Daß auch die Böden der osteuropäischen und westsibirischen Ebenen nach dem Pleistozän durch zahlreiche Schmelzwasserseen und -sümpfe mehr beeinflußt waren als jetzt, läßt die genetische Beziehung zwischen Solonezbildung und Wiesenbodenstadium noch deutlicher werden. Die das etwa 400 km lange und 70 km breite Jamesbecken überdeckende Grundmoräne von Mankato ist fast eben und wird nur durch abgeflachte Moränenstaffeln und durch die flachen Täler des die gesamte Länge des Beckens durchfließenden James River und seiner Nebenflüsse unterbrochen. Die örtlichen Höhenunterschiede der Grundmoräne betragen weniger als 15 m und sind durch Becken aller Größen gekennzeichnet. Die natürlichen Entwässerungsverhältnisse sind wegen der schwachen Auflgliederung kaum entwickelt. Der James River fällt auf der ganzen Strecke nur um 30 m. Leider fehlen in der Beschreibung Angaben über die Grundwasserstände und -salzgehalte. Es wurden alle Stadien der Solodierung bis zum ausgesprochenen Solod festgestellt. Die Merkmale des solodierten Solonez als der verbreitetsten Form auf den lakustrischen Sedimenten des glazialen Dakotasees sind: ein 15—20 cm mächtiger, krümeliger A_1 über einem grauen, stark degradierten A_2. Dieser liegt auf dem harten säuligen, fast schwarzen, 30 cm mächtigen B-Horizont, der an Austauschbasen etwa 30% Ca, 65% Mg und 5% Na enthält. Unterhalb des B sind leichtlösliche Salze und $CaCO_3$ vorhanden. Dieser solodierte Solonez liegt auf den ebenen Flächen und in leichten Vertiefungen, die von dem umgebenden Gelände, dessen Hänge und Höhen die nichtsolonzierten Bodentypen einnehmen, das ober- und unterirdisch abfließende Wasser erhalten. Im Frühjahr (feuchteste Jahreszeit) staut es sich in den geschlossenen Senken an und verdunstet während des heißen und trockenen Sommers. Somit ist der Wasserhaushalt dieser Böden durch eine abwechselnde Stauung und Abtrocknung gekennzeichnet. Gelegentlich stellen die solonzierten Böden unzählige kleine Vertiefungen dar, die die Fläche wie pockennarbig aussehen lassen. Es hat sich erwiesen, daß jeder Solonezfleck in einer solchen Mikrovertiefung liegt, in der sich die Vorgänge der abwechselnden Wasserstauung und Verdunstung im Kleinen wiederholen. Die relativ tiefsten Einsenkungen des Beckens, zu denen die ausgetrockneten Flußläufe des Seebetts gehören, werden von den stärkst solodierten Solonezböden und den eigentlichen Solods eingenommen.

Leider werden entwicklungsgeschichtliche Fragen der vorliegenden Böden vom Autor nicht berührt. Dies wäre vielleicht aus den nachstehenden Gründen wissenswert. Von den zwei näher untersuchten jungfräulichen Graslandböden ist der eine ein (offenbar tiefsäuliger) Solonez *(Cavour loam),* der andere eine seichtkrumige Schwarzerde *(Barnes loam),* die im Gelände die höheren Bereiche einnimmt und zu dem 15% betragenden Flächenanteil der Zonalböden gehört. Der

Solonez liegt inmitten der Schwarzerde in einer etwa 1,20 m im Quadrat großen Mikrovertiefung. Beide Böden sind aus der gleichen Grundmoräne hervorgegangen (C_2 ab 150 cm Tiefe), die über 0,15% leichtlösliche Salze und etwa 10—15% Austausch-Na enthält. Wie die Profilbeschreibung zeigt (112, S. 289), haben beide Böden einen verdichteten, harten B-Horizont, der beim Solonez aus wohlausgebildeten, grau überzogenen Säulen besteht und bei der Schwarzerde die gleiche Farbe (dunkelgraubraun), aber (schon?) prismatische Struktur hat. Schließlich tragen beide, was in diesem Fall das Wesentliche ist, die gleiche Pflanzengesellschaft (die Gräser *Agropyrum Smithii* und *Bouteloua gracilis),* die nicht zur Solonezflora gehört. Ob und wie weit eine biologische Entsolonzierung der jetzigen Schwarzerde stattgefunden hat, kann mangels weiterer Angaben nicht entschieden werden, zumal nichts über die Grundwasserverhältnisse bekannt ist. Folgende Erwägungen sprechen für eine fortschreitende Versteppung: Das Becken des James River bildet einen Teil des pleistozänen Lake Dakota, in dessen Bereich sich gegenwärtig die stärkst solodierten Solonezböden und Solods befinden. Angesichts der schwachen Oberflächengliederung des Beckens, des geringen Flußgefälles und des lakustrischen Muttergesteins darf vermutet werden, daß die Solonzierung dieser Böden in der Vergangenheit zumindest in den tieferen, flußnahen Lagen und ausgetrockneten Flußläufen bei hohem Grundwasserstand im Wiesenbodenstadium erfolgte. Gerade unter diesen Bedingungen ist auch eine Solodierung des Solonez am stärksten ausgeprägt (vgl. Tabelle 34). Auf der nächsthöheren Geländestufe (die oben erwähnten abflußlosen Reliefvertiefungen) verläuft der gegenwärtige Solonzierungsprozeß bei 460 mm Niederschlag einerseits und trocken-heißen Sommern mit starker Verdunstung andererseits offenbar im Sinne von Glinka. In diesem Falle wird die weitere Gestaltung der Grundwasserverhältnisse entscheiden, ob die hier vorliegenden Solonezböden zunächst eine Solodierung erfahren werden oder unmittelbar in versteppte Formen übergehen, sofern die Verbindung mit dem absinkenden Grundwasser abreißt. Der Beschreibung nach handelt es sich zwar auch um solodierte Solonezböden, aber vielleicht ist bereits eine Versteppung im Gange, da der A-Horizont in einen 15—20 cm mächtigen, krümeligen A_1 und einen stark solodierten A_2 gegliedert wird (vgl. Beschreibung Sadovnikovs auf S. 114!). Der gegenwärtige Barnes loam auf den relativ höchsten Geländeteilen dürfte ohne Zweifel den tiefsten Grundwasserstand haben bzw. die Verbindung zum Grundwasser bereits verloren haben. Das gleiche gilt dann für den in ihm gelegenen Solonezfleck (Cavour loam), denn beide sind nur in tiefen Schichten (C_2) noch reliktversalzt. Im folgenden wird noch genauer erörtert, daß der Versteppungsprozeß durch einen Grundwasserabfall über die kritische Tiefe hinaus im Verein mit einer Ablösung der Pflanzengesellschaften ausgelöst wird. Nach Vil'jams entwickeln sich die Solonez- und Solontschakböden zu den Zonalböden ihres nächstfolgenden Entwicklungsstadiums (4, S. 84), und nach Kelley kann das Bodenmaterial jedes Entwicklungsstadiums eines Salz- oder Alkalibodens als das Muttergestein des nächsten Stadiums betrachtet werden (44, S. 86). Somit

wäre es vorstellbar, daß im vorliegenden Fall die solonzierten Böden aus Wiesenschwarzerden unter Versteppung in Steppenschwarzerden übergehen bzw. in die Übergangsformen zu den kastanienfarbigen Böden (es ist nicht klar, zu welchem Subtyp der Schwarzerden der Barnes loam gehört). Auffallend ist die gleiche Gramineenflora auf beiden Bodenarten. Diese Tatsache sagt an sich noch nichts über die Entwicklungsrichtung der Bodenbildung aus. Der hier geäußerten Vermutung, daß der Solonez sich — ob über Solodierung oder nicht — nach der normalen Steppenschwarzerde hin entwickelt, da ein und dieselbe natürliche Flora verschiedene, benachbart liegende Substrate allmählich angleicht, mag entgegnet werden, daß die Entwicklung gerade umgekehrt läuft, d. h., daß der verbliebene Zonalboden ebenfalls noch solonziert und solodiert wird, wobei seine Flora von dem benachbarten Säulensolonez noch nicht zurückgewichen ist. Hierzu wäre zu sagen, daß gerade die letzte Ansicht am unwahrscheinlichsten ist. Aus zahlreichen Untersuchungen über die Beziehungen zwischen versalzten Böden und ihrer Pflanzendecke geht hervor, daß die Pflanze auf jede Bodenveränderung empfindlich reagiert und in vielen Fällen als Pionierpflanze die Entwicklung selbst beeinflußt. Eine derartig ungünstige Veränderung des Bodens, wie es die Solonzierung ist, wirkt sich stets in einer schnellen Verdrängung des bisherigen Pflanzenbestandes durch eine spezifische Solonezflora (z. B. *Statice Gmelini, Camphorosma monspeliacum, Artemisia pauciflora und maritima, Festuca sulcata, Kochia prostrata, Matricaria usw.*) aus. Nähme man an, daß sich der Cavour loam aus dem Barnes loam entwickelt hat, so wäre es unverständlich, daß sich die beiden Gräser so lange halten konnten, da ein Solonez mit einem solch ausgebildeten Säulenhorizont sich in jedem Falle in einem sehr fortgeschrittenen Stadium befindet. Andererseits weist Ivanova darauf hin, daß in Rußland sich an bestimmten Stellen Gräser offenbar eine lange Zeit hindurch auf einem Boden hielten, von dem man annimmt, daß er früher ein typischer Solonez gewesen ist. Im Endergebnis erfolgte eine Umwandlung des Solonez in einen dem Tschernosjom gleichenden Boden (44, S. 84).

Es sei noch eine letzte, äußerst bemerkenswerte Tatsache hinsichtlich der Vegetation der besprochenen Böden erwähnt. Infolge klimatischer Anomalien oder Massenvermehrung bestimmter Nagetiere kommt es vor, daß innerhalb fest umrissener Pflanzengesellschaften einige Arten aussterben und dafür anderen, bis dahin schwach verbreiteten Gliedern der betreffenden Assoziation den Platz überlassen. Ein Beispiel für eine derartige plötzliche Umgruppierung der Pflanzenarten bieten gerade die beiden erwähnten Gramineen *Agropyrum Smithii* und *Bouteloua gracilis*. Weaver und Darland haben festgestellt, daß in den Prärien Nordamerikas nach den außergewöhnlichen Dürrejahren 1934—1940 eine allgemeine Invasion und rasche Verbreitung dieser beiden vorher wenig bemerkten Gräser erfolgte, wobei die bis dahin vorherrschenden Arten *Andropogon scoparius* und *Sporobolus cryptandrus* nahezu völlig verdrängt wurden (141, S. 47 und 185). In der UdSSR will man nun aus dieser Erscheinung einen Nutzen ziehen und diese beiden Gräserarten in den Trockensteppen

als Futterpflanzen anbauen (142, S. 179). Vielleicht vermag dieser Hinweis die geäußerte Vermutung, daß die solonzierten und solodierten Böden des Jamesbeckens schließlich versteppen und in die zonalen Schwarzerden oder kastanienfarbigen Böden übergehen, noch am ehesten zu stützen.

In der Kaspischen Niederung im Bereich der kastanienfarbigen Böden sind Solonez im Komplex mit Wiesenkastanienböden weitverbreitet. Letztere liegen in den verschiedenen Senken *(zapadiny)* der Ebene. Früher durchliefen sie Solonzierungs- und Solodierungsprozesse. Die üppige Gramineenvegetation und die stärkere Befeuchtung und Entsalzung der tieferen Stellen des Reliefs führten zur Versteppung der ehemaligen Solonezböden und zur Bildung fruchtbarer humusreicher Böden. Kurganskij (54, S. 151) hat festgestellt, daß die Steppenvegetation nicht nur die Mikrovertiefungen, sondern auch die dazwischen liegenden ebenen Strecken erobert, wobei sich dort unter dem Einfluß der Vegetation Böden bilden, die denen der Vertiefungen sehr ähneln. Offenbar ist hier der biologische Faktor der Bodenbildung stärker als der geomorphologische (Relief). Viel energischer verläuft die Verdrängung der Solonez-Halbwüstenflora durch die Steppenflora bei kultivierten Böden.

In den Ebenen der Širvan'-Steppe (Transkaukasus) lassen sich alle Entwicklungsstadien des Solonzierungsprozesses vom Wiesen-Solonez-Solontschak bis zu entsolonzierten Zonalböden verfolgen (120, S. 70 ff.). Die Solonzierungsvorgänge verflechten sich in den Böden der Kura-Araxniederung ganz allgemein mit den Versalzungsprozessen und bilden in dem größten Teil der Niederung ein alkalisches Stadium des Wiesen-Solontschak. Die (präsaline) Solonzierung im Wiesenstadium dieser Böden findet bei einem Gesamtsalzgehalt in den oberen Horizonten von nicht mehr als 0,4—0,7 % statt. Eine weitere Zunahme des Salzgehaltes führt zur Gipsansammlung in den solonzierten Wiesenböden und zur Vorherrschaft einer reinen Solontschakentwicklung. Im Bereich der alten Deltas der Kura (Kizyl-Mečet') sind entlang der Höhenlinie —20 m Komplexe von trockenen Schwellsolontschaks mit solonzierten alten Wiesensolontschaks verbreitet. Auf den höher gelegenen Ebenen (—15 bis —10 m NN.) liegen gut ausgebildete, versalzte Solonezböden. Die alten Terrassen des Kaspisees (+25 bis+30 m) werden von Komplexen der krustenförmigen Steppensolonezböden eingenommen, die jedoch von 50 cm Tiefe ab noch stark reliktversalzt sind. Auf den höchsten und ältesten Flächen der Širvan'-Steppe schließlich finden sich vorwiegend Serosjome, die noch deutliche Spuren früherer Solonzierung aufweisen.

Die Erforschung der Solonezbildung in dieser Gegend hat erwiesen, daß die älteren und jüngeren Alluvialebenen während ihrer Entwicklung ein klar ausgeprägtes Solonezstadium durchlaufen, das im Wiesen- und Wiesensolontschakstadium beginnt, einen Höhepunkt unter den Verhältnissen des Wüstenklimas sehr bald erreicht und dann unter Bildung von solonzierten Serosjomböden wieder abklingt. Die Versteppung und Umwandlung der Solonezböden in schwachsolon-

zierte Böden und weiter in die normalen Serosjome wird durch das Zusammenwirken folgender vier Erscheinungen hervorgerufen:

1. Die allmähliche Aufgliederung des Reliefs bewirkt die Entwicklung des ober- und unterirdischen Abflusses;
2. Das Grundwasser sinkt dadurch ab und übt auf die Bodenbildung keine Wirkung mehr aus;
3. Im Boden überwiegt ein nach unten gerichteter Wasserstrom und damit eine Entsalzung des Profils;
4. Es vollzieht sich eine biologische Umwandlung der solonzierten Horizonte unter dem Einfluß der Pflanzenwurzeln, besonders der der Ephemeren, welche alljährlich etwa 10—15 t/ha trockener organischer Substanz (hauptsächlich Wurzeln) erzeugen und den Boden dadurch mit Humus und den Austauschbasen $Ca^{\cdot\cdot}$ und $K^{\cdot}$ anreichern.

Im Zusammenhang mit den Ausführungen über den biologischen Salzkreislauf (S. 21) seien die Beobachtungen von Lagunova (121, S. 5—74) erwähnt. Sie weist folgende Gesetzmäßigkeiten in der Entwicklung der Vegetation im südöstlichen Teil der Širvan'-Steppe nach: Auf jüngeren Böden, die sich gegenwärtig im Versalzungsstadium befinden (Solontschaks), entwickelt sich der Halophytentyp mit den Hauptarten *Salsola dendroides, Salsola crassa* und den Gramineen *Zerna rubens, Eremopyrum orientale* u. a. Auf Böden, die eine Solonzierung erfahren, siedeln sich neben Salsola und Ephemeren Wermut *(Artemisia Meyeriana)* und von den Gräsern *Poa bulbosa* an. Mit fortschreitender Entsolonzierung treten in erster Linie Gräsergesellschaften auf, darunter hauptsächlich *Aegilops cylindrica* und *Poa bulbosa,* die den Wermut verdrängen.

Der Gesamtgehalt an Pflanzenresten beträgt in der Širvan'-Steppe je nach Pflanzengesellschaft 9—20 t/ha Trockenmasse, woran die oberirdische Masse nur mit 0,1—2,5 t/ha beteiligt ist. Die Bodenbildungsvorgänge sind also im wesentlichen mit der Beschaffenheit der Wurzelmasse verknüpft. Der Vergleich zwischen der eigentlichen Solonezflora (Wermut) und den Ephemeren und Gräsern der entsolonzierten Böden zeigt bemerkenswerte Unterschiede. Der verschiedene morphologische Bau des Wurzelwerks bedingt, daß bei etwa gleichen Wurzelmengen je cm^3 Boden der Grad der Durchdringung des Bodens bei den Gräserwurzeln wegen ihres feineren Baus höher ist als bei den Wermutwurzeln im Solonez. Ferner ist das Na:Ca-Verhältnis in der Asche der Wurzeln bei den Gräsern enger als beim Wermut, woraus zu schließen ist, daß bei Entsolonzierungsprozessen die Gräserwurzeln dem Boden mehr Ca zuführen als Wermutwurzeln. Der absolute und relative Anteil der Ca- und K-Verbindungen im Gewebe dieser Pflanzen ist im Vergleich zu denen des Na höher als beim Wermut. Das Na:Ca-Verhältnis betrug bei der Wurzelasche der Ephemeren 0,28, bei der des Wermuts 1,11 (121, S. 45). Beide Pflanzenarten standen auf dem gleichen Boden (schwachsolonzierter Serosjom mit mittelschichtiger Reliktversalzung). Der biologische Kreislauf der Aschenelemente in Böden mit ephemerer Vegetation geht rasch vonstatten, da diese alljährlich völlig abstirbt und bald minera-

lisiert wird. Im Gegensatz dazu erfolgt der Austausch der Aschenelemente zwischen dem Boden und der mehrjährigen Wermutvegetation langsamer, da die Wurzeln hier nur teilweise absterben. Im Entsalzungs- und Entsolonzierungsstadium findet eine Ansammlung von Verbindungen des Ca, K und der SiO_2 statt, die im weiteren zur Versteppung des Bodens führt.

In weiten Teilen der russischen Trockengebiete ließ sich immer wieder die entscheidende Rolle der natürlichen Pflanzenwelt bei der Umwandlung der Böden nachweisen, so daß die Ausdrücke „biologische Transformation" oder „Versteppung" der solonzierten Böden in ihrem Endstadium ihre Berechtigung haben. Anders müssen die Verhältnisse im gegenwärtigen Grenzgebiet zwischen Steppe und Waldsteppe, also in relativ feuchteren Verhältnissen liegen, wo Soda-Wiesen-Solonez- und Solontschakböden in ihrer Weiterentwicklung einer intensiveren Solodierung entgegengehen. Offenbar ist die Steppenzone die südliche Grenze für die klimatischen Voraussetzungen einer stärkeren Ausprägung dieses Prozesses, da aus vielen Beobachtungen hervorgeht, daß ein solodierter Solonez in den trockneren und wärmeren Regionen schließlich ebenfalls in das Versteppungsstadium übergeht, das zum normalen Boden der entsprechenden Bodenzone führt.

Es ist zu bedauern, daß es kaum möglich ist, die für die eurasischen Trockengebiete gesammelten Erfahrungen hinsichtlich der Entstehung und Evolution der versalzten Böden mit Forschungsergebnissen aus anderen Kontinenten auf breiter Ebene zu vergleichen. Das Schema über die Verbreitungsgebiete versalzter Böden auf der Erde (Abb. 34) gibt eine Vorstellung, für welche Gebiete solche Vergleiche von Interesse wären. Bei dem Versuch, unter dem zugänglichen Material irgendwelche Gemeinsamkeiten, z. B. in den Beziehungen zwischen versalzten Böden und den Bodenzonen, oder in der Entwicklungsrichtung dieser Böden herauszusondern, erwachsen Schwierigkeiten, die sich hauptsächlich daraus ergeben, daß verschiedene Betrachtungs- und Darstellungsweisen verwendet werden. Dies zeigt schon die Verschiedenheit der Einteilungssysteme der versalzten Böden. Es würde zu weit führen, an dieser Stelle all die in der Literatur zu findenden Bedenken und Zweifel hinsichtlich der Richtigkeit dieser oder jener Einteilungskategorie wiederzugeben. Daraus wäre nur wieder die Vielfalt der bestehenden Meinungen zu ersehen. Aus begreiflichen Gründen fehlt es an einer Koordinierung der Erfahrungen sowohl in der Grundlagenforschung als auch in den sich hieraus ergebenden Anwendungsmöglichkeiten bei den Kultivierungsvorhaben in den einzelnen Gebieten. Ein schwerwiegendes Hindernis für großräumige Vergleiche bildet die im angelsächsischen Bereich noch immer verwendete und weiter entwickelte Unterteilung der Böden in *series,* die mitunter überhaupt keine Beziehungen zu den daneben im Gebrauch befindlichen Bodentypen *(great soil groups)* erkennen lassen. Es ist bedauerlich, daß gerade die ins Einzelne gehenden Untersuchungen mit ihren wertvollen Ergebnissen in der Regel die *soil series* zur Kennzeichnung benutzen, die wegen ihres eng regionalen Charakters eher für eine praktische Bodenbonitierung geeignet

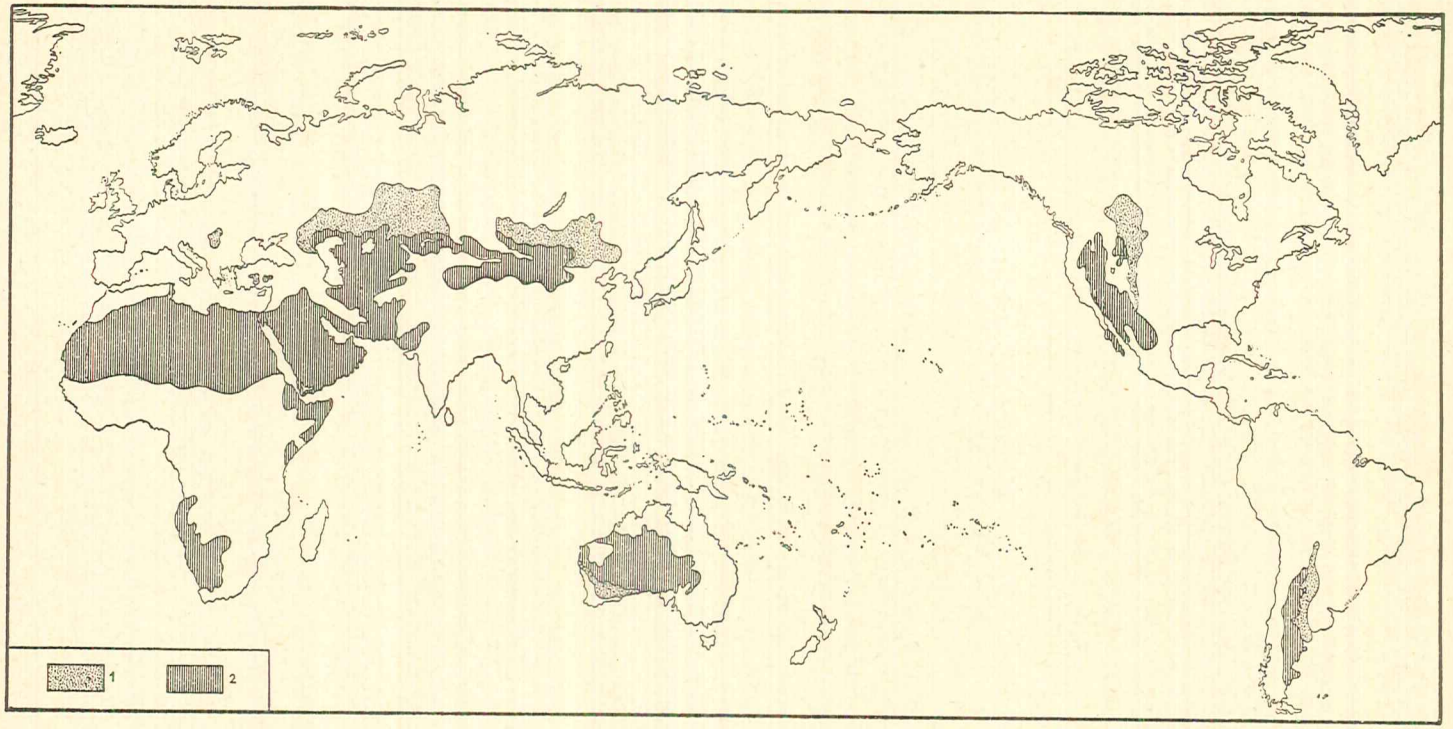


Abb. 34: Die Hauptverbreitungsgebiete versalzter Böden auf der Erde (Schema)
1: Zone der Trockensteppe. Unter den versalzten Böden vorwiegend Solonez
2: Zone der Halbwüste und Wüste. Unter den versalzten Böden vorwiegend Solontschak

sind und zudem aus dem gleichen Grund an Zahl ständig zunehmen, so daß beispielsweise ein und derselbe Solonezboden (von den Unterarten ganz zu schweigen) in Australien mit einer ganz anderen soil series bezeichnet wird als in den USA, und außerdem in beiden Ländern für sich noch gleichzeitig durch mehrere andere series vertreten ist. Es fehlt somit meistens eine Verallgemeinerung der Befunde, die sich jedoch zugleich auf konkrete Einzelbeispiele stützen müßte. Denn es fehlt auf der anderen Seite keineswegs an allgemeinen Überblicken über die Verteilung von versalzten Böden eines zusammenhängenden Gebietes (z. B. 107 oder 98), die z. T. von den bekannten ariden Bodentypen ausgehen, doch erlauben sie nicht im entferntesten irgendwelche Schlüsse über die Entwicklung dieser Salzböden zu ziehen, da sie für diesen Zweck zu allgemein gehalten sind, oder aber entscheidender Angaben entbehren (wie z. B. im Fall der Solonezböden von Süddakota).

Die flächenmäßige Ausdehnung der versalzten Böden in der Welt ist die schwierigste oder vielmehr z. Z. noch unbeantwortbare Frage. Sie ist bis jetzt lediglich für den Bereich der UdSSR ungefähr bekannt, wenn man von Angaben für kleinere Gebiete wie Ungarn absieht. Dort gibt es innerhalb der Grenzen nach dem ersten Weltkrieg *(Trianon)* etwa 750 000 ha Szikböden (= Solonez), die 8% der Gesamtfläche des Landes oder 13,4% des Ackerlandes ausmachen (96, S. 337).

Nach der genetischen Bodenklassifikation der russischen Schule werden die Trockengebiete der mittleren Breiten im wesentlichen von *Tschernosjomen, kastanienfarbigen Böden, braunen und graubraunen Böden der Halbwüsten und Wüsten und Serosjomen* (Grauerde) eingenommen. Diesen Typen entsprechen verwandte Böden in den Trockenregionen der niederen Breiten. Um diejenigen Landschaften hervorzuheben, innerhalb deren unter den bekannten Voraussetzungen eine Bodenversalzung bzw. -solonzierung auftritt, wurden in dem beigefügten Ausschnitt aus der Bodenkarte der UdSSR nur die obengenannten Bodentypen mit ihren Subtypen koloriert. Obwohl Aueböden in allen Klimaten zu finden sind, wurden auch sie gekennzeichnet, da sie im Bereich der Trockengebiete zu den eigentlichen Versalzungs- oder Solonzierungsherden rechnen. Zur Veranschaulichung der Beziehungen zwischen den Vegetationszonen und den Bodenzonen innerhalb der eurasischen Trockengebiete dient Tabelle 35. Der graue Waldboden gehört nicht mehr zu den ariden Bodentypen. Er ist lediglich aufgeführt, um die Waldsteppe, in der er auftritt, nach Norden zu den Waldzonen und den podsolierten Böden hin abzuschließen. Wie aus der Übersicht hervorgeht, überschneiden sich auch bei den kastanienfarbigen Böden Bodenzonen und Vegetationszonen. Dies ergab sich dadurch, daß beide Einteilungen zu verschiedenen Zeiten entstanden und nach verschiedenen Grundsätzen aufgestellt wurden. Da sich aber beide schon seit längerer Zeit eingebürgert haben und z. T. historisch bedingt sind, wurde bislang keine weitere Angleichung angestrebt.

Wie schon gesagt, liegt bis jetzt noch keine genauere flächenmäßige Erfassung der versalzten Böden der Welt vor. Dieser Mangel ist

Tabelle 35: Vegetationszonen und Bodenzonen (nach 81, S. 7).

Bodenzonen		Vegetationszonen	
Zone (= Typ)	Unterzone (Subtyp)	Zone	Unterzone
Graue Waldböden	—	Waldsteppe und Steppe	Breitblättriger Laubwald
Tschernosjome (Schwarzerden)	Podsolierte Tsch.	(Tschernosjom-steppe)	
	Ausgelaugte Tsch.		
	Mächtige und tiefgründige Tsch.		Waldsteppe
	Gewöhnliche Tsch.		Steppe
	Südliche Tsch.		
Kastanienfarbige Böden	Dunkle kast. B.		Trockensteppe
	Kast.farb. B.		
	Helle kast. B.	Halbwüste und Wüste	
Braune Wüsten-Steppenböden	—		Halbwüste
Graubraune Wüstenböden, Takyre und Sandböden der Wüsten	—		Nördliche Wüste
			Südliche Wüste
Serosjome (Grauerden)	—		Halbwüste des Gebirgsvorlandes

hauptsächlich auf die Eigenart der Salzböden selbst zurückzuführen. Nur an wenigen Stellen nehmen versalzte oder solonzierte Böden ausgedehnte zusammenhängende Flächen ein. Meistens sind sie als Flekken aller Größen zwischen den zonalen Bodentypen eingestreut oder bilden mit diesen Komplexe, in denen die Bodenarten oft schon innerhalb weniger Meter wechseln. Eine weitere Schwierigkeit verursachen die zahlreichen Übergangformen sowohl zwischen versalzten und solonzierten Böden als auch zwischen beiden zu den Zonalböden. Wenn dann noch der Mangel an einem mehr oder weniger genauen und einheitlichen Einteilungssystem hinzukommt, so wird es verständlich, daß trotz der bisher erzielten Fortschritte die Salzbodenforschung noch keine rechte Vorstellung über die Größenverhältnisse der versalzten Böden vermittelt hat. Schließlich zählen diese Gebiete in den meisten Ländern noch zu den öden „Reserven", so daß vorläufig keine besondere Notwendigkeit zu einer sorgfältigen Erfassung besteht.

Nach Berechnungen von Prasolov gab es 1932 in der UdSSR etwa 150 Millionen ha versalzte und solonzierte Böden = 7 % der damaligen Landesfläche (119, S. 38). Hierunter fielen auch alle diejenigen

Ländereien, welche in verschiedenem Ausmaß durch Salze verschlechtert waren. Ein Teil von ihnen lag unter dem Pflug, brachte aber geringe Erträge. Läßt man die schwächer ausgeprägten Übergangsformen beiseite, z. B. die mäßig solonzierten Böden, die hauptsächlich in der Subzone der hellen kastanienfarbigen Böden verbreitet sind (80, S. 5), oder die stark solonzierten Zonalböden der Solonezkomplexe (4, S. 4), und berücksichtigt im wesentlichen nur die eigentlichen Solonez- und Solontschakböden, so vermindert sich die genannte Zahl um etwa die Hälfte auf 75 Millionen ha (4, S. 4) (123, S. 370). Hiervon entfallen auf den Solonez insgesamt etwa 40—50 Millionen ha, die sich zu etwa 25—30 Millionen ha auf die kastanienfarbigen Böden, zu 10 Millionen ha auf die braunen Wüsten-Steppenböden und zu etwa 3 Millionen ha auf die Tschernosjome verteilen (80, S. 5) (4, S. 4). Unbedeutende Flächen weist die Serosjomzone auf, die dafür zusammen mit den eigentlichen Wüstenböden das Hauptverbreitungsgebiet der Solontschaks (etwa 22 Millionen ha) bildet (123, S. 370). Die Solonezböden werden auch noch in etwas anderer Weise zusammengefaßt. Von 100 Millionen ha Solonez und stark solonzierten Böden finden sich 90% in den Zonen der kastanienfarbigen und braunen Böden, 10% in der Tschernosjomzone und Waldsteppe (6, S. 93). Letztere sind durch hohen Sodagehalt und daher stark alkalische Reaktion gekennzeichnet, während die erste Gruppe, d. h. die Hauptmasse, keine Soda, sondern überwiegend Cl-SO_4-Versalzung aufweist und relativ weniger Austausch-Na enthält. Damit erklärt sich auch die Frage nach der Stellung der versalzten Böden innerhalb der zonalen Bodentypen. Während man früher alle versalzten Böden zu den sogenannten intrazonalen Typen rechnete, die je nach den örtlichen Bedingungen in allen Bodenzonen auftreten können, neigt man heute dazu, die Subtypen der Solonezböden (Wiesen-, Wiesen-Steppen- und Steppensolonez) als zonal zu bezeichnen. Allgemein wird die alte Aufteilung von Sibircev in zonale, intrazonale und azonale Bodentypen wegen ihrer großen Unbestimmtheit und Bedingtheit von der russischen Schule wenig verwendet. Es ist weitgehend geklärt, daß alle intrazonalen und zonalen Typen bis herab zu den stark durchfeuchteten (Alluvialböden) und versalzten (Solonez) mehr oder weniger zonal sind, d. h. sie weisen wesentliche Merkmale auf, die die Abhängigkeit dieser Böden von einer bestimmten geographischen Zone erweisen (31, S. 107). Auch der Solontschak besitzt eine gewisse Zonalität derart, daß die Formen mit den höchsten Salzgehalten (Cl' und SO_4'') in erster Linie in den Halbwüsten- und Wüstenregionen auftreten und mit zunehmender Feuchtigkeit des Klimas gegenüber den Solonezböden zurückweichen oder besondere Zwischenformen (Solonez-Solontschak) bilden.

C. Systematik der Solonezböden

Vor der Erkenntnis der kolloidchemischen Grundlagen der Bodenentwicklung teilte man die verschiedenen Solonezböden in Rußland nach äußeren Kennzeichen ein, von denen das auffallendste der verdichtete B-Horizont ist. Je nach seinem Bau unterschied man schollige, säulige, prismatische oder krustige Solonezböden. Nachdem Gedroiz in dem Austausch-Na die eigentliche Ursache für die Bildung der verdichteten Schicht erkannt hatte, entstanden Einteilungen nach dem Gehalt des Austausch-Na und daneben nach äußeren Merkmalen. Schließlich kamen noch Unterschiede im Versalzungsgrad und Gipsgehalt hinzu. Heute ordnet man alle Erscheinungsformen der solonzierten Böden schematisch in der in Abbildung 35 dargestellten Weise ein. Nach dem prozentualen Anteil des Austausch-Na am T-Wert im verdichteten B-Horizont (solonzierter Horizont) unterscheidet man fünf Solonzierungsstufen, die sich auf Grund zahlreicher Bestimmungen des Austausch-Na in Verbindung mit den in den einzelnen Böden vorgefundenen physikalischen Eigenschaften ergeben haben. Danach beginnen sich die für den Ackerbau ungünstigen Wirkungen der Na-Belegung des Sorptionskomplexes bei einem Na-Ge-

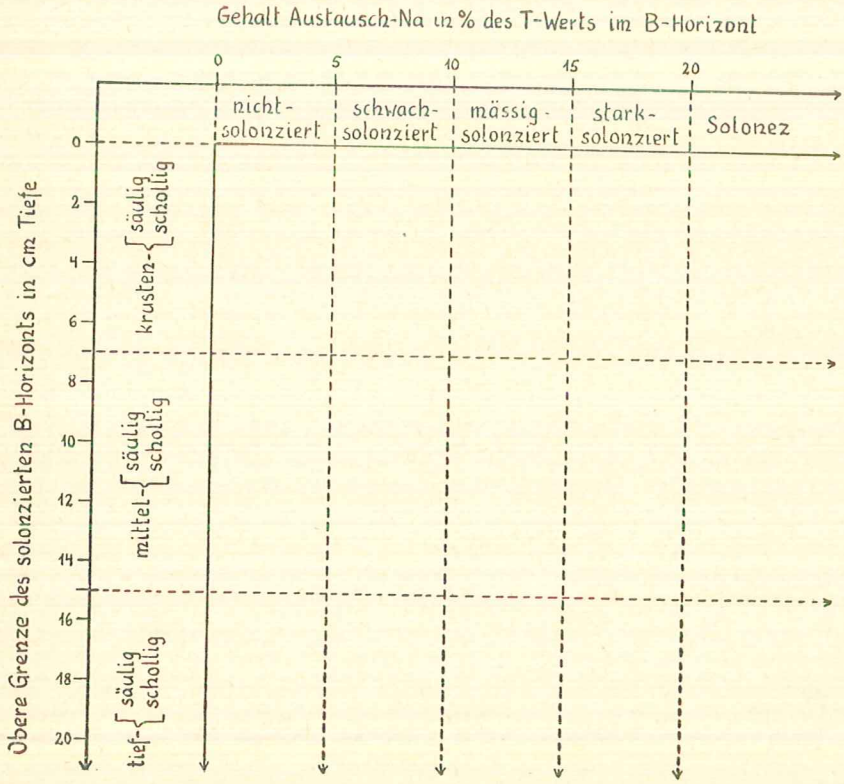


Abb. 35: Einteilungsschema der solonzierten Böden

halt im B-Horizont von 5% des T-Wertes bemerkbar zu machen; sie erhalten ihre stärkste Ausprägung im eigentlichen Solonez, wo das Na mit über 20% am T-Wert beteiligt ist. Da bei humusreichen Böden der T-Wert allgemein groß ist, verschieben sich hier die Stufen in der Weise, daß die mäßig solonzierten Arten 10—20%, die stark solonzierten 20—25% und die Solonezarten 25—30% Austausch-Na und mehr enthalten (4, S. 177).

In diesem Zusammenhang weist Ivanova (zit. nach 4, S. 178) auf die Notwendigkeit einer entsprechenden Erweiterung des Schemas im Hinblick auf die Tatsache hin, daß Böden mit einem hohen T-Wert (40—50 mval) bei einem mittleren Na-Gehalt von 20—25% große absolute Mengen dispergierter Tonkolloide enthalten können, die die Solonezeigenschaften stark hervortreten lassen. In anderen Böden mit niedrigen T-Werten (10—15 mval) mag auch eine relativ hohe Belegung mit Na (bis 40%) für eine deutliche Solonzierung nicht ausreichen. Eine Berücksichtigung dieser Umstände in den angeführten Einteilungsstufen ist bisher nicht weiter gediehen.

Ferner werden die solonzierten Böden nach dem Bau und der Lage ihres Solonezhorizontes im Profil eingeteilt. Die Bodenmasse des mit dispergiertem Ton angereicherten B-Horizontes bildet infolge der abwechselnden Durchfeuchtung und Austrocknung eine für die Bodentypen charakteristische Struktur. So herrschen innerhalb der Zone der Tschernosjome und kastanienfarbigen Böden säulige oder auch schollige Solonezhorizonte vor. Da der Gehalt an austauschfähigem Na in ihnen Höchstwerte erreicht, sind hier auch die Auswirkungen der Tondispergierung am größten. Mit zunehmender Trockenheit des Klimas geht die Na-Anlagerung zurück, und es kommt im Verdichtungshorizont wegen der geringeren Schwankungen zwischen Durchfeuchtung und Austrocknung nur zur Ausbildung von kleinen Säulen oder Prismen, wie z. B. bei den solonzierten braunen Wüsten-Steppenböden. Mit der weiteren Abschwächung des Solonzierungsprozesses beschränken sich die Verdichtungserscheinungen auf die Ausbildung nußförmiger und körniger Strukturen.

Wie die Beschreibung des Soda-Wiesensolonez noch zeigen wird, spiegelt die Lage des B-Horizontes im Profil die Intensität der Solonzierung wider. Befindet sich die obere Grenze des B unterhalb 15 cm Tiefe, so bezeichnet man den Solonez je nach dem Bau des Horizonts als tiefsäulig bzw. tiefschollig; bei einer Lage der oberen Grenze zwischen 15 und 7 cm Tiefe als mittelsäulig usw.; beginnt schließlich der B-Horizont bereits innerhalb der oberen 7 cm, so liegt ein Krustensolonez (krustensäuliger usw.) vor (4, S. 94). Somit hat ein mittelsäuliger, starksolonzierter Boden in 7—15 cm Tiefe einen verdichteten B-Horizont, der 15—20% Austausch-Na enthält und bei mechanischer Einwirkung in einzelne Säulen zerfällt.

Wichtig ist die Lage der Gips- und Salzhorizonte, vor allem auch für die zu wählenden Kultivierungsmethoden. Die bei einer zunehmenden Versalzung des Solonez oder einer allmählichen Solonzierung des Solontschaks entstehenden Übergangsformen werden dem Einteilungssystem des Solonez zugeordnet, da die Ansammlung von Salzen die allgemeinere Erscheinung gegenüber der Solonzierung bildet.

Je nach der Tiefe des Salzhorizontes (vgl. Abb. 26) gliedern sich alle Solonezböden in tiefschichtige (= Salze unterhalb 80 cm Tiefe), mittelschichtige (= Salze in 30—80 cm Tiefe) und oberschichtige (= Salze und Gips oberhalb 30 cm) (80, S. 14). Im letzten Fall spricht man von einem Solonez-Solontschak. Die Zusammensetzung der sich ansammelnden Salze wird in der bekannten Weise wie bei den versalzten Böden angegeben (CO_3'', $Cl\text{-}SO_4''$ usw.).

Innerhalb der Bodenzonen der Trockengebiete unterscheidet man jeweils als besonderen Bodentyp den Tschernosjomsolonez, den kastanienfarbigen Solonez, den Wüsten-Steppensolonez der Zone der braunen Böden und den Serosjomsolonez. Jeder dieser Typen gliedert sich entsprechend der erörterten Entwicklungsreihe in die drei Subtypen Wiesen-, Wiesen-Steppen- und Steppen-Solonez. Welcher der drei Subtypen sich in einer gegebenen Bodenzone entwickelt, hängt von der Grundwassertiefe ab. Der kritische Grundwasserstand, d. h. diejenige Tiefe, von der ab eine kapillare Durchfeuchtung der obersten Bodenschicht stattfindet, bildet die untere Grenze für den Wiesensolonez. Je näher das Grundwasser zur Oberfläche steht, um so günstiger sind die Voraussetzungen für anaerobe Prozesse und einen intensiven alljährlichen Wechsel von Versalzung und Auslaugung. Im allgemeinen beträgt der Grundwasserstand beim Wiesen-Solonez etwa 1,5—2—3 m (39, S. 749) (4, S. 95). Der Wiesen-Steppen-Solonez ist nicht völlig vom Grundwasser getrennt, sondern er wird von Kapillarwasser befeuchtet, das zeitweilig die Bodenoberfläche erreicht. Meistens befindet sich das Grundwasser hier in einer Tiefe von 5 bis 8 m. Noch tiefer liegt dieses beim Steppen-Solonez (8—10 m und mehr); es übt keinen Einfluß auf dessen Entwicklung mehr aus. Dies ist auch dann nicht der Fall, wenn bei höhererm Stand der kapillare Aufstieg durch Sandschichten oder stark toniges Gestein gehindert wird (80, S. 13).

Die wesentlichen genetischen Merkmale der Solonezböden erfuhren eine Zusammenfassung in einem Klassifikationsschema (siehe Tabelle 36 und 37), das von Antipov-Karataev, Gerasimov, Kovda, Letunov, Rode, Rozanov, Rozov, Sadovnikov und Zavališin ausgearbeitet wurde. In der folgenden, in gekürzter Form von Antipov-Karataev (4, S. 93—141) übernommenen Charakteristik der Solonezsubtypen, soll nur auf die wichtigsten Eigenschaften der einzelnen Entwicklungsformen eingegangen werden. Die fünf ausgewählten Profile sind graphisch in der gleichen Weise wie die in Abbildungen 30 und 31 dargestellt.

1. Wiesen-Solonez

Bei einer ständigen oder periodischen Einwirkung von schwach- bis mittelversalztem Grundwasser auf die obere Bodenschicht erreicht die Entwicklung von Solonezböden, gemessen an der Na-Sorption, dem Dispersitätsgrad und der Beweglichkeit der Bodenbestandteile, ihren Höhepunkt. Die Bezeichnung „Wiesensolonez" bezieht sich hierbei hauptsächlich auf die allgemein das Wiesenstadium der Bodenbildung bedingende Oberflächennähe des Grundwassers. Diese bildet die Voraussetzung für die Entstehung des Soda- oder $Cl\text{-}SO_4$-Solonez.

Tabelle 36: Klassifizierungsschema der Solonezböden (4, S. 94—95).

Genetischer Typ	Solonez						Zonalböden
Genetischer Subtyp	Wiesen-Solonez		Wiesen-Steppen-Solonez		Steppen-Solonez		
Varietäten	I. Soda-Wiesen-Solonez (auch gemischt mit anderen Salzen)	II. Cl-CO_3-Wiesen-Solonez (auch SO_4-Cl)	III. Soda-Wiesen-Steppen-Solonez (und gemischte Versalzung)	IV. Cl-SO_4-(SO_4-Cl-) Wiesen-Steppen-Solonez	V. Versteppter Cl-SO_4-(SO_4-Cl-)-Solonez	VI. Cl-SO_4-(SO_4-Cl-) Steppen-Solonez	
Subvarietäten	1. W.-Solonez-Solontschak 2. Krustenscholliger, mittelschichtig versalzter W.-Solonez 3. Mittelsäuliger W.-Solonez 4. Tiefsäuliger W.-Solonez	1. W.-Solonez-Solontschak 2. Krustensäuliger, mittelschichtig versalzter W.-Solonez 3. Mittelsäuliger W.-Solonez 4. Tiefsäuliger (ausgelaugter) W.-Solonez	Es können relikte Merkmale in den Zonalböden vorhanden sein	1. Krustensäuliger W.-S.-Solonez 2. Mittelsäuliger W.-S.-Solonez 3. Tiefsäuliger (ausgelaugter) W.-S.-Solonez	1. Krustensäuliger verst. Solonez 2. Mittelsäuliger verst. Solonez 3. Tiefsäuliger (solodierter) verst. Solonez	1. S.-Solonez-Solontschak 2. Krustensäuliger S.-Solonez 3. Mittelsäuliger S.-Solonez 4. Tiefsäuliger (solodierter) S.-Solonez	Entsprechende Zonalböden

Anmerkung: Der Versalzungstyp ist bei den Subvarietäten nicht mehr aufgeführt, da er dem der Varietäten entspricht.

Tabelle 37: Klassifizierung der Solonezböden in der Europäischen UdSSR (123, S. 387).

Verbreitungszone u. Solonezart nach der chem. Zusammensetzung	Subtypen	Subvarietäten	Untere Grenze der Horizonte in cm Tiefe		Grundwasser		Chemismus des Solonezhorizonts			
			A	B	Tiefe in m	Chemismus, Salzkonzentration	HCO_3' in %	T-Wert in mval/100 g Boden	Austausch-Na in mval/100 g Boden	Austausch-Na in % des T-Wertes
Waldsteppe und Wiesensteppe										
Nördliche, ausgelaugte, mächtige u. gewöhnliche Tschernosjome: Soda-Solonez	Wiesen-Solonez	krustensäulig und mittelschichtige Versalzung	2— 5	20—35	2— 4	alkalisch, niedrig	0,01—0,3	50	25—35	50—70
	Wiesen-Solonez	mittelsäulig	5—10	20—35	4—10	mittel	0,1 —0,2	35—45	15—20	40—50
	Steppen-Solonez	tiefsäulig	15—25	35—45	tiefer als 10	mittel	0,05—0,1	27—38	7—10	25—35
Trockensteppe										
Südliche Tschernosjome, kastanienfarbige Böden: Cl-SO_4-Solonez	Wiesen-Solonez	krustensäulig und mittelschichtige Versalzung	3— 7	12—15	2,5—6	hoch	0 05—0,1	50	15—20	25—35
	Wiesen-Solonez	mittelsäulig	7—15	15—35	6 —10	mittel	0,03—0,05	40	10—15	25—35
	Steppen-Solonez	tiefsäulig	15—25	35—45	10—16 und tiefer	mittel	0,03—0,05	25—35	5— 7	15—20

a) Soda-Solonez

Die verschiedenen Geländevertiefungen in der Waldsteppen- und Steppenzone sind zusammen mit den unteren und zuweilen mittleren, schwach entwässerten Flußterrassen derselben Zonen die Hauptverbreitungsgebiete des Soda- und des Sulfat-Soda- bzw. Soda-Sulfat-Solonez. Die Tatsache, daß der Soda-Solonez ausschließlich dort auftritt, wo Bedingungen für eine Wiesenbodenbildung gegeben sind, deutet darauf hin, daß andere Arten des Solonez, etwa sodaversalzte Wiesen-Steppen- und Steppensolonezböden, in der Natur offenbar nicht auftreten, da mit der Trennung des Grundwassers vom Bodenprofil und seiner energieliefernden organischen Substanz die ständigen Sodabildungsprozesse mit ihren Folgen ein Ende finden, ausgenommen die kolloidchemische Sodabildung nach Gedroiz. Die in solchen Verhältnissen manchmal dennoch angetroffenen Böden müssen als Relikte betrachtet werden. Hierzu können besonders die Übergangsformen der ausgelaugten Solonezböden zählen. Entsprechend den z. Z. herrschenden theoretischen Auffassungen über die Evolution des Solonzierungsprozesses nimmt dessen Intensität bei den Unterarten des Soda-Wiesen-Solonez in der Reihenfolge Tiefsäuliger Solonez → Mittelsäuliger Solonez → Krustensäuliger Solonez → Solonez-Solontschak zu, da in dieser Richtung die Versalzung der Böden mit CO_3''-SO_4'' bzw. CO_3'' zunimmt. Im Solontschakstadium hört die Entwicklung der Solonezeigenschaften des Bodens auf. Wie Tabelle 38 zeigt, nimmt der Gehalt an austauschfähigem Na bei den einzelnen Subvarietäten in der angegebenen Reihenfolge zu.

Bei dem ausschließlich mit Na_2CO_3 versalzten krustenscholligen Wiesen-Solonez ist eine derartige starke Ausprägung der Solonezeigenschaften wie bei dem SO_4-Soda-versalzten nicht zu beobachten (vgl. Austausch-Na in Tabelle 38 und Abbildung 36).

Der Grund hierfür liegt offensichtlich in der schwachen Gesamtversalzung sowie in der relativ kurzen Entwicklungsdauer der Solonzierung, was die noch gut erhaltenen, dem Steppenstadium der Bodenbildung eigenen Maulwurfsgänge *(Krotowinen)* beweisen.

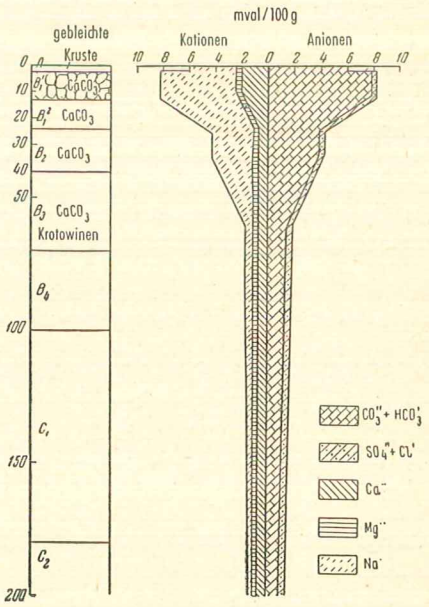


Abb. 36: Krustenscholliger Soda-Wiesen-Solonez. Bei Černigov

Tiefe cm	Austausch-Na % des T-Werts	Humus %	$CaCO_3$ %	$CaSO_4$ %	Fraktion < 2 µ %
0,0—0,5	6,58	0,83	2,1	nichts	3,8
0,5—10	22,34	3,08	7,8	„	7,1
24—34	12,30	1,54	17,3	„	14,7
60—70	13,28	1,17	30,2	„	17,2

Tabelle 38: Zunahme der Solonzierung mit wachsender Versalzung (4, S. 101).

Tiefsäuliger SO_4-Soda-Wiesen-Solonez		Mittelsäuliger SO_4-Soda-Wiesen-Solonez		Krustenscholliger SO_4-Soda-Wiesen-Solonez	
Tiefe in cm	Austausch-Na in % des T-Werts	Tiefe in cm	Austausch-Na in % des T-Werts	Tiefe in cm	Austausch-Na in % des T-Werts
0— 4	14,3	0— 8	29,7	0— 6	18,7
4—18	18,4	15—20	33,2	7—20	94,6
18—35	43,2	30—35	83,5	20—40	67,9
50—71	34,2			40—65	50,0
				65—80	50,0

Die durch die Soda bedingte alkalische Reaktion wirkt sich auf folgende Weise aus:

1. Die Salze der Erdalkalien können die Entwicklung der Solonzierung wegen ihrer geringen Löslichkeit im alkalischen Mittel nicht verhindern, obwohl sie sich oft in merklichen Mengen ansammeln. Dies ist auch die Ursache für den geringen Erfolg von Gipsgaben bei einer Kultivierung von sodaversalzten Solonezböden. In der Kamennaja-Steppe wurden Fälle von Solonezbildung bei Gipssolontschaks beobachtet, die sich in einem der gegenwärtigen Solonzierung vorangegangenen Bodenbildungsstadium entwickelt hatten. Sie enthielten $CaSO_4 \cdot 2H_2O$ in der obersten Bodenschicht.
2. Es gehen wesentliche Veränderungen in Form und Gehalt des Humus vor sich. Die Lösung des Humus als Na-Humat erreicht große Ausmaße. Dieses wird mit der Kapillarbewegung an die Bodenoberfläche hinaufgebracht oder in feuchten Jahreszeiten in tiefere Schichten gewaschen. In jedem Falle treten beträchtliche Humusverluste ein. Tabelle 39 bringt für den in Abbildung 36 dargestellten Boden den Gehalt an H_2O-löslichem Humus.

Tabelle 39: Humusgehalt in einem krustenscholligen Soda-Wiesen-Solonez (4, S. 103).

Tiefe in cm	Gesamt-Humus, %	Wasserlösl. Humus	
		in % des Bodens	in % des Gesamthumus
0 — 0,5	0,83	0,014	1,7
0,5—10	3,80	0,059	1,6
24 —34	1,54	0,049	3,2
60 —70	1,17	nicht best.	nicht best.
190 —200	0,65	„	„

3. Von den am wenigsten stabilen Alumosilikaten und Silikaten des Bodens zerfällt ein Teil und geht als Na-Silikat in die Bodenlösung über. In den Bodenauszügen von Soda-Solonezböden werden regelmäßig 25—60 mg SiO_2 je Liter Lösung festgestellt, während in den Flüssen der Transvolgaregion nur 15—25 mg gefunden werden. Bei äußerst starker Bodenalkalität kann sich auch Na-Aluminat bilden. Durch die Ausscheidung von SiO_2 und Al_2O_3 kann es zu deren Anreicherung in einigen Horizonten und zur Umbildung in kristalline Formen kommen. Es darf aber nicht der Schluß gezogen werden, daß der Solonzierungsprozeß (besonders bei Sodaversalzung) zu einer völligen Zersetzung der Alumo- und Ferrisilikate bis zu Bildung ihrer Endzerfallsprodukte ($SiO_2 \cdot nH_2O$, $Fe_2O_3 \cdot nH_2O$, $Al_2O_3 \cdot nH_2O$) und zu einer Anreicherung dieser Endprodukte im verdichteten Solonezhorizont führt. Das Na-Silikat kann durch doppelte Umsetzung mit Mg-Salzen das hinreichend stabile Mineral Kerolith $Mg_3(OH)_2Si_4O_{10} \cdot nH_2O$ (J. J. Ginsburg 1951; 143, S. 566) bilden, welches meist kolloide Dispersität aufweist. Das Na-Aluminat ergibt bei der Hydrolyse zunächst amorphes $Al(OH)_3$, das in Boehmit ($Al_2O \cdot H_2O$) oder Hydrargillit ($Al_2O_3 \cdot 3H_2O$) übergeht. Die Bildung von kolloiddispersen sekundären Mineralien im Zusammhang mit der Solonzierung ist bisher kaum berücksichtigt worden. Es konnte festgestellt werden, daß die solonzierten Horizonte der untersuchten Böden eine günstige Mineralzusammensetzung in den Tonfraktionen zeigen. Der Boden in Abbildung 36 enthält in 0,5—10 cm Montmorillonit, Kerolith, Muskovit und Quarz, in 24—34 cm (B_2) Mg-Beidellit und Montmorillonit, in 60—70 cm Montmorillonit und Kerolith. Der Kerolith findet sich demnach gerade in den Horizonten (0,5—10 und 60—70), die deutliche Merkmale von Solonzierung aufweisen.

b) Chlorid-Sulfat- (oder Sulfat-Chlorid-) Solonez

Die Entstehungsbedingungen für diese Wiesensolonezart sind hinsichtlich der Grundwasserverhältnisse die gleichen wie bei dem Soda-Solonez, doch gelangt hier der Solonzierungsprozeß wegen des Fehlens von alkalisch reagierenden Na-Salzen im allgemeinen nicht zu der Ausprägung, wie sie bei dem Sodasolonez zu beobachten war. Der Sorptionskomplex des letzteren ist meistens viel stärker mit Na^+ belegt (vgl. auch Abbildung 30 und 31). Die Voraussetzung für eine Na-Anlagerung bei einer Cl-SO_4- oder SO_4-Cl-Versalzung ist hinreichend erörtert worden. Bei allen untersuchten Wiesensolonezböden dieser Art wird sie durch eine scharf ausgeprägte, alljährlich wechselnde Versalzung und Entsalzung des Profils bewirkt. Der Solonez mit oberschichtiger Versalzung oder Solonez-Solontschak enthält in seinem gewöhnlich scholligen (zuweilen prismatischen) Solonezhorizont bereits über 0, 35% leichtlösliche Salze, weswegen die Bodenmasse nach unten durch die ausflockende Wirkung der Elektrolyte schnell körnig wird. Das Grundwasser schwankt zwischen 1,5 und 5 m Tiefe; es enthält 15—50 g/l Salze. Der Horizont mit dem größten Salzgehalt liegt unmittelbar unter dem Solonezhorizont. In man-

chen Fällen, wenn stärker mineralisiertes Grundwasser sehr hoch steht, wird die Masse der leichtlöslichen Salze außerordentlich nahe zur Oberfläche herangebracht. Während Gips in merklichen Mengen nur ab 40—50 cm Tiefe erscheint, tritt kohlensaurer Kalk in bedeutendem Ausmaß schon im Oberflächenhorizont auf.

Der vielfach festgestellte hohe Anteil an Erdalkalien unter den Salzen läßt vermuten, daß ein Absinken des Grundwassers und eine nachfolgende Entsalzung lediglich zur Bildung von solonzierten hellkastanienfarbigen (dies sind die entsprechenden Zonalböden) oder sogar nichtsolonzierten Böden führen wird. In einigen der untersuchten Solonez-Solontschaks ist der obere Teil des B-Horizonts bereits entsolonziert. Dagegen weiß man nicht, ob sich Solonezeigenschaften bei einer weiteren Trennung des Grundwassers vom Bodenprofil entwickeln können. Bei dem in der Bodenlösung festgestellten Verhältnis $Na^{+}:Ca^{++} + Mg^{++}$ von 3:1 besteht Veranlassung anzunehmen, daß hier mit der Zeit helle kastanienfarbige oder Wiesen-kastanienfarbige solonzierte Böden, nicht aber Solonezböden der weiteren Entwicklungsphasen entstehen werden. Somit dürfte der mit Chloriden und Sulfaten versalzte Solonez-Solontschak nicht immer der Vorgänger der entsprechend folgenden Subvarietäten (vgl. Tab. 36) sein. Letztere können in ihren Anfangsstadien in der Regel auch einen besonderen Prozeß der Solonzierung und Versalzung mitgemacht haben. Trotzdem bleibt ihre Entstehung auf dem Wege der Entsalzung der Solonez-Solontschaks bei besonders günstigen Konzentrationsverhältnissen von ein- zu zweiwertigen Kationen in der Bodenlösung offen.

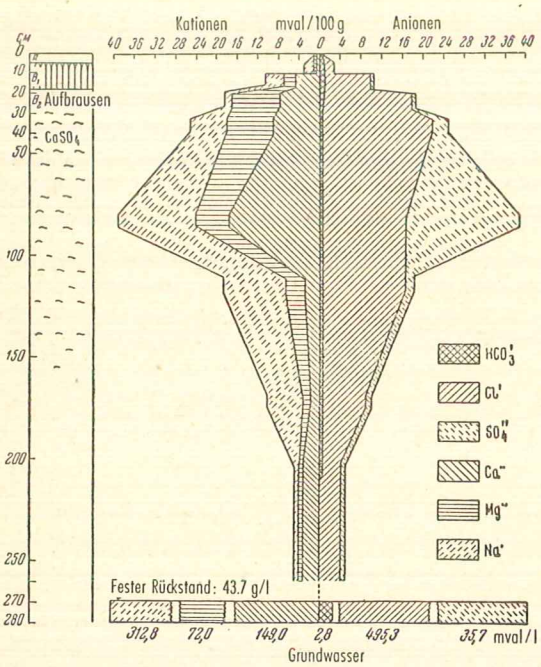


Abb. 37: Krustensäuliger Sulfat-Chlorid-Wiesen-Solonez. Talaue des Kamyslak

Tiefe cm	Austausch-Na in % des T-Werts	$CaCO_3$ %	$CaSO_4$ %
0—4	31,6	1,5	Ausscheidungen unterhalb 40 cm
5—10	39,0	2,0	

Ebenso wie der Solonez-Solontschak ist der krustensäulige Solonez durch einen merklichen Gehalt an leichtlöslichen Salzen bereits im Solonezhorizont gekennzeichnet.

Unmittelbar darunter folgt der Salzhorizont. Beide Schichten sind aber im Vergleich zu denen des ersteren Bodens schärfer abgegrenzt, was vermutlich durch die stärkeren jahreszeitlichen Spiegelschwankungen des Grundwassers bedingt wird. Ferner hat dieser Boden einen bereits klar abgegrenzten, entsalzten und entsolonzierten A-Horizont (siehe Abbildung 37), auf den der B_1 mit gut ausgebildeten Säulen folgt. Das $CaCO_3$ ist auch hier im ganzen Profil vorhanden, und die $CaSO_4$-Durchsetzung beginnt relativ hoch (bis 40 cm).

In der Kaspischen Tiefebene ist der krustensäulige Solonez beiderseits der Volga sehr verbreitet. Er entsteht hier auf ebenem Gelände. Durch die Auslaugung eines Teils der Salze und die Schrumpfung der verdichteten Horizonte findet aber mit der Zeit eine kaum sichtbare Einsenkung der Solonezflächen statt. Zusammen mit den Wiesenkastanienfarbigen Böden bilden sie verbreitete Komplexe. Als typische Vegetation herrschen die Wermutarten *(Artemisia pauciflora, A. maritima salina), Pyrethrum achilleifolium* und *Camphorosma monspeliacum* vor.

In der gleichen Gegend finden sich bei schwachmineralisiertem Grundwasser die ein stärker ausgelaugtes und solodiertes Profil aufweisenden mittel- und tiefsäuligen Unterarten des Cl-SO_4-Wiesensolonez. Sie liegen besonders an den tieferen Stellen des Reliefs, wo sich im Frühjahr die Schmelzwässer ansammeln. Diese speisen das Grundwasser, wodurch die Salzhorizonte im Boden zwar regelmäßig gehoben werden, im Endergebnis aber durch das Sickerwasser tiefer hinabgedrückt werden als bei den vorhergehenden Formen. Auch sind die Horizonte mit Karbonatkonkretionen und Gips bei den tiefsäuligen Formen deutlich abgesetzt, ersterer von 25 bis 40 cm an, letzterer bei 60 cm und tiefer.

2. Wiesen-Steppen-Solonez

Wie aus Tabelle 36 hervorgeht, stellen die Cl-SO_4-Wiesen-Steppen-Solonezböden verschiedene Phasen der Bodenumbildung unter dem Einfluß der Ablösung der Wermutflora durch die Wiesensteppen- und Steppenvegetation dar. Ursache dieser Versteppung ist das allmähliche Absinken des Grundwasserspiegels. Durch dessen periodische Schwankungen sowohl im Laufe des Jahres als auch im langjährigen Durchschnitt muß für die Grundwassertiefe, bei der die Voraussetzungen für die Entwicklung des Wiesen-Steppen-Solonez gegeben sind, ein relativ großer Spielraum angenommen werden. Es werden daher recht verschiedene Grenzwerte genannt, die sich zwi- 3 und 8 m Tiefe bewegen (73, S. 8). Letztere Zahl gilt hauptsächlich für die Flußtäler des Transvolgagebiets, wo der Wiesen-Steppen-Solonez auf den ersten Aufschüttungsterrassen besonders stark verbreitet ist. Sinkt der Grundwasserspiegel hier auf die Dauer unter 8 m hinab, so treten bereits die Voraussetzungen für eine Versteppung der Solonezböden ein.

Das Wiesen-Steppenstadium der solonzierten Böden ist durch Übergangsformen der Pflanzengesellschaften gekennzeichnet. Die für den Wiesen-Solonez charakteristischen Pflanzengruppen *(Artemisia-Camphorosma)* werden von Wiesen-Steppenformen (Beteiligung von

Festuca) verdrängt. Hierbei entsprechen dem ersten Pflanzenkomplex die Anfangsphasen der Versteppung (krusten-, mittelsäulige) und der letzten Gruppe die reiferen Übergangsstadien (mittel- und tiefsäulige).

Der schwindende Einfluß des Grundwassers bei den Solonzierungsprozessen macht das Fehlen von Solonez-Solontschaks in der Reihe der Wiesen-Steppen-Solonezformen verständlich. Der morphologische Profilaufbau des krustensäuligen SO_4-Cl-Solonez zeigt, daß hier im Gegensatz zu der analogen Form des Wiesen-Solonez ein Karbonathorizont auftaucht und auch gleichzeitig in etwa 40 cm Tiefe deutliche Gipsausscheidungen stattfinden. Die Zone größter Gipsanreicherung liegt allerdings in beträchtlicher Tiefe (etwa 100 cm). Das Salzprofil ist stark in die Länge gezogen (20—200 cm Tiefe) und ist schwächer ausgeprägt als beim Wiesen-Solonez. Demnach erfolgt hier eine stärkere periodische Auswaschung der Salze in die Tiefe. Der Anteil des Austausch-Na am T-Wert ist im ganzen ebenfalls geringer als bei den entsprechenden Wiesen-Solonezböden.

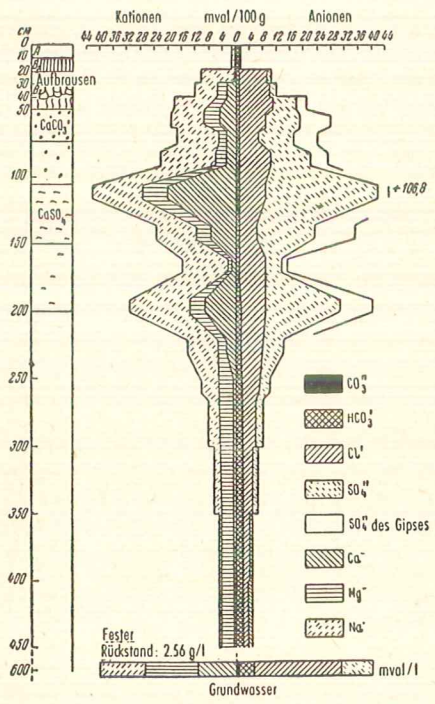


Abb. 38: Mittelsäuliger Sulfat-Chlorid-Wiesen-Steppen-Solonez. Talaue des Eruslan

Tiefe cm	Austausch-Na+K in % des T-Werts	Humus %	$CaCO_3$ %	$CaSO_4$ %	Fraktion < 2 µ %
0—8	4,7	1,73	nichts	nichts	12,9
8—18	17,2	1,86	„	„	41,3
18—28	18,6	1,38	2,3	„	24,4
28—38	22,1	0,68	10,8	„	33,8
38—48	Keine Best.	0,69	13,2	0,21	32,7
52—60	Keine Best.	0,61	15,5	0,59	32,7

Bei der Klärung der Frage, welche Bedeutung das Grundwasser für die Versalzungs- und Entsalzungsprozesse in einem bestimmten Boden hat, ist die sogenannte relative kritische Grundwassertiefe zu berücksichtigen, die von der Salzkonzentration des Grundwassers abhängt. Je höher diese ist, aus desto größerer Tiefe kann das Grundwasser während der heißen Jahreszeit eine Versalzung der oberen Bodenhorizonte hervorrufen. Umgekehrt findet bei einer schwachen Grundwassermineralisierung eine jahreszeitliche Versalzung der oberen Bodenschichten nur dann statt, wenn das Grundwasser genügend nahe herankommt.

Die mittelsäuligen Unterarten ähneln in ihrem Aufbau den krustensäuligen, wenn sie sich in den Anfangsstadien der Versteppung befinden. Ein Beispiel hierfür bildet der Boden in Abbildung 38, der noch öfters von dem relativ nahen Grundwasser (5—6 m) befeuchtet

wird. Aber er enthält schon einen deutlich abgegrenzten $CaCO_3$-Horizont (Konkretionen), während der Gipshorizont beträchtlich tiefer liegt. In den mittelsäuligen Böden der späteren Versteppungsphasen verschiebt sich das Salzprofil als Ganzes weiter nach unten und auch der Gehalt an austauschbarem $Na^{\cdot}$ geht relativ zurück.

Die tiefsäuligen Formen des SO_4-Cl-Wiesen-Steppen-Solonez sind selten und stehen, wenn sie vorkommen, den versteppten Solonezböden sehr nahe.

3. Steppen-Solonez

a) Versteppter Cl-SO_4-Solonez

Der Zeitraum, welcher für den Übergang der Cl-SO_4-versalzten Wiesensolonezarten in die versteppten Arten nötig ist, hängt wahrscheinlich von der Oberflächenbefeuchtung und damit von der Art der Vegetationsdecke ab. In der Subzone der dunklen kastanienfarbigen Böden vollzieht sich die Versteppung der Solonezböden und ihr Übergang in solonzierte kastanienfarbige Böden bei einem Abfall des Grundwasserspiegels über 8—9 m Tiefe hinaus. Die Solonezeigenschaften und die Versalzung in ihnen erhalten Reliktcharakter. Die Geschwindigkeit der weiteren Entsalzung und Entsolonzierung hängt dann von der Durchfeuchtung des Profils mit Sickerwasser ab. In den genannten Subzonen der kastanienfarbigen Böden überwiegen die tief- und mittelsäuligen Subvarietäten. Im Bereich der hellen kastanienfarbigen und der braunen Böden können die vom Grundwasser getrennten Profile der versteppten Solonezböden infolge der ungenügenden Feuchtigkeit eine gut ausgeprägte Reliktsolonzierung und -versalzung lange bewahren. Die Frühjahrsfeuchtigkeit dringt hier in der Regel nicht tiefer als 60 cm ein. Demgemäß kann man eine Entwicklung aller Subvarietäten des versteppten Solonez erwarten, wobei sogar die ihnen entsprechende Vegetation erhalten bleibt, die ihrerseits zur Aufrechterhaltung und Entwicklung der Solonzierung an Stellen beiträgt, in denen sich Salze ansammeln. Das Salzprofil des versteppten Solonez (siehe Abbildung 39) ist stark auseinandergezogen und erstreckt sich von 60 bis 370 cm Tiefe. Zusammen mit der Verlagerung der Gipszone in 300 cm Tiefe beweist diese Erscheinung das Vorhandensein einer wenn auch schwachen Auswaschung und das Fehlen einer Salzansammlung unterhalb des Solonezhorizonts. Dennoch ist ein gewisser periodischer Aufstieg von Na-Salzen zu beobachten, die sich im verdichteten Horizont von den Erdalkaliionen differenzieren und die Solonzierung aufrechterhalten.

b) Cl-SO_4-Steppen-Solonez

Diese letzte Gruppe von Solonezböden ist chlorid-sulfatversalzt und kann offenbar keine Soda enthalten, weil sie zumindest gegenwärtig keine Verbindung zum Grundwasser hat. Da sie hauptsächlich auf versalztem Quartär verbreitet ist, pflegt man anzunehmen, daß sie sich nach dem Schema Solontschak → Solonez (Entsalzung des salzreichen Gesteins und Ausbildung des Solonzierungs-

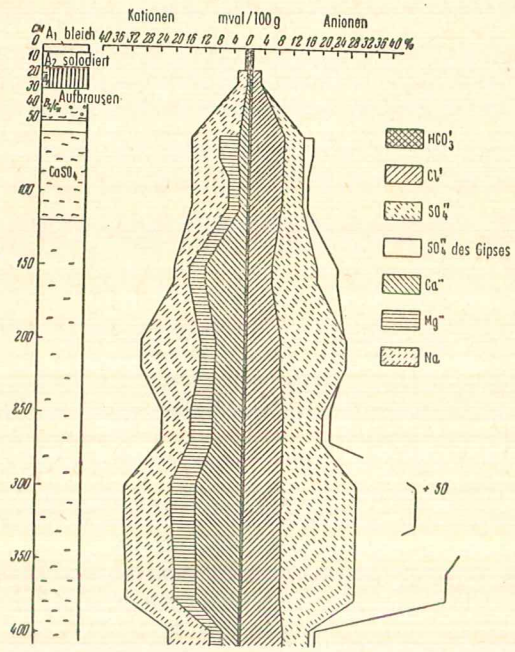


Abb. 39: Tiefsäuliger, versteppter Sulfat-Chlorid-Solonez. Westliche Küstenniederung des Kaspisees

Tiefe cm	Austausch-Na+K in % des T-Werts	Humus %	$CaCO_3$ %	$CaSO_4$ %	Fraktion $< 1\,\mu$ %
0—10	5,11	1,85	nichts	nichts	3,75
16—24	30,60	1,98	0,6	„	24,19
60—75	14,32	0,66	11,10	0,14	16,91
90—100	12,47	Keine Best.	10,40	0,06	17,90

horizonts nach Gedroiz) entwickelt. Andererseits wird sie als Beweis für die Entstehung des Solonez in der Zone der kastanienfarbigen Böden auf dem Wege der Degradierung (nach Vil'jams) herangezogen.

Welche Auffassung der Wahrheit am nächsten kommt, bleibt offen. Zur Lösung dieser Frage sind vor allen Dingen paläogeographische Studien und eine Erforschung der Wasserhaushalte erforderlich. Zur Zeit liegen einige Befunde vor, darunter von Pollenanalysen, die vermuten lassen, daß die Räume, in welchen der Steppensolonez gegenwärtig am häufigsten vorkommt, in früheren Zeiten andere und zwar feuchtere Bedingungen hatten. Sollte diese Annahme richtig sein, so sind die vorangegangenen, ausführlich dargelegten Konzeptionen leicht auf die Genetik der jetzigen Steppensolonezböden auszudehnen.

Ihre stärkste Verbreitung erlangten die Böden in der Zone der kastanienfarbigen Böden im Stalingrader Gebiet entlang der Volga. Auf den erodierten Hängen der Wasserscheiden nehmen sie hier 80% der Fläche ein. In wesentlich geringerem Umfang, aber noch ziemlich häufig, trifft man sie auch weit außerhalb des Bereichs der kastanienfarbigen Böden an. Überall ist ihr Vorkommen deutlich mit zu Tage tretendem salzreichem Gestein an den Flanken der höheren Wasserscheiden verknüpft. Langjährige Untersuchungen der Beziehungen zwischen den zonalen Steppenböden und den Steppensolonezböden im Bereich des Volgagebietes haben viele Fragen hinsichtlich der Verteilung der einzelnen Subvarietäten im Raum geklärt. Je ebener z. B. ein Gelände ist, um so ausgedehnter ist die Fläche des krustensäuligen Solonez. Bei sanft geneigter oder merklich welliger Oberfläche überwiegt der tiefsäulige Solonez. Auf den ebenen Was-

serscheiden oder den flachen Erosionsterrassen herrscht der krusten-, auf den steileren Hängen der tiefsäulige Solonez vor. Beide Formen bilden zusammen mit den hellen kastanienfarbigen Böden bunte Komplexe, deren Teilflächen klar an den Pflanzenbeständen erkennbar sind. Zwischen den Veränderungen im Bodenprofil und solchen in der Zusammensetzung der Pflanzengesellschaften besteht eine überragend deutliche Parallelität. Man findet auf den erwähnten Bodenkomplexen hauptsächlich zwei Pflanzengesellschaften: 1. Die Halbwüstenformation des schwarzen Wermuts *(Artemisia pauciflora, Camphorosma monspeliacum* und *Kochia prostrata),* in der Gramineen nahezu fehlen. 2. Die Übergangsformen zur Steppe und Wiesensteppe, bestehend aus *Festuca sulcata* und *Pyrethrum achilleifolium,* daneben auch schon der weiße Wermut *(Artemisia maritima incana),* während *Art. pauciflora* stark zurückgeht. Schließlich kommen auch überwiegend aus Gräsern *(Festuca, Stipa)* bestehende Gesellschaften vor, die aber nur auf den nicht- oder schwächst solonzierten Komplexteilen in den größeren Reliefvertiefungen vorkommen. Charakteristisch sind nun die streng gesetzmäßigen Beziehungen zwischen den beiden ersten Formationen und den eigentlichen Solonezböden. In auffallender Weise ist die Wermutgesellschaft fast ausschließlich nur auf dem krustensäuligen Solonez zu finden, während der tiefsäulige durch mannigfaltige Übergangsformen von der Wermutzur typischen Festuca-Pyrethrumformation gekennzeichnet ist. Das gleiche gilt auch von dem mittelsäuligen Solonez, der zusammen mit den stark solonzierten hellen kastanienfarbigen Böden den Standort für eine Mischform der beiden Formationen bildet *(Pyrethrum, Kochia prostrata,* vereinzelt *Festuca,* selten *Artemisia pauciflora).* Der in Abbildung 40

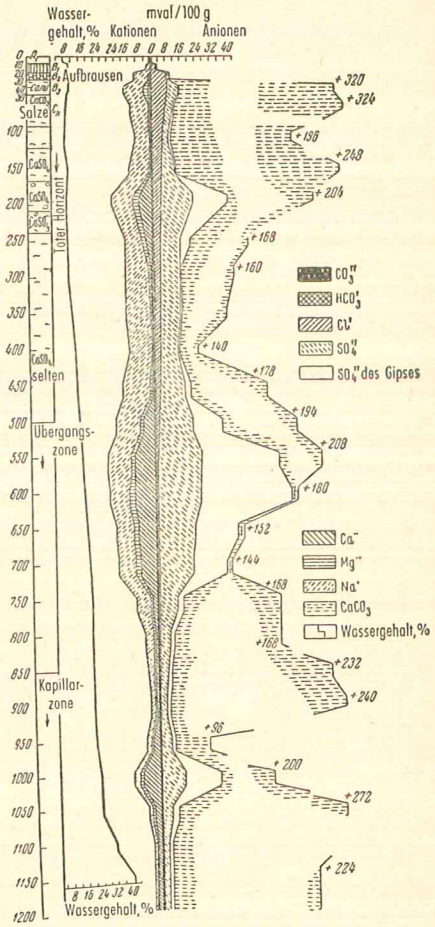


Abb. 40: Mittelsäuliger Sulfat-Chlorid-Steppen-Solonez. Ergenihöhen

Tiefe cm	Austausch-Na % d. T-Werts	Humus %	$CaCO_3$ %	$CaSO_4$ %	Fraktion $< 1\,\mu$ %
1—8	17,7	1,91	nichts	nichts	13,0
10—18	19,2	1,64	0,35	„	43,3
22—30	23,3	1,16	0,30	„	43,4
40—48	23,3	0,64	15,6	Spuren	30,3
65—75	23,3	—	16,2	„	29,8

dargestellte Boden bildet den Bestandteil eines solchen dreigliedrigen Komplexes (Solonez, helle kastanienfarbige und Wiesen-kastanienfarbige Böden). Der Untergrund ist ein deluvialer Lößlehm, der schichtweise bis in größere Tiefen hinab von Karbonaten (bis 10% und mehr), Gips (1—2% und stellenweise stärker), NaCl und Na_2SO_4 (etwa 1%) durchsalzt ist. Auffallend ist die regelmäßige Ablösung der $CaCO_3$-Zonen durch die Gipszonen. Sie deutet eine Aufeinanderfolge der Ablagerungsschichten (vermutlich lakustrisch-sumpfiger Art) oder mehrerer CO_3''-SO_4''-Bodenprofile an, wobei die Karbonatzone über der des $CaSO_4$ liegt. Der Bodenbildungsprozeß erfaßt nur die oberen 250 cm. Es erfolgte eine NaCl-Anreicherung im obersten Profilteil (50—75 cm). Die Höchstwerte für Gips liegen bei etwa 150—200 cm (in krustensäuligen Formen bei etwa 50—150 cm). Die oberen Maxima des NaCl und Na_2SO_4 sind wahrscheinlich einerseits durch das Auswahlvermögen der Vegetation und andererseits durch die differenzierende Wirkung des Solonezhorizontes auf die Salze bedingt (vgl. S. 109).

Das Feuchtigkeitsprofil des Untergrunds (Kurve links und neben dem Salzprofil) zeigt, daß das Grundwasser gegenwärtig kaum eine bedeutende Rolle bei den Versalzungsprozessen der oberen Bodenschichten spielt. Allerdings kann sein Einfluß auf die Umlagerung der Salze in den Untergründen und Böden keineswegs gänzlich geleugnet werden. Über dem in 12 m Tiefe befindlichen Grundwasserspiegel ist eine Schicht mit einem relativ höheren Feuchtigkeitsgehalt zu bemerken, die sich nach oben bis auf 6—7 m der Bodenoberfläche nähert. Über ihr liegt der „tote Horizont", der bis auf etwa 1,5 m Tiefe hinaufreicht.

Der gegenwärtige Solonzierungsgrad der Steppen-Solonezböden wird durch die oben erwähnten Faktoren aufrechterhalten, während die Entsolonzierungs- und Versteppungsprozesse in der Wüstensteppe außerordentlich langsam verlaufen. Daher sind hier auch alle Subvarietäten des Steppensolonez anzutreffen.

Vierter Teil

Alle Maßnahmen zur Verbesserung der versalzten Böden zielen auf eine Beseitigung der schädlichen Salze sowie auf eine Verringerung des Gehalts an austauschfähigem Natrium und eine Behebung der durch das Austausch-Na hervorgerufenen Eigenschaften ab. Je nach der Art der gestellten Aufgabe können alle versalzten Böden in kulturtechnischer Hinsicht in zwei große Gruppen eingeteilt werden: Die eine umfaßt Böden, deren landwirtschaftlicher Wert hauptsächlich durch einen hohen Salzgehalt in der obersten Bodenschicht gemindert wird. Hierzu zählen die eigentlichen versalzten Böden und Solontschaks. In der anderen Gruppe werden alle solonzierten Böden zusammengefaßt. Ihr Profil hat sich unter dem Einfluß der hohen Belegung des Sorptionskomplexes in einer für den Pflanzenbau ungünstigen Weise verändert. Daneben sind in beiden Gruppen sehr oft Böden vertreten, die zu ihrer Kultivierung sowohl eine Entsalzung als auch eine Entsolonzierung erfordern.

VII. Melioration der Solontschakböden

Aus den Gesetzmäßigkeiten der Salzansammlung in den ariden Böden geht hervor, daß Bemühungen zur Verminderung des Salzgehaltes im Boden ohne wesentlichen Erfolg bleiben, wenn nicht gleichzeitig die Verdunstung von salzreichem Grundwasser unterbunden wird. Solange der Versalzungsgrad des Bodens noch ein Pflanzenwachstum erlaubt, kann bei einer primitiven Bodennutzung in unbewässerten Verhältnissen die unmittelbare Grundwasserverdunstung von der Bodenoberfläche und damit die weitere Zufuhr von Salzen durch den Anbau von salzresistenten, mehrjährigen Gräsern zur Heugewinnung (z. B. *Hordeum Bogdani, Alopecurus ventricosus, Beckmannia eruciformis, Lotus tenuifolius* u. a.) verhindert werden (123, S. 390). Bei stärker versalzten Böden versagt diese Methode, da auf ihnen nur ausgesprochene Halophyten gedeihen, die für die landwirtschaftliche Erzeugung ohne Bedeutung sind. Der hohe Arbeits- und Kapitalaufwand bei der Melioration von stark versalzten Böden und Solontschaks macht sich heute nur bezahlt, wenn sich Möglichkeiten für einen Anbau von wertvollen Nutzpflanzen (Baumwolle, Zuckerrüben, Tabak, Zitrusfrüchte, Reis), ferner von ertragreichen bodenverbessernden Futterpflanzen wie Luzerne ergeben. Die meisten dieser Kulturarten bringen nur bei Bewässerung lohnende Erträge. Die nachstehenden Betrachtungen betreffen daher in der Hauptsache Ländereien, die entweder nach ihrer Melioration in Bewässerungskultur genommen werden sollen, oder solche, die bereits

bewässert wurden und aus verschiedenen Gründen sekundär versalzt sind.

Die gründlichste Maßnahme zur Entsalzung der stark versalzten Böden und Solontschaks auf längere Dauer ist die ein- oder mehrmalige Auswaschung der Salze mit größeren Wassermengen. Zuweilen empfiehlt man auch einen Anbau von salzspeichernden Pflanzen, besonders von bestimmten Chenopodiaceen, die man abmäht und vom Felde entfernt (123, S. 391). Auch räumt man die Salzkruste von der Bodenoberfläche ab. Diese Verfahren ergeben zwar für den Augenblick eine merkliche Verminderung des Salzgehaltes, doch üben sie keine Wirkung auf den Salz-Wasser-Haushalt des Bodens aus, so daß bei gleichbleibenden Grundwasserverhältnissen und erst recht bei ansteigendem Grundwasserspiegel nach Beginn der Bewässerung der ursprüngliche Zustand sehr bald wieder hergestellt wird. Demnach muß jede Melioration eine entsprechende Umgestaltung der Grundwasserverhältnisse in sich einschließen. Besonders gilt dies für die Durchwaschungen, die nur dann einen Sinn haben, wenn Vorkehrungen getroffen werden, daß die mit dem Sickerwasser aufgelösten und ins Grundwasser gelangenden Salze sich nicht erneut in der obersten Bodenschicht ansammeln. In diesem Zusammenhang ist die *relative kritische Grundwassertiefe,* d. h. der bei der jeweils vorhandenen Salzkonzentration des Grundwassers zulässige Höchststand (vgl. auch Seite 136) ein sehr wichtiger Wert, der sowohl für jedes Kultivierungsvorhaben als auch für bereits bestehende Bewässerungssysteme zur Verhinderung einer Bodenversalzung bekannt sein sollte. Für bewässerte Lehmböden der Vachšterrassen werden folgende kritische Grundwassertiefen in Abhängigkeit von der Salzkonzentration angegeben:

Tabelle 40: Kritische Grundwassertiefen im Vachštal (47, S. 381).

Mineralisierung des Grundwassers in g/l	Kritische Grundwassertiefe in m
< 0,1	etwa 1
1,5	„ 1,5
2—3	„ 2,5
3—10	„ 3,0
20—30	„ 3,5

Im Tal des Salt River in Arizona muß in den Entwässerungsbrunnen, mit deren Hilfe dort das überschüssige Grundwasser weggepumpt wird, ein Grundwasserspiegel von rund 4,5 m Tiefe eingehalten werden (102, S. 130), um in den umliegenden Ländereien einen Salzaufstieg bis zur durchwurzelten Schicht zu verhindern. Abgesehen von dieser und einigen anderen Ausnahmen liegt die kritische Grundwassertiefe im allgemeinen etwas höher. Falls zusätzlich keine periodischen Durchwaschungen durchgeführt werden, beträgt sie bei den westamerikanischen Bewässerungsböden etwa 1,8 m (102, S. 126). Auf die entsprechenden Angaben für die eurasischen Trockengebiete wurde bei der Betrachtung der Gesetzmäßigkeiten der Grundwasserversalzung eingegangen.

Eine Ursache für die starken Schwankungen der kritischen Grundwassertiefen in den einzelnen Gebieten sind neben der unterschiedlichen Verdunstungsintensität des Grundwassers und der mechanischen Zusammensetzung der Böden auch die Art und Menge der im Grundwasser gelösten Salze selbst. Salzfreies, hohes Grundwasser bildet in ariden Verhältnissen eine sehr willkommene Erscheinung, da sie dem Pflanzenbestand eine ständige Süßwasserzufuhr sichert. Zu erreichen ist dieses Ziel allerdings nur durch eine geschickte, wohlausgewogene Bewässerungstechnik, bei der die salzhaltigen Grundwasserlösungen gerade mit so viel frischem Bewässerungswasser überschichtet werden, als an Grundwasser auf dem Wege der natürlichen oder künstlichen Dränung aus dem Bewässerungssystem abfließt. Zur Aufrechterhaltung dieses günstigen Zustands ist die Kenntnis der sogenannten *kritischen Grundwassermineralisierung* erforderlich, d. h. derjenigen Salzkonzentration des Grundwassers, bei der an einem gegebenen Ort die Bodenversalzung beginnt. In der Baraba-Niederung beträgt die für einen erfolgreichen Anbau von landwirtschaftlichen Kulturpflanzen im äußersten Fall zulässige Salzkonzentration des Grundwassers bei alkalischer Versalzung 4 g/l, bei Cl-SO_4-Versalzung 7 g/l. Hervorragende Baumwollerträge (60—70 dz/ha) werden in Azerbaidžan nur auf solchen Böden erreicht, die in den oberen zwei Metern des Bodens während der Vegetationszeit nicht mehr als 0,1—0,5 % Salze enthalten und deren Grundwasser entsprechend höchstens 5 g/l Salze aufweist (100, S. 55). Es ist unzweckmäßig, von vorneherein Vorkehrungen zur Ableitung eines Grundwassers zu treffen, dessen Salzkonzentration unterhalb des kritischen Wertes liegt, denn das führt nur zu einer Trennung des Kapillarsaumes von der durchwurzelten Bodenschicht. Hierdurch verschlechtern sich die Befeuchtungsverhältnisse, da die hydromorphen Böden in Steppen- und Wüstenböden verwandelt werden, die eine stärkere Oberflächenbewässerung verlangen. Erst wenn die kritische Grundwassermineralisierung bedeutend überschritten wird und der Grundwasserstand über die kritische Tiefe hinaussteigt, entsteht die Notwendigkeit, mit Hilfe von wasserbaulichen Maßnahmen den Grundwasserspiegel auf eine Tiefe zu bringen, die eine Abtrocknung des Bodens und Abschwächung der Verdunstung gewährleistet (120, S. 76).

Einen Überblick über die Beziehungen zwischen Versalzungsgrad und kulturtechnischen Maßnahmen bei den bewässerten Böden der UdSSR gibt Tabelle 41. Wie man sieht, bedürfen nur die am stärksten versalzten Böden einer besonderen, tiefen Dränung. In sehr vielen Fällen genügen bei schon geringem natürlichem Grundwasserabfluß zeitweilige Durchspülungen des Bodens in Verbindung mit sorgfältigen ackerbaulichen Maßnahmen zur Verminderung der Verdunstung des Bodenwassers von der freien Bodenoberfläche. Weiterhin deutet die Übersicht die mannigfaltigen Möglichkeiten zur Fernhaltung der Salze von dem Pflanzenbestand mit Hilfe von verstärkten Wassergaben während der Vegetationszeit und zusätzlichen Wässerungen in der Zeit der jahreszeitlichen Entsalzungsphasen an. Bei den Solontschaks versagen diese Maßnahmen gewöhnlich, da die

Tabelle 41: Versalzungsgrad und kulturtechnische Maßnahmen bei bewässerten Böden der UdSSR (Salzgehalt in 0—50 cm Boden in %) (120, S. 54).

	Mugano-Saljanische Steppe, Kaspische Niederung	Vachš, Hungersteppe, Murgab	Chorezm, Kaška-Darja	Buchara, Zentrale Fergana
Salzfreie Böden. Üppige Baumwollbestände.				
Fester Rückstand . . .	< 0,1	< 0,2	< 0,3	< 0,5—0,6
Cl'	< 0,005	< 0,005	< 0,005	< 0,005
SO_4''	< 0,03	< 0,05	< 0,15	< 0,03
Schwachversalzte Böden. Entwicklung der Baumwollpflanzen befriedigend. Sorgfältige Wassergaben und Verringerung der Verdunstung von der Bodenoberfläche.				
Fester Rückstand . . .	0,1 —0,3	0,3 —0,5	0,5 —0,8	0,8 —1,2
Cl'	0,005—0,01	0,005—0,03	0,005—0,03	0,005—0,01
SO_4''	0,03 —0,08	0,1 —0,2	0,2 —0,4	0,3 —0,6
Mäßig versalzte Böden. Bestände lückig, Entwicklung gehemmt. Häufigere Wassergaben und sorgfältige Bestellungs- und Pflegemaßnahmen.				
Fester Rückstand . . .	0,3 —0,5	0,5 —0,8	0,8 —1,0	1,2 —1,5
Cl'	0,01—0,05	0,03—0,05	0,03—0,06	0,01 —0,03
SO_4''	0,1 —0,3	0,2 —0,5	0,4 —0,6	0,6 —0,8
Starkversalzte Böden. Einzelstauden, Zwergwuchs, 1—3 Kapseln. Vorbeugende Winterwässerung und zusätzliche Wassergaben. Einzelne Sammeldräne.				
Fester Rückstand . . .	0,5 —0,8	0,8—1,0	1,0 —1,5	1,5 —2,0
Cl'	0,05—0,10	0,0—0,15	0,05—0,10	0,02—0,05
SO_4''	0,3 —0,5	0,5—0,7	0,7 —0,9	0,9 —1,2
Solontschaks. Kein Auflaufen der Saat. Durchwaschungen und zusätzliche Wassergaben. Entwässerung mittels eines tiefen Dränetzes.				
Fester Rückstand . . .	> 1,0	> 1,2	> 1,5	> 2,0
Cl'	> 0,1	> 0,1	> 0,1	> 0,05
SO_4''	> 0,5	> 0,8	> 1,0	> 1,5

Durchwaschungen bei oberflächennahem, versalztem Grundwasser zu einer Verstärkung des Versalzungsprozesses führen. Der Erfolg sowohl der periodischen Durchwaschungen als auch der gründlichen Meliorationen auf lange Sicht ist also in der Hauptsache eine Frage der Beherrschung des Grundwasserhaushaltes eines Bodens bzw. eines zusammenhängenden Bewässerungsbereichs.

1. Landnutzung bei alljährlicher Erneuerung der Versalzung

Wie die verschiedenen Formen des Salzhaushaltes gezeigt haben, weisen die jahreszeitlichen Versalzungsfaktoren nach der sommerlichen Salzanhäufungsphase in bewässerten Böden weit höhere Werte auf als in unbewässerten. Die üblichen Wassergaben während der Vegetationszeit können nicht verhindern, daß die Krume zum Herbst wieder stark versalzt ist. In Gegenden, die zu wenig Winterfeuchtigkeit für eine ausreichende Entsalzung des Profils erhalten, bildet sich auf diese Weise ein irreversibler Versalzungshaushalt aus, der eine weitere Nutzung des Bodens bald unmöglich macht. In den seit Jahrhunderten bestehenden Oasen der Trockengebiete Mittelasiens wendet man bei den zur Versalzung neigenden Böden Maßnahmen an, die ihrem Wesen nach eine Beseitigung der Folgen der sommerlichen Versalzungsphase bezwecken sollen. Unter ariden Klimaverhältnissen erreicht der Grundwasserstand im Spätherbst bei gleichzeitiger Verringerung der Verdunstung seinen Tiefpunkt. Zu dieser Zeit, die mit den einsetzenden Winterniederschlägen die jahreszeitliche Entsalzungsphase einleitet, werden nun dem Boden größere Wassermengen zugeführt, um die Wirkung der natürlichen Entsalzung zu verstärken. In Gebieten mit mildem Winter erstrecken sich die Wässerungen, die in der Kura-Araxniederung *Arate* heißen, über die Wintermonate bis zum Frühjahrsbeginn. Sie bilden bei hohem, abflußlosem Grundwasser die einzige Möglichkeit zur Steuerung des Salzhaushaltes, solange kein leistungsfähiges Dränsystem vorhanden ist. Je nach dem Versalzungsgrad und der mechanischen Zusammensetzung der Böden bewegen sich die mit einem Arat gegebenen Wassermengen (m^3/ha) in den folgenden Grenzen (47, S. 534):

	mäßig versalzt	stark versalzt
Lehmig-tonige Böden	2 000—2 500	2 500—3 000
Sandig-lehmige Böden	1 500—2 000	2 000—2 500

Vielfach werden bis heute noch bei der Festsetzung der Wassermengen Fehler begangen. Dies rührt daher, daß mit den Winter- und Frühjahrsaraten an sich zwei Ziele verfolgt werden. Erstens nutzt man etwa noch verfügbares Bewässerungswasser zur Erhöhung des Wasservorrates im Boden aus, und zweitens entfernt man die Salze zur Vorbereitung des Bodens für die nächste Vegetationsperiode. Infolge dieses Doppelzwecks übertreffen die Wassergaben in den meisten Fällen die Wasserhaltefähigkeit des Bodens, auch wenn keine besondere Notwendigkeit einer Salzauswaschung vorliegt. Es kommt zu einer unnötigen Grundwasserspeisung, die sich in der

heißen Jahreszeit durch um so stärkere Verdunstung und Salzanreicherung äußert. Es sollte daher streng zwischen Vorrats- und Entsalzungsgaben unterschieden werden. Erstere sind bei schwach versalzten Böden und tieferen Grundwasserständen am Platze und dürfen keinesfalls die Wasserhaltefähigkeit des Bodens überschreiten. Zur Deckung des Defizits der Feldkapazität genügen für die Verhältnisse der aralokaspischen Ebene im Durchschnitt etwa 1 000 m^3/ha. Demgegenüber ist eine Entsalzung des Bodens erst erreichbar, wenn dieses Defizit um mindestens 50—75% überschritten wird (120, S. 65), so daß man auf obengenannte Mengen kommt.

In ähnlicher Weise wie die Durchwaschungen im Winterhalbjahr wirken die verstärkten Wassergaben während der Vegetationszeit. Auch sie sollen eine Abdrängung der aufsteigenden Salzlösungen von der durchwurzelten Schicht bezwecken. Erfahrungsgemäß benötigen Kulturpflanzen auf versalzten Böden gegenüber denen auf unversalzten sowohl häufigere (8—10) als auch insgesamt höhere Wassergaben, um die Zeiten zwischen den einzelnen Wässerungen so weit als möglich abzukürzen und ein Absinken des Wasserhaushaltes der Krume unter 70—75% der Feldkapazität (F. K.) zu verhindern. Untersuchungen an versalzten Böden im Vachštal ergaben, daß die sonst üblichen 5—6 Wassergaben mit zusammen etwa 4—5000 m^3/ha den im Frühjahr nach der jahreszeitlichen Entsalzungsphase festgestellten Salzgehalt nicht erhalten konnten, so daß die Böden am Ende der Vegetationsperiode wieder stark versalzt waren. Hierbei wurde ein Wassergehalt von 60% der F. K. nicht unterschritten. Bei einer Einhaltung von 70% der F. K. erfolgte zwar keine Zunahme des Gesamtsalzhaushaltes im Boden, wohl aber eine Verlagerung der Salze in die oberen Bodenhorizonte. Erst bei 80% fand eine intensive Entsalzung des gesamten Profils während der Vegetationszeit statt. Die Aufrechterhaltung dieser Wassergehalte erforderte folgende Gesamtwassermengen (47, S. 517):

Bei	90%	der	F. K.:	9 150 m^3/ha
„	80%	„	„	6 400 m^3/ha
„	70%	„	„	5 180 m^3/ha
„	60%	„	„	4 200 m^3/ha
„	50%	„	„	3 790 m^3/ha

Zur Erreichung eines ständig nach unten gerichteten Bodenwasserstroms in den extrem ariden Gebieten muß das Wasser besonders in den heißesten Monaten Juli-August mindestens alle 10—15 Tage zugeführt werden, damit sein Gehalt im Boden nicht unter 75% der F. K. absinkt. Andernfalls steigen durch die ständige Verdunstung die Salzlösungen erneut nach oben. Gleichzeitig darf die einzelne Wassergabe die Differenz zwischen der Feldkapazität und dem tatsächlichen Feuchtigkeitsgehalt des Bodens nicht überschreiten (120, S. 65) (48, S. 638).

Manchmal setzt die jahreszeitliche Versalzung nach einem trockenen Winterhalbjahr sehr frühzeitig ein und verursacht Verzögerungen des Saatenaufgangs, Lückigkeit der Bestände und empfindliche Ertragsausfälle. In diesen Fällen werden im Frühjahr zusätzlich 1—2

Wassergaben mit je 500—800 m^3/ha in die Furchen gegeben (47, S. 322). Auf vielen stark versalzten Böden des Vachštals und der Hungersteppe läßt sich dadurch überhaupt erst ein Aufgang der Pflanzen ermöglichen.

Auch andere, für kurze Zeit wirksame Hilfsmittel zur Abdrängung der Salze von den Pflanzen sind bekannt. Wie in Abbildung 41 noch einmal dargestellt (vgl. Abbildung 3), reichern sich die größten Salzmengen in den Kämmen an und beeinträchtigen so besonders die Entwicklung der jungen Pflanzen. Um diesen über die ersten Wachstumsstadien hinwegzuhelfen, wendet man die bei den Einflüssen des Mikroreliefs auf die Salzansammlung schon erwähnte Listerkultur an, oder man sät unmittelbar in die tiefe Furchensohle (47, S. 324).

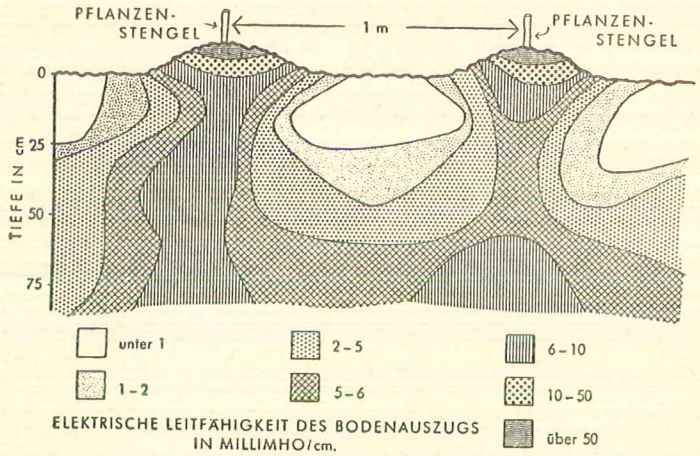


Abb. 41: Salzverteilung bei Furchenbewässerung

In Arizona ist der Anbau von bewässertem Gemüse (Salat) sehr verbreitet. Nach dem Furcheneinstau wartet man dort zuerst ab, bis die meisten Salze in die Kämme hinaufgezogen sind und pflanzt dann die Pflanze unterhalb des Solonez auf die Seiten der Kämme, so daß die jungen Setzlinge in einem relativ entsalzten Substrat wurzeln (102, SS. 99, 140).

In den Staaten Idaho und Washington werden Zuckerrübensamen zur besseren Überwindung des Keimstadiums wie gewöhnlich gedrillt und die Reihen dann etwa 12 cm hoch gehäufelt. Die Saat wird auf diese Weise gegen Austrocknung geschützt, und die Salze wandern nach oben in die Kämme. Außerdem begegnet man so in der ersten Zeit einer Verkrustung. Erst nach genügendem Auskeimen der Pflanzen werden die Kämme niedergeschleift (102, S. 141).

Im ganzen verhelfen diese Maßnahmen zwar zu einem zufriedenstellenden Ertrag, sie schwächen jedoch keineswegs die jahreszeitliche Versalzung ab, die sich daher in vollem Umfang auswirkt. Es sei bemerkt, daß die Ansichten über die Zweckmäßigkei des Furcheneinstaues bei versalzten Böden auseinandergehen. Da bei dieser Frage

mehrere Faktoren ineinandergreifen, muß sie von verschiedenen Gesichtspunkten aus betrachtet werden. Die einfache Überstauung des Feldes verlangt eine sehr gleichmäßige, ebene Oberfläche und tritt daher bei stärkeren Höhenunterschieden des Geländes gegenüber anderen Bewässerungsarten (Furchenbewässerung, Beregnung) zurück. Wegen der ungünstigen Salzverteilung beim Furcheneinstau bevorzugt man in der Praxis noch weitgehend die Überstauung, obwohl ihre Nachteile eindeutig erkannt wurden. Diese bestehen vor allem in den meistens überhöhten Wassergaben, die zu einem raschen Grundwasseranstieg, zur Verschlechterung des Bodenzustandes und somit auf die Dauer zur Entwicklung der sekundären Versalzung führen. Auf der anderen Seite wird die Überstauung aber gerade für stark versalzte Böden mit hohem Grundwasserstand empfohlen (47, II, S. 321), da die Kämme in solchen Fällen von Salzen allzu stark durchsetzt werden. Untersuchungen hierüber in der Hungersteppe haben in den Parzellen mit Furcheneinstau nach drei Jahren eine Erhöhung des Cl′-Gehaltes um 0,002—0,003% ergeben. An sich ist dieser Zuwachs gering. Da er aber die gesamte Bodenschicht bis 1,5 m Tiefe betrifft und außer den Chloriden der Gehalt der mit ihnen verbundenen Kationen und auch der Sulfatsalze gleichzeitig steigt, bedeutet das bei der Heraufziehung der Salze in die Krume doch eine wesentliche Zunahme des Salzgehaltes in ihr. Demgegenüber führte die Überstauung innerhalb der gleichen Zeit zu einer 3—8fachen Verringerung des Cl′-Gehaltes (47, S. 522). Zuweilen verbindet man beide Methoden in der Weise, daß man das Wasser anfangs in die Furchen gibt und gegen das Ende der Vegetationszeit hin die Überstauung anwendet, um die Salze gleichmäßig zu entfernen. In diesem Sinne kann auch ein häufiger Wechsel von Kulturarten, die eine unterschiedliche Bewässerungsart erfordern, zur Steuerung des Salzhaushaltes beitragen (105, S. 36). Kovda kommt in der vorliegenden Frage zu folgendem Schluß (47, S. 524): Bei starker Versalzung bewässerter Böden sowie bei hohem versalzten Grundwasser (1,5—2 m) in der ersten Zeit nach der Kultivierung ist es zweckmäßig, solange die Böden noch nicht ganz entsalzt sind, zur Schwächung der jahreszeitlichen Versalzung in der zweiten Hälfte des Sommers stellenweise die Überstauung anzuwenden. Sobald jedoch die Böden hinreichend entsalzt sind und das Grundwasser mit Hilfe der Entwässerung auf etwa 2,5—3 m abgesunken ist, soll man die Überstauung unter allen Umständen aufgeben und ausschließlich auf die Furchenbewässerung übergehen. Falls eine Verhinderung der sommerlichen Versalzung dann noch notwendig sein sollte, kann die Wasserzufuhr um ein bis zwei Gaben erhöht werden.

Im Vergleich zu diesen beiden Arten der Wasserzuführung bildet die Beregnung die vollkommenste Bewässerungsmethode. Unabhängig von der Geländegestaltung ermöglicht sie eine gleichmäßige Wasserverteilung und eine genaue Bemessung der Wassergaben. Die weiteren allgemein bekannten Vor- und Nachteile der Beregnung brauchen hier nicht ausgeführt zu werden. Zu den neuerlichen Erfahrungen über die Beregnung von versalzten Böden gehört die beobachtete Tendenz, die Wassergaben zu knapp zu bemessen, so daß

keine genügende Auswaschung der Salze aus den oberen Bodenschichten erreicht wird (105, S. 36). Offenbar dürfte, wenn man die Ansichten von Kovda weiterentwickelt, die Beregnung die letzte Stufe bei der Kultivierung der versalzten Böden bilden und mit Erfolg erst nach einer endgültigen Entsalzung des Bewässerungsgebietes einzusetzen sein.

Alle bisher erwähnten Maßnahmen haben ein gemeinsames Kennzeichen. Sie stellen bei hohem Grundwasser in abflußlosen Verhältnissen einen zum ständigen Arbeitsaufwand zählenden Notbehelf zur Herabminderung des Salzgehaltes in bewässerten Kulturböden und damit das einzige Mittel zur Erzeugung eines landwirtschaftlichen Ertrages dar. Die verschiedenen Verbindungen von Winteraraten und sommerlichen Zusatzwassergaben erzielen in ihrer zusammengefaßten Wirkung die Aufrechterhaltung eines jahreszeitlich-reversiblen Salzhaushaltes (47, S. 533), indem die herbstliche Versalzung gedämpft wird und über Winter eine verstärkte Entsalzung erfolgt. Unter den genannten Bedingungen ergeben sich für diese Bewirtschaftungsform auf längere Zeit nur zwei Möglichkeiten. Erstens werden zur Vermeidung von stärkeren Grundwasseranstiegen alle Wasserzufuhren so klein bemessen, daß eine Entsalzung des Bodens jeweils für die Dauer einer Vegetationsperiode gerade gesichert ist und die jahreszeitlichen Versalzungsfaktoren im übrigen sehr starken Schwankungen unterworfen bleiben. Es ist nachgewiesen worden, daß hierbei die Versalzung der Böden zwar langsam, aber unvermeidlich zunimmt. Die leichtlöslichen Salze der oberen Bodenhorizonte werden nach jeder Durchwaschung ins Grundwasser hinabgespült. Solange die Salzkonzentration des Grundwassers relativ niedrig ist (höchstens 8—10 g/l) (47, II, S. 326), können die alljährlichen Durchwaschungen den Salzhaushalt des Bodens noch steuern. Mit der allmählichen Zunahme der Grundwassermineralisierung wird aber besonders in den am wenigsten entwässerten Flächen der Augenblick eintreten, wo die Salzkonzentration des Grundwassers so hoch gestiegen ist, daß Durchwaschungen und sommerliche Wassergaben die Salzlösungen nicht mehr bis zu einer Konzentration verdünnen können, die für eine Pflanzenentwicklung physiologisch zulässig ist. Die periodischen Durchwaschungen sind von nun an wirkungslos, und das betreffende Gelände muß aufgegeben werden.

Der andere Weg besteht darin, daß man von vorneherein auf eine Nutzung allen verfügbaren Bewässerungsgeländes verzichtet und nur einen Teil davon durch starke periodische Wassergaben salzfrei erhält. Die zweifelhaften Vorteile dieser Bewirtschaftungsart, wie sie seit Jahrhunderten in den alten Oasen betrieben wird, wurden schon bei den Erscheinungsformen der sekundären Versalzung erörtert.

2. Umfassende Verbesserungen auf lange Sicht

Durchwaschungen, die nach kurzer Zeit von einer erneuten Versalzung des Bodens gefolgt werden, verändern nicht den Gesamtsalzvorrat eines gegebenen Gebietes, sondern bewirken nur eine Umlagerung der Salze, d. h. eine Verlagerung aus den oberen Bodenhorizonten in tiefere Schichten. Der Versalzungsprozeß von Boden

und Grundwasser kann hierbei ungehindert weitergehen. Eine hinsichtlich der Wirkungsdauer etwas abgewandelte Art der im vorhergehenden Abschnitt aufgezählten Maßnahmen bildet die Durchwaschung mit größeren Wassermengen (5 000—6 000 m^3/ha), nach der etwa drei Jahre lang intensiv bewässerte Luzerne angebaut wird, um eine Entsalzung des durchwurzelten Profilteils zu erreichen und den Boden für Baumwolle oder Zuckerrüben vorzubereiten. Aber die unvermeidliche Rückkehr der Versalzung im zweiten oder dritten Jahr nach dem Luzerneumbruch erfordert neue Durchwaschungen des Bodens unter Luzerne (47, II, S. 325). Der Entsalzungsvorgang wird hier somit auf mehrere Jahre ausgedehnt, doch ist das Endergebnis das gleiche wie bei dem alljährlichen Wechsel von Entsalzungs- und Versalzungsphase.

Um diesen Kreislauf zu durchbrechen und einen irreversiblen Entsalzungshaushalt herbeizuführen, ist es notwendig, die Durchwaschungen mit einer entsprechenden Ableitung der ausgewaschenen Salze durch eine leistungsfähige Entwässerungsanlage zu verbinden. Dies gilt in gleichem Maße für die Verbesserung von bewässerten Kulturböden wie für die Kultivierung von öden Solontschakflächen. In jedem Falle bildet die Dränung die Voraussetzung für eine fortschreitende Verringerung des Salzvorrates des betreffenden Gebietes. Sie gibt die Gewähr für eine zunehmende Verstärkung der jahreszeitlichen Entsalzung nach der jeweiligen Durchwaschung.

Die Dauer des Entsalzungsprozesses hängt hierbei unmittelbar von der Tiefe des Dränsystems ab. Bei 1,5—2 m tiefen (offenen oder geschlossenen) Gräben wird der Boden durch die alljährlich zu wiederholenden Durchwaschungen nur langsam entsalzt. Es werden ähnliche Bedingungen geschaffen wie bei einem geringen natürlichen Grundwasserabfluß. Die alten Oasen besitzen vielfach ein derartiges flaches Drännetz zur Ableitung des Grundwassers während der Durchwaschungen. Es genügt nicht für eine schnelle und gründliche Melioration der versalzten Böden, sichert aber für einige Zeit den Erfolg der periodischen Durchwaschung. Hierbei wurde die Beobachtung gemacht, daß die Ausgangsversalzung (vor der Durchwaschung) am Ende der nächsten Vegetationsperiode wenigstens in den relativ höher gelegenen Teilen des gedränten Geländes nicht mehr erreicht wird. Dagegen ist die Mineralisierung des Grundwassers im gleichen Zeitraum in den meisten Fällen offenbar durch die hinzugekommenen Bodensalze gestiegen (47, S. 550).

Je tiefer das Grundwasser unter dem durchgewaschenen Boden absinkt, um so schwächer ist die Erneuerung der Versalzung ausgeprägt. Bei der Kultivierung der eigentlichen Solontschaks wird der bisher einseitig auf eine Versalzung gerichtete Grundwasser- und Salzhaushalt durch die Anwendung von tiefer Dränung und starken Durchwaschungen von Grund auf verändert. Das folgende Beispiel schildert die Dynamik des Salzhaushaltes bei Solontschakböden in der nördlichen Mugan'-Steppe unter dem Einfluß von Dränung und Durchwaschungen (47, S. 553). Es wurden geschlossene Sauger in 2,40—4,00 m, stellenweise auch nur in 1,50 m Tiefe angelegt. Der Hauptsammelstrang lag in 4 m Tiefe. Der Grundwasserstand betrug

im Durchschnitt 1—2 m, jedoch nicht mehr als 2,5 m. Die Wassergaben zur Durchwaschung schwankten zwischen 4 000 und 12 000 m^3/ha. In einzelnen Fällen wiederholte man die Durchwaschung bei Reliktversalzung. Tabelle 42 gibt die Veränderung des Salzhaushaltes wieder.

Tabelle 42: Salzauswaschungen bei tiefer Dränung in % (Durchschnittswerte) (47, S. 554).

Tiefe in cm	HCO_3	Cl	SO_4	Fester Rückstand
		Vor Durchwaschung (1933)		
0— 10	0,039	0,367	0,141	0,885
0— 50	0,028	0,537	0,169	1,457
0—100	0,029	0,617	0,246	1,723
0—250	0,022	0,633	0,968	1,758
		Nach Durchwaschung (1933)		
0— 10	0,044	0,184	0,059	0,544
0— 50	0,051	0,135	0,092	0,554
0—100	0,026	0,205	0,195	0,808
0—250	0,033	0,251	0,243	0,952
		Frühjahr (1934)		
0— 10	0,015	0,132	0,047	0,484
0— 50	0,045	0,171	0,102	0,662
0—100	0,037	0,187	0,187	0,864
0—250	0,026	0,222	0,234	0,940
		Herbst (1934)		
0— 10	0,055	0,043	0,033	0,268
0— 50	0,055	0,052	0,039	0,382
0—100	0,045	0,178	0,187	0,550
0—250	0,032	0,441	0,275	0,479

Es ist zu sehen, daß der Salzgehalt in 0—250 cm nach der Durchwaschung im Durchschnitt auf etwa die Hälfte abgesunken ist. Am stärksten wurde der Boden im Bereich von 0—50 cm Tiefe entsalzt. Der feste Rückstand ist um das Dreifache gesunken, der Chloridgehalt um das Vierfache (von 0,53 auf 0,13%). Zum Frühjahr des nächsten Jahres blieb der Versalzungsgrad nahezu unverändert und zum Herbst erfolgte eine weitere Entsalzung. Der Gesamtsalzhaushalt in 0—250 cm sank trotz der heißen Jahreszeit noch um die Hälfte, der Chloridgehalt in den oberen 50 cm um das Dreifache (von 0,17 auf 0,05%) ab. Somit konnten bei dem vorliegenden Versuch keinerlei Anzeichen von jahreszeitlicher Versalzung festgestellt werden.

In der folgenden Tabelle 43 wird gezeigt, welchen Einfluß die Grundwassertiefe und damit die Dräntiefe auf die Wirksamkeit der Durchwaschung hat.

Bei 3 m Grundwassertiefe sinkt der Salzgehalt nach der Durchwaschung in 0—250 cm von 2,1 auf 0,89%. Bei einer Grundwassertiefe von 2,2—2,6 m geht er von 1,5 auf 0,9% zurück. Das gleiche ergibt sich bei 1,6—1,8 m Grundwasserstand (von 1,7 auf 1,0%).

Tabelle 43: Salzhaushalt und Grundwassertiefe bei kultivierten Solontschakböden in % (Durchschnittswerte) (47, S. 555).

Grundwassertiefe in m	Tiefe in cm	Vor Durchwaschung (1933)	Nach Durchwaschung (1933)	Frühjahr (1934)	Herbst (1934)
etwa	0— 10	0,930	0,374	0,266	0,178
	0— 50	1,294	0,338	0,313	0,338
3	0—100	1,765	0,633	0,539	0,655
	0—250	2,144	0,898	0,989	0,950
etwa	0— 10	1,141	0,316	0,505	0,530
	0— 50	1,477	0,439	0,675	0,389
2,2—2,6	0—100	1,672	0,780	0,837	0,630
	0—250	1,509	0,904	0,943	0,671
etwa	0— 10	0,706	0,914	0,766	0,255
	0— 50	1,665	0,874	1,141	0,403
1,6—1,8	0—100	1,693	1,056	1,112	0,518
	0—250	1,765	1,065	0,871	0,520

Hierbei erfolgt in den oberen 10 cm keine und in den oberen 50 cm nur eine relativ schwache Entsalzung. Der Salzgehalt vermindert sich um die Hälfte, während in den ersten beiden Fällen der feste Rückstand in der gleichen Bodenschicht (0—50 cm) auf ein Drittel bis ein Viertel zurückgeht. Zum Frühjahr 1934 hat der Salzgehalt fast überall dort, wo das Grundwasser 2,6 m und höher steht, durchschnittlich um 0,2—0,3% zugenommen. Nur wo dieses unterhalb 3 m Tiefe geblieben ist, hat der Salzvorrat in 0—100 cm eine weitere Abnahme erfahren. Unter dem Einfluß der Wassergaben während der Vegetationszeit haben bei dem Gesamtsalzhaushalt im letzten Fall zum Herbst hin nur geringe Änderungen stattgefunden, da nach der ersten Durchwaschung ohnehin schon der größte Teil der Salze durch die Tiefdränung weggeführt worden ist.

Stärker war die weitere Entsalzung während dieser Zeit bei den Böden mit tieferem Grundwasserstand. Eine erneute Versalzung ist nirgends festgestellt worden.

Welche Art von Dränung für einen gegebenen Fall zu wählen ist, hängt ab von den bekannten Faktoren wie Niederschlagsmenge, Grundwasserstrom und -tiefe, Durchlässigkeit des Untergrundes, Geländegestaltung usw. Neben diesen in gleicher Weise auch für humide Klimaverhältnisse allgemein geltenden Maßstäben kommen bei versalzten Böden der Trockengebiete als entscheidende Punkte der Versalzungsgrad der Böden und die Salzkonzentration des Grundwassers hinzu. Die bekannten Vor- und Nachteile dieses oder jenes Dränsystems können daher durch besondere Gegebenheiten der ariden Verhältnisse oft ihre Bedeutung verlieren. So werden z. B. die allgemein bevorzugten Röhrendräne im Delta-Gebiet von Utah (USA) durch offene Gräben ersetzt, da gewisse Vertreter der Salzflora ihre Wurzeln rasch in die Röhren treiben und häufige Verstopfungen verursachen (102, S. 127). Grabendräne sind auch da am Platze, wo

wegen starker Bodenversalzung bei hohem Grundwasserstand große Wassermengen abgeleitet werden müssen und das Gefälle für Röhrendräne zu gering ist. Andererseits muß bei offenen Gräben stets ein beträchtlicher Geländeverlust in Kauf genommen werden. Eine andere Bewertung als im gemäßigten Klima erhält auch die Maulwurfsdränung. Während sie in mitteleuropäischen Verhältnissen als eine Flachdränung von bindigen Böden verwendet wird, hat sie sich bei versalzten Böden bisher nicht durchgesetzt, obwohl es an Empfehlungen auf Grund günstiger Versuchsergebnisse nicht fehlt (51) (103) (130). Es scheint, daß die Maulwurfsdränung im ariden Klimabereich eine bessere Verwertung der Niederschläge begünstigt, falls diese allein für eine Entsalzung der Krume ausreichen. Damit gewinnt sie eine andere Bedeutung gegenüber den üblichen Dränungsarten. In der Baraba-Niederung wurde ein Versuch zur Kultivierung eines mäßig versalzten Bodens (Salzgehalt in den oberen Horizonten etwa 0,6%) mit Hilfe von Untergrundlockerung und Maulwurfsdränen lediglich unter Ausnutzung der Niederschläge durchgeführt (103, S. 65). Nach Vorangang einer einjährigen Brache wurden die in Tabelle 44 angegebenen Winterroggenerträge geernet. Der Ertragszuwachs wird in erster Linie der besseren Wasserspeicherung und der Unterbrechung des aufsteigenden, salzhaltigen Kapillarwasserstroms durch die in Abständen von 1,5 m angelegten Maulwurfsdränstränge zugeschrieben. Im allgemeinen bleibt diese Meliorationsmaßnahme aber wohl auf Böden beschränkt, die bei geringerem bis mittlerem Versalzungsgrad ohne besondere Durchwaschungen kultiviert werden können.

Tabelle 44: Roggenerträge bei Maulwurfsdränung (103, S. 65).

Versuchsanordnung	Körner		Stroh		absolute Zunahmen	
	dz/ha	%	dz/ha	%	Körner	Stroh
20 cm tief gepflügt	10,8	100	22,9	100	—	—
Desgleichen u. 17 cm Untergrundlockerung	12,5	116	22,8	99	1,7	0,1
20 cm gepflügt und Maulwurfsdränung	13,2	122	25,3	110	2,4	2,4

Eine sehr leistungsfähige Form der Entwässerung ist die senkrechte Dränung mit Hilfe von Brunnen. Diese haben sich hauptsächlich bei Grundwasser bewährt, das unter artesischem Druck steht. In verschiedenen Tälern im Westen der USA (Salt River Valley in Arizona, San Joaquin Valley in Kalifornien) wird der Grundwasserstand mit Hilfe der Pumpbrunnen erfolgreich gesteuert. Die Voraussetzung für einen störungsfreien Betrieb der Pumpen ist allerdings das Vorhandensein von durchlässigen Schichten innerhalb des Grundwasserbeckens, die einen gleichmäßigen Zustrom zu den Brunnen sichern (102, S. 128) (105, S. 45). Falls das heraufgepumpte Wasser

nicht zu salzreich ist, wird es vielfach zur Bewässerung ausgenutzt (44, S. 159). Trotz des laufenden Ernergieverbrauchs für den Betrieb der Pumpwerke soll die Brunnendränung erheblich billiger als die Graben- oder Röhrendränung sein. Nach 51, S. 61 betragen die Baukosten nur ein Drittel, die Betriebskosten sogar nur ein Achtel der Ausgaben für eine gewöhnliche Horizontaldränung. Besonders günstig kann manchmal eine gleichzeitige Anwendung von senkrechter und waagrechter Dränung sein.

Es scheint, daß das Dränwesen in Verbindung mit der Melioration von versalzten Böden in den USA weiter fortgeschritten ist als in der UdSSR. Man erörtert hier gegenwärtig z. B. die Anwendbarkeit der Brunnendränung (48, S. 639) (51, S. 61), die in den amerikanischen Weststaaten bereits seit längerer Zeit durchgeführt wird. Man betrachtet ein Verfahren als beachtlichen Fortschritt (101, S. 90), bei dem der Hauptsammelgraben nicht mehr senkrecht zum Grundwasserstrom verlegt wird, um ihn abzufangen, sondern in Richtung des Grundwassergefälles bzw. im spitzen Winkel zu ihm. Dadurch werden bewußt Erosionserscheinungen in Gestalt von Selbstvertiefung der Gräben hervorgerufen, um ihre Verschlämmung zu vermeiden. Offenbar wurde diese Anordnung in den USA bereits einer Prüfung unterzogen, da beide Möglichkeiten in gleicher Weise ausgenutzt werden. Der entscheidende Faktor ist auch hier die Durchlässigkeit des Untergrundes, und ein immer gültiges Schema kann es wohl nicht geben. Besonders bei alluvialen Böden, in denen kiesige und sandige Schichten mit tonigen häufig abwechseln, vermögen einige wenige, geschickt angelegte Gräben das Grundwasser über ein weit größeres Gebiet hin zu beherrschen als es ein Grabensystem von gleicher Gesamtlänge tun würde, das nach einem festen Schema verlegt wurde. So verhelfen z. B. im Grand Valley in Colorado offene Gräben, die Sand- und Kiesablagerungen quer durchschneiden, zu einer weit wirksameren Dränung als parallel zu diesen Schichten verlaufende Dränstränge (105, S. 45).

Einige Autoren in der UdSSR, so Kovda (51, S. 59 ff.) (48, S. 635 ff.) und Dolgov (27, S. 82), führen gegenwärtig eine heftige Diskussion gegen die Mitarbeiter des Instituts für Hydrotechnik und Melioration (Šaumjan, Fedorenko u. a.) durch. Sie werfen ihnen die Übernahme falscher und ungenauer Vorstellungen von Vil'jams vor, auf Grund deren jahrzehntelang die Behauptung verbreitet worden sei, man könne versalzte Böden ohne Beseitigung der leichtlöslichen Salze allein mit Hilfe eines Anbaus von Feldgrasgemenge kultivieren. Da später auch staatliche Behörden die Ansicht von der Entbehrlichkeit und sogar Schädlichkeit der künstlichen Dränung übernommen hätten, seien alle Bestrebungen zur Förderung auf dem Gebiete der Dränung gehemmt worden. Šaumjan selbst schreibt (1953) über die Dränung folgendes (130, S. 73—74): *„Das Sammeldränetz und überhaupt jedes Entwässerungsnetz bei bewässerten Ländereien bildet keine unbedingte Ergänzung der Bewässerung; sein Bau ist eine Notmaßnahme zur Beseitigung der Folgen von Versalzung und Versumpfung in bewässerten Ländereien bei hohem salzreichen Grundwasser. Daher entfällt nach Beseitigung der Ursachen und Folgen*

der Versalzung und Versumpfung und bei Verhinderung eines hohen Grundwasserstandes auch die Notwendigkeit von Entwässerungsmaßnahmen bei bewässerten Böden." Ein Jahr vorher zitiert er (72, S. 24) aber selbst in zustimmender Weise Lysenko, der folgendes schreibt: „*Vil'jams empfiehlt für die Bewässerungslandwirtschaft ganz richtig den Anbau von mehrjährigen Gräsern, die die Bodenfruchtbarkeit steigern und gleichzeitig eine vorbeugende Maßnahme gegen die Bodenversalzung darstellen. Falsch ist jedoch seine Ansicht über die Unzweckmäßigkeit der Dränung als eines Verfahrens zur Bekämpfung der Versalzung. Durchwaschung und Dränung von versalzten Böden mit hohem, starkmineralisiertem Grundwasser sind vielmehr äußerst notwendig.*" Leider waren andere Schriften Šaumjans nicht zugänglich. Die gegen ihn erhobenen Beschuldigungen bleiben daher um so mehr undurchsichtig, als er für sehr schwere Fälle selbst eine tiefe Dränung empfiehlt und hierzu genaue Angaben macht, die sich in keinem wesentlichen Punkt (Tiefe und Abstände der Gräben u. a.) von den jetzt für richtig gehaltenen Ansichten unterscheiden (72, S. 20—27) (130, S. 73—81). Lediglich in der Frage der Notwendigkeit eines weiteren Betriebes des Drännetzes nach der Kultivierung scheinen seine Ansichten mit denen des Dokučaev-Instituts auseinanderzugehen. Denn dieses unterscheidet gegenwärtig ein Meliorationsstadium und ein Nutzungsstadium des Drännetzes. Ersteres umfaßt folgende Aufgaben (120, S. 56—57):

a) Veränderung der Wasser- und Salzbilanz des Gebietes und Unterbindung der Versalzungsprozesse;
b) Entsalzung der durchwurzelten Bodenschicht bis auf 0,2—0,5%;
c) Entsalzung des Grundwassers bis auf die kritische Mineralisierung (3—5 g/l) und Schaffung einer 5—10 m tiefen salzfreien Grundwasserschicht;
d) Ableitung der sich alljährlich durch Verdunstung des Bewässerungswassers im Boden anreichernden Salze mit Hilfe eines langsamen Grundwasserabflusses. Wenn z. B. bei einer Gesamtwassergabe von 10000 m^3/ha ein Wasser verwendet wird, das 0,2 g/l Salze enthält, so reichern sich in den nach der Verdunstung übrig gebliebenen 100 m^3 etwa 20 g/l Salze am Ende jeder Vegetationsperiode an (51, S. 63).

Nach beendeter Melioration der versalzten Böden darf das Drännetz keineswegs aufgegeben werden, sondern muß in dem nun folgenden Nutzungsstadium nach zwei Seiten hin wirken, indem es den Wasser- und Salzhaushalt der bewässerten Böden steuert und nach der endgültigen Entsalzung des Grundwassers zur Untergrundbewässerung verwendet wird. Zum erforderlichen Zeitpunkt ist mit Hilfe von Schützen und Schleusen eine entsprechende Hebung des salzfreien Grundwassers möglich, wobei auch die Sickerverluste aus dem Bewässerungsnetz ausgenutzt werden können. Durch eine solche Handhabung des Drännetzes läßt sich die Zahl der Wassergaben erheblich verringern. Dies zeigt die Versuchsstation in der Mungan'-Steppe. Bei einer Grundwassermineralisierung von 1 g/l erhielt man mit nur einer Wassergabe einen Baumwollertrag von 35 dz/ha, während hierzu gewöhnlich drei Gaben notwendig sind (51, S. 64).

Für eine Aufrechterhaltung der Dränung auch nach der Kultivierung spricht sich auch Kelley aus (44, S. 158). Er berichtet von zahlreichen Kultivierungsversuchen, die nach einigen Jahren mit erneuter schwerer Versalzung endeten, obwohl ein guter Teil der Salze aus dem oberen Profilteil ausgewaschen war und gute Erträge erzielt worden waren. Als Ursache für das Mißlingen jedes dieser Versuche betrachtet er in erster Linie die Mangelhaftigkeit des Dränsystems.

Mit der Sicherung eines ausreichenden Grundwaserabflusses durch ein leistungsfähiges Drännetz ist die wichtigste Voraussetzung für eine wirksame Durchwaschung des Bodens geschaffen. Das Feld wird von Gebüsch, Gehölz, Binsen usw. gesäubert und möglichst in Verbindung mit Untergrundlockerung zur Erhöhung der Durchlässigkeit des Untergrundes tief gepflügt. Andererseits wird durch eine gleichartige Beschaffenheit der oberen Bodenschicht vermieden, daß das Wasser über Risse und Hohlräume allzu schnell diese Schicht wieder verläßt, ohne die Salze aufzulösen. Hiernach wird das Gelände sorgfältig eingeebnet. Die kleinsten Erdhügel auf einem durchzuwaschenden Felde vermindern beträchtlich die Gesamtwirkung der Kultivierung, da sie infolge der früher erwähnten Salzverteilung im Mikrorelief zu Salzherden werden. Bei einem Kultivierungsversuch an mittelschweren, starkversalzten Böden in Azerbaidžan (26, S. 77) hat sich der Salzgehalt in der 2 m-Schicht eines ungenügend planierten Bodens nach der Durchwaschung nur um 39% vermindert, darunter die Chloride um 60%. Demgegenüber blieben bei den sorgfältig geebneten Parzellen von dem Gesamtsalzgehalt von 640 t/ha nicht mehr als 11% zurück, und die Chloride verschwanden völlig.

Nach dieser Vorbereitung wird das Gelände durch kleine Dämme in mehrere Parzellen aufgeteilt. Die Gesamtlänge der aufgeworfenen Dämme ist um so kleiner, je ebener die Oberfläche des Feldes ist. Damit wird auch die Fläche dieser unvermeidlichen Mikroerhöhungen und die Salzansammlungen in ihnen auf ein Mindestmaß beschränkt. Bei größeren Flächen ist eine starke Begrenzung der Zahl der Parzellen nicht immer möglich. Es hat sich herausgestellt, daß bei einer sofortigen Überstauung der gesamten Kultivierungsfläche die Bodenluft nicht rechtzeitig entweichen kann und dann beim Eindringen des Wassers in den Boden wie ein Polster wirkt. Daher ist es zweckmäßig, die Zuführung des Wassers auf das Feld allmählich vorzunehmen und dabei einige Parzellen als Ventile freizuhalten (47, S. 328).

Als bester Zeitpunkt für die Durchwaschung des Bodens gilt aus schon erwähnten Gründen der Spätherbst. Bei starker Sulfatversalzung sollte sie wegen der geringen Löslichkeit der Sulfate vor Einsetzen des Frostes beendet sein (130, S. 73).

Zur Erzielung eines ständigen Sickerwasserstromes sind je nach Versalzungsgrad, mechanischer Zusammensetzung der Böden und Salzkonzentration des Grundwassers sehr verschiedene Wassermengen erforderlich. Volobuev (zit. nach 47, II, S. 327) empfiehlt auf Grund von Versuchsergebnissen im Mittelasien und Transkaukasien folgende Mengen:

Salzgehalt des Bodens in %	Durchwaschungen mit m³/ha Wasser
0,5—1,0	3 250
1,0—1,5	5 250
1,5—2,0	7 250
2,0	10 250

Gewöhnlich gibt man jedoch bei stärkerer Versalzung weit größere Wassermengen, wie aus vielen Mitteilungen hervorgeht.

Ein Solontschak im Gebiet Delta (Utah, USA) wurde mit etwa 12 000 m³/ha Wasser erfolgreich kultiviert (102, S. 135) (105, S. 39). Abbildung 42 zeigt die Veränderung im Salzhaushalt bei zunehmen-

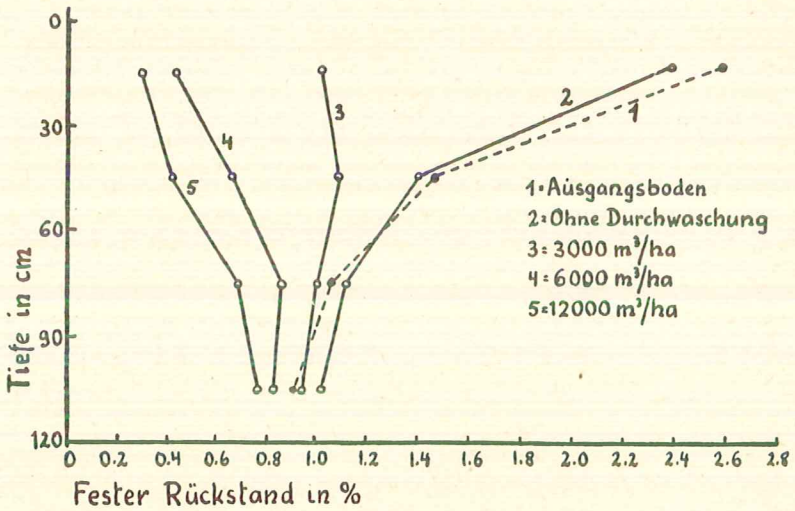


Abb. 42: Salzgehalt bei Durchwaschungen in einem Salzboden. Utah (USA)

den Wassermengen. Dieser Boden, dessen Grundwasserstand anfangs zwischen 60—150 cm Tiefe schwankte, hatte viele Jahre brachgelegen. Das Feld wurde in Parzellen aufgeteilt, die mit 3 000, 6 000 und 12 000 m³/ha Wasser gurchgewaschen wurden. Der anschließend an die etwa 10 Tage dauernde Durchwaschung gesäte Winterweizen erhielt während seiner Vegetation etwa 4 500—6 000 m³/ha Wasser in drei Gaben zu je 1 500—2 000 m³/ha, davon die erste gleich nach der Bestellung. Ferner fielen während der Wintermonate etwa 300 mm Regen, so daß dem Bestand mit Bewässerung und Niederschlägen etwa 790—900 mm oder 7 500—9 000 m³/ha Wasser zukamen. Wie Tabelle 45 zeigt, konnte trotz dieser Wassermenge auf der Parzelle, die vorher nicht durchgewaschen wurde, nur der verschwindend geringe Ertrag von 0,23 dz/ha erzielt werden.

Bei stark versalzten Tonböden stößt die Durchwaschung wegen ihrer geringen Durchlässigkeit auf große Schwierigkeiten. Eine Wassergabe von 1 000 m³/ha braucht hier zur Versickerung oft 3—4

Tabelle 45: Durchschnittserträge von Winterweizen auf einem Salzboden bei verschieden starker Durchwaschung (102, S. 136).

	Körner dz/ha	Stroh dz/ha
Ohne Durchwaschung	0,23	0,27
3000 m^3/ha	9,2	21,6
6000 „	15,8	27,3
12000 „	28,9	75,3

Wochen. In Kalifornien (Central und Imperial Valley) stand das Wasser in einigen Parzellen bis 120 Tage lang an der Oberfläche (105, S. 40). In der Regel werden nur die oberen 10—20 cm Boden durchfeuchtet; das meiste Wasser verdunstet und die Salze verbleiben im Boden unterhalb des durchfeuchteten Horizonts (120, S. 60). Von guter Wirkung ist die völlige Austrocknung dieser Böden vor der Durchwaschung. Hierbei scheiden sich alle Salze aus der Bodenlösung aus. Ferner bilden sich bei der Austrocknung des Bodens zahlreiche Risse, durch die das Sickerwasser besser in die tieferen Bodenschichten eindringen kann (11, S. 11). Die geringe Durchlässigkeit kann durch Dispergierungserscheinungen bei einem merklichen Gehalt an Austausch-Na noch vermindert werden. Um eine Durchwaschung zu ermöglichen, erfordern diese Böden dann ähnliche Maßnahmen wie versalzte Solonezböden. Durch Gipsung, starke Stallmistgaben, tiefes Pflügen und Lockern wird das Porenvolumen und damit das Wasserleitvermögen des Bodens vergrößert, um das Wasser bei der Durchwaschung schneller aufzunehmen. Im einzelnen werden diese Maßnahmen bei der Kultivierung der solonzierten Böden erörtert.

Oft nutzt man die geringe Durchlässigkeit sehr vorteilhaft aus, indem man die Durchwaschung in den Sommer verlegt und mit dem Anbau von Kulturpflanzen verbindet, die viel Wasser benötigen. Unter diesen ist die wertvollste der Reis. Da er während seiner gesamten Wachstumszeit im Wasser stehen muß, erfordert er je nach dem Versickerungsvermögen des Bodens nicht weniger als 30 000—70 000 m^3/ha. Diese große Wassermenge läßt sich allerdings ohne Schaden für den Bestand um 35—45% vermindern, wenn an Stelle einer ununterbrochenen Überstauung in der zweiten Hälfte der Vegetationszeit nach 5 Bewässerungstagen jeweils 5—6 Tage lang die Wasserzufuhr unterbrochen wird (36, S. 57). Der Reisanbau bewirkt eine starke Entsalzung des ganzen Bodenprofils und des Grundwassers. Im Gebiet von Geokčaj (Transkaukasien) konnte bei einem Tonboden mit einer Wassermenge von insgesamt 29 000 m^3/ha der Salzgehalt von 409,75 auf 159,60 t/ha, d. h. um 63% vermindert werden. Daneben wurde ein Ertrag von 7—14 dz/ha Reis erzielt (120, S. 356). Als beste Pionierpflanze nach dem Reis gilt die Wintergerste, doch kommt es wegen langsamer Abtrocknung des Bodens nach der Reisernte häufig nicht mehr zu deren rechtzeitiger Bestellung. Es emp-

fiehlt sich im folgenden Frühjahr auch der Anbau von Hackfrucht (Baumwolle, Zuckerrüben) und danach Luzerne, die im Verlauf von 3—5 Jahren zur Sicherung der Entsalzung eine Winterwässerung mit 2 000—3 000 m^3/ha erhält (47, S. 544).

Eine unbedingte Voraussetzung für die Melioration mit Hilfe des Reisanbaus ist ein 2—3 m tiefes Drännetz und möglicherweise auch noch flache (bis 1 m tiefe) Dräne in geringen Abständen zu 50—100 m (47, II, S. 332). Durch planlosen Reisbau ohne entsprechende Ableitung des Sickerwassers wurde und wird noch viel Schaden angerichtet. Das versalzte Grundwasser wird auf benachbarte Ländereien abgedrängt, und es bildet sich um das Reisfeld eine bis 500 m breite Zone mit stark versalzten Böden. Aber auch eine Entwässerungsanlage ist nicht immer imstande, die anfallenden Wassermassen rechtzeitig zu bewältigen. Daher sollte diese Kultivierungsmethode entweder nur bei zusammenhängenden Ödlandmassiven angewandt werden oder aber, falls es sich um bewässerten Kulturboden benachbarter Flächen handelt, auf die tiefsten Stellen des Geländes beschränkt bleiben. Zur Sicherheit kann um die betreffenden Flächen ein Grasgürtel angelegt werden, der das aufsteigende Grundwasser zur Transpiration verbraucht und damit eine Versalzung der um das Reisfeld gelegenen Böden verhindert (17, S. 27).

3. Sicherung der weiteren Bodenentsalzung

Mit einer erstmaligen Beseitigung der Salze aus dem Boden ist die Gefahr einer erneuten Versalzung keineswegs behoben. Die Durchwaschung des Bodens bildet vielmehr nur das Anfangsglied eines Kultivierungsprozesses, bei dem vielfältige kulturtechnische und acker- und pflanzenbauliche Maßnahmen ineinandergreifen. Solange die Mineralisierung des Grundwassers noch hoch ist, können große Sickerverluste aus dem Bewässerungsnetz, nachlässige Bestellung und Pflege der Pflanzenbestände, unzureichende Wassergaben oder gar eine Unterbrechung der Bewässerung sehr oft zu erneuter Grundwasserverdunstung und Hebung der Salze in die oberen Bodenschichten führen. Selbst bei einwandfreier Dränung nimmt eine gründliche Entsalzung von Solontschaks z. B. im Ferganatal oder in der Mugan'-Steppe bei wiederholten Durchwaschungen zwar nicht mehr als 2—3 Jahre in Anspruch (47, II, S. 326), doch benötigt eine Absenkung der Salzkonzentration des Grundwassers bis auf einen gefahrlosen Salzgehalt von 2—3 g/l in der Regel bis 15—20 Jahre und mehr. Das hat seinen Grund in dem sehr unterschiedlichen hydraulichen Druck, den das mit den Salzen angereicherte Grundwasser im Verlaufe der Melioration erfährt. In der ersten Phase, während der die Salze aus den oberen 150 cm Boden in tiefere Schichten ausgewaschen werden, durchsickert das Wasser diese Strecke bei einem relativ hohen hydraulischen Druck. Die zweite Phase mit der Ableitung dieses salzreichen Wassers in die Dräne dauert wesentlich länger, da der Druck etwa 200—400 mal kleiner wird und das Grundwasser eine etwa 400—800 mal größere Strecke zurücklegen muß (27, S. 82). Daher ist nach der Melioration mehrere Jahre hindurch

eine besondere Sorgfalt bei allen durchzuführenden Maßnahmen geboten.

Die wichtigste Forderung bei der Bewirtschaftung eines kultivierten Solontschaks ist die allgemeine Verringerung der Verdunstung von der freien Bodenoberfläche. Hierzu ist neben den rein wasserbaulichen Maßnahmen (Instandhaltung der Dränanlage, Säuberung des Bewässerungsnetzes, Abdichtung der Gräben zur Verhinderung von größeren Sickerverlusten, genau bemessene Wassergaben möglichst mit Furcheneinstau) ganz besonders eine geregelte Fruchtfolge anzustreben, in der die Luzerne mit mehrjährigen Gräsern einen breiten Raum einnimmt. Die bekannten bodenverbessernden Eigenschaften der Luzerne sind gerade für den bewässerten Boden zur Belebung der mikrobiellen Prozesse sehr erwünscht. Ferner vermag die Luzerne als Tiefwurzler das aufsteigende Kapillarwasser abzufangen und den Grundwasserspiegel im Laufe eines Jahres um 0,5—1,0 m abzusenken. Am Ende des zweiten Jahres nutzt sie weitgehend das Wasser innerhalb einer 3-m-Schicht. Im Transvolgagebiet wurde in einem tonigen Wiesentschernosjom der Salzgehalt bei Luzerne und bei einem 80 m von ihr entfernten Waldschutzstreifen bestimmt (12, S. 347). Während im Profil unter Wald der Bodenauszug schon in 125 cm Tiefe einen Rückstand von 1,097% gab, enthielt er unter Luzerne bis 350 cm Tiefe weniger als 0,218% Salze. Dank ihrer großen Blattoberfläche kann die Luzerne während der Reife täglich bis 80 m^3/ha Grundwasser durch Transpiration verbrauchen, das sind etwa 16 000 m^3/ha während einer Vegetationsperiode (47, S. 364). Obwohl durch Verdunstung bzw. Transpiration der Boden schließlich in gleichem Maße austrocknet und das Grundwasser absinkt, ist ihre Bedeutung für den Salzhaushalt ganz verschieden. Beide Vorgänge führen zu einem Anwachsen des Salzhaushaltes im Boden. Die Salzansammlung verläuft unter dem Einfluß der Transpiration sogar energischer als bei der Verdunstung. Kovda stellt folgende Rechnung auf (47, S. 371): Die Luzerne transpiriert innerhalb eines Jahres 10 000 m^3/ha, das Ödland verdunstet 5 000 m^3/ha. Bei einer Grundwassermineralisierung von 0,3 g/l sammeln sich in dem Luzernenfeld nach einem Jahr 3 000 kg, auf dem Ödland 1 500 kg Salze an. Nun häufen sich diese Mengen aber bei Verdunstung in den oberen 10 cm Boden und bei Transpiration in der durchwurzelten Schicht, bei der Luzerne also in der Schicht 0—200 cm an. Es beträgt daher bei einem Volumgewicht des Bodens von 1,5 der jährliche Salzzuwachs

bei Luzerne: 3,0 t Salze auf 30 000 t Boden = 0,01%
bei Ödland: 1,5 t Salze auf 1 500 t Boden = 0,1 %.

Somit sammeln sich auch unter der Wirkung der Transpiration Salze im Boden an, aber sie verteilen sich auf die gesamte durchwurzelte Bodenschicht und beeinträchtigen das Pflanzenwachstum weit weniger als bei einer Anreicherung in der Krume.

Nachteile der Luzerne sind ihre langsame Jugendentwicklung und eine größere Salzempfindlichkeit während dieser Zeit. Ferner geht ihre Wirkung hinsichtlich der Schaffung eines Kulturbodens bei

Reinsaat schon im 2. Jahr nach dem Umbruch durch Bewässerung und Bodenbearbeitung wieder verloren (56, S. 423). Man hat brauchbare Luzerne-Grasgemische herausgefunden, die der Reinsaat in jeder Hinsicht überlegen sind. Gut bewährt haben sich Mischungen von Luzerne mit Knaulgras und Welschem Weidelgras (90, S. 506). Das Knaulgras *(Dactylis glomerata)* entwickelt sich anfangs zwar auch langsam, doch wird dieser Nachteil durch die Einschaltung des Welschen Weidelgrases aufgewogen, das sich bereits im ersten Jahr durch hohe Erträge auszeichnet.

Die Grundwassersenkung auf dem Felde kann sehr wirksam durch Baumpflanzungen entlang der Bewässerungskanäle ergänzt werden. Die Baumreihen fangen mit ihren Wurzeln einen großen Teil des aus den Gräben versickernden Bewässerungswassers ab. Außerdem verringern sie die Windgeschwindigkeit und erhöhen in ihrer Nähe die relative Luftfeuchtigkeit. Am besten eignen sich hierfür schnellwachsende Sorten (Pappel, Akazie), aber auch Obstbäume (Apfel-, Birn-, Kirschen-, Aprikosen- oder Walnußbäume) und, im Hinblick auf die Seidenraupenzucht, Maulbeerbäume (47, II, S. 294). Allerdings läßt die Abfangwirkung bei alternden Bäumen nach. In dem Sovchoz „Pachta-Aral" (Hungersteppe), dessen Gräben mit schnellwüchsiger Weide bestanden waren, begann der Grundwasserspiegel nach 26 Jahren wieder anzusteigen (siehe Abb. 43), während die gleiche Weide mit 14 Jahren (Kurve 1940) die Höhe und Verteilung des Grundwassers noch deutlich beeinflußte (45, S. 52).

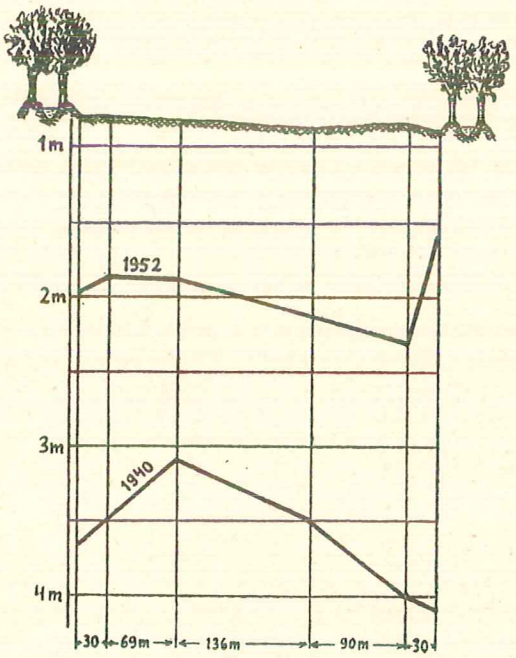


Abb. 43: Grundwasserstand und Alter der Baumpflanzungen längs der Wassergräben

Auf dem meliorierten Boden wird gewöhnlich möglichst bald ein Anbau von Baumwolle als einer der wertvollsten Kulturpflanzen der heißen Klimate angestrebt. Bei einer Transpirationsintensität von durchschnittlich 40—50 m^3/ha (47, S. 370) steht die Baumwolle hinsichtlich der Grundwasserbeherrschung weit hinter der Luzerne zurück. Abbildung 44 zeigt für den erwähnten Betrieb die Grundwasserstände bei 3jähriger Luzerne (1950) und bei der auf die Luzerne folgenden Baumwolle (1951). Unter der Luzerne hielt sich das Grundwasser von Januar bis September auf einer Tiefe von 3 m und mehr,

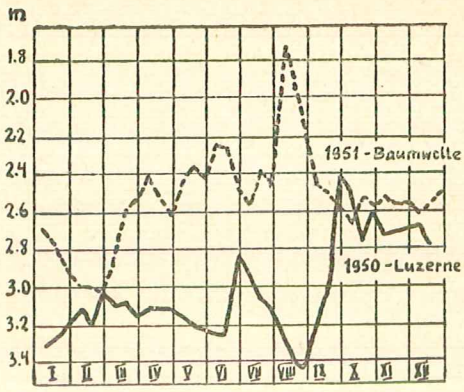


Abb. 44: Grundwasserstand bei Luzerne und Baumwolle

und die durch die Wassergaben verursachten Spitzen wurden sehr schnell wieder ausgeglichen. Durch die Wässerung vor dem Umbruch im Oktober stieg der Grundwasserspiegel merklich an und blieb infolge Ausbleibens der Transpiration und abnehmender Verdunstung in etwa 2,6 m Tiefe stehen. Die Winterniederschläge äußerten sich im März und April des folgenden Jahres in einem weiteren Anstieg. Wegen der geringen Transpiration der Baumwolle war auch der Grundwasserverbrauch 1951 beträchtlich geringer als 1950, so daß nach jeder folgenden Wassergabe die vorhergehende Spiegelhöhe übertroffen wurde (45, S. 53). Somit sind die Voraussetzungen für eine Grundwasserverdunstung bei der Baumwolle bedeutend günstiger als bei der Luzerne. Das umgekehrte Bild ergibt sich bei dem Übergang von Baumwolle auf Luzerne oder Feldgras. In Abbildung 45 zeigt die Kurve für die Baumwolle (1944) die charakteristischen Hochstände des Grundwassers während der Vegetationszeit. In der ersten Jahreshälfte des folgenden Grasbaus (1945) spiegelt das Grundwasser noch deutlich den Wasserhaushalt der Baumwolle wider. Der Grund hierfür ist, daß der junge Grasbestand anfangs nur einen relativ geringen Wasserbedarf hat. Schon ab Juni sinkt das Grundwasser jäh auf etwa 4 m ab. Im zweiten Anbaujahr der Gräser (1946) steigt der Grundwasserspiegel nach den Wassergaben nicht mehr über 2 m hinaus und schwankt meistens etwa zwischen 3 und 4 m (45, S. 54). Der günstige Einfluß von Luzerne und

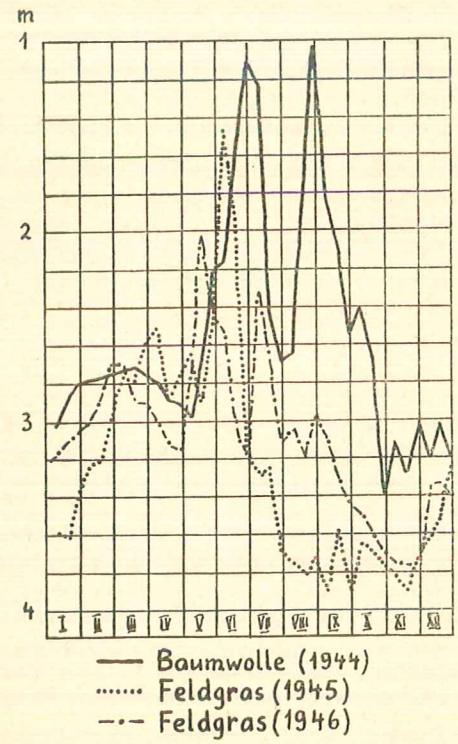


Abb. 45: Grundwasserstand bei Baumwolle und Feldgras

Gräsern auf den Grundwasserhaushalt ist bei beiden Versuchen deutlich.

In der Hungersteppe hat sich eine siebenjährige Fruchtfolge (3 Jahre Baumwolle und 4 Jahre Luzerne) gut bewährt. Dennoch sollte in der ersten Zeit nach der Durchwaschung 2—3 Jahre lang die Baumwolle zu Gunsten der Luzerne beschränkt werden. Erst nach weiterer Entsalzung des Grundwassers kann dann auf eine 4—5jährige Wiederholung der Baumwolle übergegangen werden (47, II, S. 310).

Zur Schaffung von lückenlosen und dichten Pflanzenbeständen, die die Grundwasserverdunstung auf ein Mindestmaß herabsetzen, werden bei durchgewaschenen Böden außer der Ausnutzung der biologischen Besonderheiten der Leguminosen- und Gramineengemische folgende Maßnahmen empfohlen (120, S. 327):

1. Schälen des Bodens und seine Erhaltung in ständig lockerem Zustand bis zum Spätherbst. Möglichst späte Herbstfurche (Ende Oktober/Anfang November), davor unbedingt eine Wässerung (800 m^3/ha).
2. Starke Düngung zur Hackfrucht. In einem Versuch ergaben 300 dz/ha Stallmist und 112 kg/ha N, 210 kg/ha P, 50 kg/ha K als Mineraldünger einen Zuckerrübenertrag von 557 dz/ha.
3. PK-Düngung der Luzerne in den ersten Jahren nach der Kultivierung (P_{50}, K_{30}), einmalige Stallmistgabe von 300 dz/ha nach der Durchwaschung zusätzlich zur Mineraldüngung.
4. Wässerungen des Feldgrases im Spätherbst.
5. Möglichst frühzeitige Bestellung des Sommergetreides und anderer Sommerkulturen, um die Jugendentwicklung in die Zeit der günstigsten Feuchtigkeitsverhältnisse zu verlegen. Bestellung des Wintergetreides möglichst spät nach einer Wassergabe (800 m^3/ha).
6. Erhöhte Saatmengen (Luzerne bis 25 kg/ha, Zuckerrüben bis 45 kg/ha, Winterweizen bis 1,8—2 dz/ha) zur Erzielung eines dichten und möglichst rasch schließenden Bestandes.

VIII. Melioration der Solonezböden

Bei dem Solontschak wird die Pflanze durch die physiologische Wirkung der leichtlöslichen Salze geschädigt. Die geringe Ertragsfähigkeit des Solonez ist sowohl durch physiologische als auch durch physikalische Faktoren bedingt. Von diesen lassen sich die ersteren, so weit es sich um die freien Ionen in der Bodenlösung handelt, in der bei der Kultivierung des Solontschaks dargelegten Weise mit Hilfe von Bewässerung oder besonderen Durchwaschungen beseitigen. Mit einer toxischen Wirkung des Austausch-Na ist nach ausführlichen Untersuchungen erst bei einem Anteil von 40% des T-Wertes an zu rechnen. Nach Überschreitung dieses Grenzwertes äussert sie sich ganz unvermittelt in einem Mangel an $Ca^{\cdot\cdot}$. Bei weiterer Steigerung des Austausch-Natriumgehalts findet eine Desorption des

$Ca^{\cdot\cdot}$ statt, d. h. der Sorptionskomplex beginnt die Ca-Ionen der Pflanze zu entziehen, wodurch ihre Entwicklung stockt (4, S. 149). Eine derartig hohe Na-Belegung des Komplexes kommt nur bei dem Soda- und Sulfat-Soda-Solonez vor. Unvergleichlich stärker leidet die Kulturpflanze unter den Folgen der durch das Austausch-Na bedingten physikalischen Eigenschaften des Solonez. Diese machen sich schon bei einem Na-Gehalt von 5—10% des T-Wertes bemerkbar (80, S. 16). Mit der Melioration der solonzierten Böden wird daher in erster Linie die Umwandlung des Na-Tons in einen Ca-Ton erstrebt. Hierdurch ergibt sich erst die Möglichkeit der Auswaschung der etwa vorhandenen Salze.

Man teilt heute alle Solonezböden ihren genetischen Merkmalen entsprechend (Tiefe und Mineralisierung des Grundwassers, Verteilung der leichtlöslichen Salze, des Gipses und der Erdalkalikarbonate im Profil, Gehalt an Austausch-Na und Lage und Mächtigkeit des solonzierten Horizontes) in sogenannte Meliorationsgruppen ein (4, S. 201) (73, S. 17) (74) (75, S. 570), die zu ihrer Kultivierung alle eine Beseitigung des Austausch-Na und des verdichteten Solonezhorizontes erfordern. Nach den Möglichkeiten zur Erreichung dieses Zieles kann man grundsätzlich den soda- und Cl-SO_4-versalzten Wiesensolonez der Zone der Tschernosjome und der kastanienfarbigen Böden den übrigen sodafreien Wiesen-Steppen- und Steppensolonezformen der Zone der kastanienfarbigen und braunen Böden gegenüberstellen. Die Melioration der sodahaltigen Böden besteht in der Verdrängung des Austausch-Na durch Zufuhr von Ca-Salzen und in der Beseitigung der von der Soda herrührenden Alkalität. Diese letzte Aufgabe entfällt bei den sodafreien Böden. Außerdem enthalten von diesen die Wiesen-Steppen- und Steppenformen Ca-Salze in ihrem Profil, so daß mit geeigneten Mitteln bodeneigenes Ca ausgenutzt werden kann und zusätzliche Gaben sich erübrigen. Somit ergibt sich ein recht klares Schema für die Meliorationsmaßnahmen.

1. Verbesserungen durch Mittel, die dem Boden von außen zugeführt werden

Hohe Alkalität und starke Na-Sättigung des Sodasolonez verlangen zu seiner Melioration große Mengen von Ca-Salzen. Ein wirksames und relativ billiges Mittel ist der Gips. Man erreicht mit ihm sowohl eine Verdrängung des Na aus dem Sorptionskomplex als auch eine Neutralisierung der Soda. Die Reaktionen erfolgen nach den Gleichungen:

$$\text{Boden-Na}_2 + \text{CaSO}_4 \rightleftarrows \text{Boden-Ca} + \text{Na}_2\text{SO}_4$$
$$\text{CaSO}_4 + \text{Na}_2\text{CO}_3 \rightleftarrows \text{CaCO}_3 + \text{Na}_2\text{SO}_4$$

In beiden Fällen bildet sich Na_2SO_4, das im Anschluß an die Gipsung des Bodens ausgewaschen werden muß, doch genügen hierzu oft schon die Niederschläge und aufgespeichertes Schmelzwasser. Die Grundwasserverhältnisse der Wiesensolonezböden erfordern allerdings Maßnahmen zur Senkung des Grundwasserspiegels, um eine sekundäre Versalzung zu verhindern. Bei hohem Grundwasserstand und stärkerer Mineralisierung mit Chloriden und Sulfaten kann der

Boden durch eine Gipszufuhr noch verschlechtert werden. Der nach dem Eintritt des Ca in den Sorptionskomplex locker werdende Solonezhorizont läßt nun die vorher zurückgehaltenen Salzlösungen bis zur Bodenoberfläche aufsteigen und eine Abwanderung des Na_2SO_4 ist unter diesen Umständen kaum möglich (121, S. 352). Diese Gefahr kann aber nur eintreten, wenn der Boden in der Folgezeit ohne Vegetation bleibt. Die langjährigen Meliorationsversuche in der Ukraine (85, S. 58) weisen in keinem Falle diese Erscheinung auf, sobald der Boden einen Pflanzenbestand trägt. Die beste Sicherung gegen einen Grundwasseranstieg in unbewässerten Verhältnissen der Waldsteppe bieten die mehrjährigen Gräser.

Eine Schwierigkeit besteht in der Verringerung der Gipslöslichkeit im alkalischen Mittel. Mikroskopische Untersuchungen haben gezeigt, daß sich auf den Gipskristallen eine Schicht von $CaCO_3$ und Humus bildet, die bei der Umsetzung des $CaSO_4$ mit Soda und Na-Humat entsteht (4, S. 203). Das erklärt das Vorkommen von Sodasolonezböden, die einen merklichen Gipsgehalt im Solonezhorizont aufweisen. Aus diesem Grunde bevorzugt man bei stark alkalischer Reaktion oft Mittel, die eine Auflösung der Ca-Verbindungen des Bodens begünstigen und damit den Basenaustausch fördern. Ihr gemeinsames Merkmal besteht darin, daß sie entweder selbst sauer reagieren oder eine Säurebildung im Boden auslösen. Von allen das weitaus am schnellsten zum Ziel führende aber auch teuerste Mittel ist die Schwefelsäure. Es können folgende Vorgänge stattfinden (44, S. 135) (105, S. 48):

$$H_2SO_4 + 2\ CaCO_3 \rightleftarrows CaSO_4 + Ca\ (HCO_3)_2$$
$$H_2SO_4 + \quad CaSO_3 \rightleftarrows CaSO_4 + CO_2 + H_2O$$

Nach der ersten Reaktion können durch $CaSO_4$ und $Ca(HCO_3)_2$ insgesamt 4 $Na^{\cdot}$ ausgetauscht werden. Die Voraussetzung hierzu sind hohe Bodenfeuchtigkeit, niedrige Bodentemperaturen und CO_2-Erzeugung durch Pflanzenwurzeln. Bei trockenem Boden und höheren Temperaturen entweicht stets mehr oder minder viel CO_2 in die Luft, und es erfolgt nur ein Umtausch von 2 $Na^{\cdot}$ gegen das $Ca^{\cdot\cdot}$ des Gipses. Kelley ist der Ansicht, daß unter den gewöhnlichen Feldbedingungen ein Schwefelatom durchschnittlich zu dem Ersatz von 3 $Na^{\cdot}$ führt. Versuche mit Handelsschwefelsäure in Mengen von 1—3 t/ha zeigten hervorragende Ergebnisse bei Meliorationen von sodaversalzten Alkaliböden in Kalifornien (44, S. 137). Das einzige Hindernis bilden die Kosten und die bisher noch vorhandenen Schwierigkeiten bei der Ausbringung von konz. H_2SO_4 in größerem Umfang. Man greift daher gern zu weniger unangenehmen Mitteln, die bei geringerem Kostenaufwand in gleicher Weise zu obengenannten Vorgängen führen. Es sind diese elementarer Schwefel in Form von Schwefelblüte, saure Sulfatsalze und verschiedene schwefelhaltige Abfallprodukte (Schlacken) der Metallindustrie, die durch mirkrobielle Oxydation bzw. Hydrolyse H_2SO_4 liefern (105, S. 48):

$$2\ S + 3\ O_2 \rightleftarrows 2\ SO_3$$
$$SO_3 + H_2O \rightleftarrows H_2SO_4$$
$$FeSO_4 + H_2O \rightleftarrows H_2SO_4 + FeO$$

Da diese Prozesse der H_2SO_4-Bildung erst ablaufen müssen, tritt die verbessernde Wirkung auf den Boden nach entsprechend längerer Zeit ein. Die Oxydation von etwa 2 t/ha Schwefelblüte benötigt je nach Temperatur und Feuchtigkeitsbedingungen eine Zeit von etwa 2—3 Wochen (105, S. 50) bis 2—3 Monaten (121, S. 355).

Bei der Schwefelung des Bodens überlastet das sich nach und nach bildende $CaSO_4$ nicht die Bodenlösung und kann in vollerem Maße mit dem Kolloidkomplex des Bodens in Wechselwirkung treten. Allerdings muß die Anwendung von Ca-freien Schwefelmitteln auf Böden beschränkt bleiben, die selbst ausreichende Ca-Mengen enthalten, um die Schwefelsäure umzusetzen. Ist dies nicht der Fall, so wirkt das H_2SO_4 unmittelbar auf den Na-Ton ein (44, S. 136):

$$\text{Boden-Na}_2 + H_2SO_4 \rightleftarrows \text{Boden-H}_2 + Na_2SO_4$$

Der Solonez wird hierbei nur in einen Solod, d. h. in einen sauren, ungesättigten Boden verwandelt. Um diese Entwicklung zu vermeiden und dennoch eine Neutralisation der Soda zu erreichen, bedient man sich in den Vereinigten Staaten in wachsendem Maße des sogenannten Kalkschwefels *(lime-sulfur)*, der ein Gemisch von Kalziumpolysulfiden und etwas Kalziumthiosulfat darstellt. Bei der Oxydation des Schwefels bildet sich neben der Schwefelsäure Gips, der der Versauerung des Bodens entgegenwirkt (105, S. 49):

$$CaS_5 + 8\ O_2 + 4H_2O \rightleftarrows CaSO_4 + 4H_2SO_4$$

$$\text{Boden-Na}_{10} + 4H_2SO_4 + CaSO_4 \rightleftarrows \text{Boden}\begin{matrix}\diagup H_8\\ \diagdown Ca\end{matrix} + 5Na_2SO_4$$

Die weitere Anreicherung des Komplexes mit Ca-Ionen erfolgt dann durch entsprechende Kalkung und Düngung der Kulturpflanzen.

Schließlich läßt sich eine Gipsbildung im Boden auch mit Hilfe von Handelsdüngern erreichen. Durch geeignete Wahl derselben kann der Boden sowohl melioriert als auch auf Vorrat gedüngt werden. Superphosphat z. B. enthält bis zu 40—50% Gips, so daß der Boden mit einer Gabe von 4—6 dz/ha neben den in alkalischen Solonezböden gewöhnlich dringend erforderlichen nutzbaren Phosphaten gleichzeitig etwa 2 dz/ha Gips erhält. Besonders günstig ist eine gleichzeitige Düngung mit Ammoniumsulfat. Dieses bildet bei seiner Oxydation HNO_3 und H_2SO_4, die mit dem Ca des Bodens in $Ca(NO_3)_2$ und Gips übergehen. Je 100 kg N des Ammoniumsulfats können dem Boden bis zu 600 kg Gips zuführen (121, S. 355).

Bei Solonezböden, die weder Ca noch Soda enthalten, tritt als Meliorationsmittel an Stelle des Gipses der Kalk (CaO oder $CaCO_3$) in den Vordergrund. Erfolgreiche Kultivierungen dieser Böden, die bei weitgehender natürlicher Entsalzung einen beträchtlichen Gehalt an Austausch-Na und oft einen pH-Wert unter 7 aufweisen, werden seit langer Zeit in Ungarn betrieben. Sie wurden von De Sigmond in mehreren Arbeiten ausführlich beschrieben (96). Der Boden wird etwa 5—6 cm hoch mit Lößmergel überschichtet, der 7—15% $CaCO_3$ enthält und in Ungarn überall gewonnen werden

kann. Diese mit *Digo* bezeichnete Methode wird in letzter Zeit mit Hilfe von Baggern und Schrappern mechanisiert, um die erforderlichen Lößmassen (je nach Sättigungsgrad der Krume 350—500 m^3/ha) heranbringen zu können. 1947 von Prettenhoffer durchgeführte Versuche in unbewässerten Verhältnissen ergaben Weizenerträge von 14—27 dz/ha gegenüber 5—7 dz/ha bei dem unbehandelten Boden. Auch einmalige Kalkungen mit Kreidemehl (etwa 16 t/ha) führten nach wenigen Jahren zu einer weitgehenden Verminderung des Gehaltes an Austausch-Na in der 60-cm-Bodenschicht (von 34 auf 5 mval) (4, S. 215). Bei höherer Bodenalkalität mischt man dem Karbonatlöß etwas Gips bei und schafft damit die Bedingungen für die Auflösung des $CaCO_3$.

Eine der Digomethode ähnelnde und neuerdings in der Schwarzerdezone Sibiriens von Orlovskij (121, S. 358 ff.) ausgearbeitete Methode bei starkalkalischen Solonezböden ist die *Beerdung*. Die Bewirtschaftung von Bodenkomplexen, in denen Tschernosjom und Solonez fleckenweise wechseln, bereitet in acker- wie auch in pflanzenbaulicher Hinsicht große Schwierigkeiten. Die Zeitpunkte der Bearbeitungsfähigkeit sind beim Ca- und Na-Boden sehr verschieden. Richtet man sich bei der Frühjahrsbestellung nach dem Zustand des Solonez, so drohen durch die Verzögerung Ertragsverluste auf dem bereits austrocknenden Tschernosjom. Läßt man jedoch die Solonezflecken außer Betracht, so bleiben Schlepper und Arbeitsgerät in den oft nur 1—2 m^2 großen, schmierigen Flecken hängen; beim Pflügen springt der Pflug aus der Furche, da er bei einer auf den Tschernosjom eingestellten Bearbeitungstiefe auf den dichten Solonezhorizont stößt und herausgeworfen wird. Nicht selten werden Zug- und Arbeitsmaschinen ernstlich beschädigt (122, S. 277). Die ungleichmäßige Bearbeitung bedingt lückige Bestände mit ungleichmäßiger Reife. Die Beerdung besteht nun in einer Überschichtung des zuvor ausgepflügten und gefrästen A-Horizonts der Solonezflecken mit Tschernosjomerde, die von den umliegenden Flächen mit Schrappern abgetragen und herangeschafft wird. Da die Flecken gewöhnlich eine kaum sichtbare Einsenkung bilden, werden keine Unebenheiten geschaffen. Ertragssenkungen auf den Tschernosjomflächen seien bei vorsichtiger Abtragung weniger Zentimeter der Krume mit nachfolgendem Übereggen, entgegen den Bedenken in dieser Hinsicht (4, S. 218), nicht beobachtet worden (121, S. 365).

Mit einer 1 cm dicken Schicht Schwarzerde (= 100 t/ha) erhält der Solonez:

1. etwa 600—800 kg Austausch-Ca, was 2—3 t Gips entspricht;
2. große Mengen von Kolloiden, an denen es im A-Horizont der Solonez- und Solodböden fehlt;
3. etwa 8 t Humus, 450 kg N und 200 kg P je ha, die von den Pflanzen unter den alkalischen Bedingungen des Solonez weitgehend ausgenutzt werden können.

Diese Zahlen verdoppeln sich, da bei der ersten Beerdung mindestens 2 cm Boden aufgetragen werden müssen. Die Schicht verhütet die für die Saat besonders nachteilige Krustenbildung und wirkt als eine Art Mulchschicht, die die Verdunstung im Boden und damit eine

Salzbewegung zur Krume abschwächt. Die besonders im Jugendstadium empfindlichen Pflanzen nutzen in erster Linie diese aufgetragene Schicht aus und bilden gleichzeitig einen gleichmäßig beschattenden Bestand. Ihr Wurzelnetz übt eine vielseitig verbessernde Wirkung auf den Solonez aus. Bei der Herbstfurche wird die Schicht etwa 20 cm tief untergepflügt und der herausgekehrte Teil des Soloneshorizontes wird ein zweites Mal überschichtet. Im Laufe von einigen Jahren ist es gelungen, durch solche Überschichtungen und eine anfängliche Düngung mit Stallmist und Mineraldüngern den Nährstoffhaushalt und die physikalischen Eigenschaften der Solonezflecken merklich zu verbessern und Erträge zu erzielen, die denen des umliegenden Tschernosjoms nicht nachstehen.

Tabelle 46: Durchschnittserträge von Hirsestroh und Feldgras auf beerdeten Soda-Krustensolonezflecken (121, S. 361)

Beerdung u. 40 t/ha Stallmist u. 10 dz/ha Superphosphat	Unbehandelt	10 dz/ha Superphosphat u. 5 dz/ha Gips	Beerdung u. 40 t/ha Stallm.	Unbehandelt	Beerdung	Stallmist	Unbehandelt
1939, Hirsestroh (dz/ha)							
24,0	Bestand eingegangen		21,6	Bestand eingegangen	12,0	Bestand eingegangen	
1942, Feldgras im 2. Jahr (dz/ha) Heu von 2 Schnitten							
44,9	10,6	16,2	36,1	Bestand eingegangen	44,6	27,7	28,1

Aus Tabelle 46 ist zu ersehen, daß anfangs bei Düngung oder Beerdung allein die Pflanzen entweder eingegangen sind oder einen niedrigen Ertrag ergaben. Erst die gleichzeitige Anwendung beider Maßnahmen brachte den besten Erfolg. (Überraschender Frost von —4° Ende August vernichtete den Hirsebestand in der Milchreife. Es konnten daher nur die Stroherträge festgestellt werden.) Nach drei Jahren, in denen noch zwei weitere Beerdungen durchgeführt wurden, nähert sich der Ertrag der nur beerdeten Parzellen dem der beerdeten und gedüngten, woraus gefolgert werden kann, daß die anfängliche Stallmist- und Mineraldüngergabe hauptsächlich den Anstoß zur rascheren Bodenverbesserung ergeben haben, die durch die Beerdung ergänzt wurde. Da auch die unbehandelten Parzellen zur Einbringung der Saat aufgelockert wurden, konnte sich neben der Grassaat, die hier größtenteils einging, eine Halophytenflora ansiedeln, deren Heuerträge die relativ hohen Werte bedingen (28, 1 dz/ha).

Das Wesen der Beerdung besteht gewissermaßen in einer „Verdünnung“ des Solonez durch Ca-Humate, wobei ein Ausgleich zwischen den Kationenbelegungen der beiden zusammengebrachten Böden stattfindet. Es wurde experimentell nachgewiesen, daß ein solcher Ausgleich bei gegenseitiger Berührung von verschiedenen Böden

bei günstigen Feuchtigkeitsverhältnissen ziemlich rasch erfolgt und ein neues, konstantes Kationenverhältnis sich einstellt. In dem vorliegenden Versuch Antipov-Karataevs (Tabelle 47) waren die beiden Bodenarten durch Zellophan- oder Pergamentpapier getrennt.

Tabelle 47: Kationenausgleich zwischen verschiedenen Bodenarten (nach 4, S. 217)

Boden	T-Wert mval/ 100 g Boden	Austauschkationen in % des T- Wertes								
		Ausgangsböden			nach 2 Mon.			nach 6 Mon.		
		Ca	Mg	Na	Ca	Mg	Na	Ca	Mg	Na
I = Mg-Ca-Na-Ton, II = Mg-Ca-Ton										
I	20	20	29	50	49	35	15	45	36	18
II	24	60	39	0	47	35	17	47	35	17
I = Solonez (B-Horizont), II = Kastanienfarbiger Boden (A-Horizont)										
I	40	36	46	16	47	45	7	52	39	7
II	26	75	23	0	58	33	7	53	38	8

Bei dem beschriebenen Feldversuch läßt sich die weitere Entwicklung unter dem Einfluß von zwei Beerdungen mit insgesamt 400 t/ha bereits nach einem Jahr erkennen (Tabelle 48). Der Gehalt des Austausch-Na hat besonders in den oberen 0—5 cm abgenommen, während der Anteil der Erdalkaliionen in der gesamten Schicht von 0—25 cm beträchtlich gestiegen ist. Die Beerdungsmethode verdient zwei-

Tabelle 48: Einfluß von Beerdung auf T-Wert und Gehalt des Austausch-Na (nach 121, S. 364)

Tiefe in cm	T-Wert			Austausch-Na				$Ca^{++} + Mg^{++}$ (kval/ha) nach Differenz
	mval/ 100 g Boden	mval/ 100 cm^3 Boden	kval/ ha	mval/ 100 g Boden	in % des T-Werts	mval/ 100 cm^3 Boden	kval/ ha	
Unbehandelter Boden (1939)								
0— 5	40,1	39,8	199,2	30,0	74,7	29,8	148,8	50,3
5—15	35,0	39,8	397,5	27,6	78,9	31,3	313,5	84,0
15—25	38,8	47,5	475,4	36,0	90,7	43,1	331,1	44,3
0—25	—	—	1072,1	—	—	—	893,4	178,6
Aufgebrachter Tschernosjom (2mal je 200 t/ha)								
			223,2				38,1	185,1
Beerdung + 40 t/ha Stallmist + 10 dz/ha Superphosphat (1940)								
0— 5	44,5	38,6	192,8	23,3	52,5	20,2	101,2	91,6
5—15	45,4	51,0	509,8	28,3	62,4	31,8	318,0	191,9
15—25	42,6	52,1	521,2	29,8	70,1	36,5	365,3	156,9
0—25	—	—	1223,8	—	—	—	784,5	440.4
			+151,7				—108,9	+261,8
			(+14%)				(—12%)	(+146%)

fellos Beachtung, besonders bei der Verbesserung von Bodenkomplexen der Schwarzerdezone, doch ist sie z. Z. in technischer Hinsicht wegen der dabei zu bewegenden großen Erdmassen noch umstritten.

Grundsätzlich muß gesagt werden, daß man mit stärkeren Gipsgaben von 10—40 t/ha auch beim Sodasolonez eine Entsolonzierung erzielen kann, wenn der Boden genügend Feuchtigkeit erhält, um solche Mengen in Lösung zu bringen. Ein Beispiel, wo diese Voraussetzung künstlich geschaffen wurde, bildet der Versuch von Kelley auf einem Alkaliboden in Kalifornien *(Fresno soil)*. Nach der Gipsaufbringung von rund 25 t/ha wurde der Boden 3 Wochen ohne Unterbrechung überstaut. Tabelle 49 zeigt die Veränderung im Austauschkationengehalt nach 11 Jahren.

Tabelle 49: Gipsbehandlung eines Alkalibodens (44, S. 132)

Tiefe in cm	mval/100 g Boden			Na^{+} in % des T-Werts	pH
	$Ca^{++} + Mg^{++}$	K^{+}	Na^{+}		
		Vor Behandlung (1920)			
0— 30	1,08	0,23	3,13	70	9,7
30— 60	0,42	0,98	2,87	67	9,4
60— 90	1.78	0,28	2,41	54	9,6
90—120	2,57	0,34	1,59	35	9,1
		Nach Behandlung (1931)			
0— 30	5,05	0	0,27	5	7,5
30— 60	4,59	0	0,40	8	8,1
60— 90	4,63	0	0,43	8	8,3
90—120	4,13	0	1,00	19	8,7

In unbewässerten Verhältnissen kann die Wirkung des Gipses durch Einbringung von organischen Düngern (Stallmist, Torf) beträchtlich gesteigert werden. Die allgemein bekannten Einflüsse der Stallmistdüngung bei Böden mit geringer Durchlässigkeit und kleinem Porenvolumen erhalten eine besondere Bedeutung bei den Solonezböden infolge deren ausgesprochener Humusarmut, die eine Folge der spärlichen Vegetation und der eine Anreicherung von organischer Substanz verhindernden Alkalität ist. Außerdem beschleunigt der Stallmist den Kationenumtausch, indem er den CO_2-Gehalt in der Bodenluft und Bodenlösung und den Ca-Gehalt in der Bodenlösung erhöht (123, S. 393):

$$\text{Boden-}Na_2 + H_2CO_3 = \text{Boden-}H_2 + Na_2CO_3$$
$$CaCO_3 + H_2CO_3 = Ca(HCO_3)_2$$

Die gleiche vielseitige Aufgabe erfüllt auch der Grasanbau nach erfolgter Gipszufuhr. Die dichte Grasnarbe reichert den Boden mit Humus an und versorgt ihn sowohl durch die Lebenstätigkeit der Wurzeln als auch nach dem Umbruch mit CO_2. In unbewässerten Verhältnissen kann daher auch durch eine gleichzeitige Anwendung dieser bodenverbessernden Maßnahmen eine erfolgreiche Entsolon-

Tabelle 50: Wirkung von Gips und Stallmist bei einem krustensäuligen Sodasolonez. Gebiet Poltava. Erträge in dz/ha.. (nach 4, S. 526)

	1939 Wi-Weizen nach 2 Jahren Brache	1940 Sonnen-blumen	1941 reine Gras-saat und Luzerne + Agropyr. sibir., Agropyr. desert.	1944 Wi-Weizen nach Gras	1945 Gerste	1946 Hafer	1947 Un-bebaut	1948 So-Weizen	1949 Hafer mit Untersaat Melilot. off., Luz. und Agropyr. desert.
Ausgangsboden	3,0	1,2	Ertrag nicht fest-gestellt	3,6	0,7	0,3		2,3	5,1
Gips 12,5 t/ha	9,9	4,8		11,1	4,4	7,7		8,6	16,0
Gips 25,0 t/ha	10,2	4,9		11,9	5,5	8,4		8,4	18,8
Gips 37,5 t/ha	10,7	4,7		12,1	6,8	8,8		9,1	15,2
Gips 37,5 t/ha auf 3 Jahre zu je 12,5 t/ha verteilt	10,7	5,1		12,6	7,0	8,3		9,6	17,8
Stallmist 30 t/ha	3,9	3,2		4,4	0,6	0,3		0,3	7,9
Stallmist 30 t/ha + Gips 12,5 t/ha	10,6	5,4		12,9	4,5	8,7		7,1	19,8
Stallmist 30 t/ha + Gips 25,0 t/ha	11,8	5,7		13,3	4,0	11,4		10,0	20,1
Stallmist 30,0 t/ha + Gips 37,5 t/ha	12,5	4,6		13,4	4,1	9,1		10,5	19,1
Stallmist 30,0 t/ha + Gips 37,5 t/ha (Gips auf 3 Jahre zu je 12,5 t/ha verteilt)	11,0	4,9		12,5	4,3	8,0		10,6	19,2

zierung des sodaversalzten Solonez erreicht werden. Im südlichen Teil der Waldsteppe im Gebiet Poltava lief von 1938 bis 1949 ein Versuch zur Melioration eines Soda-Krustensolonez. Wegen des überaus hohen absoluten Gehaltes an Austausch-Na gehörte der vorliegende Boden zu den ausgeprägtesten Solonezformen überhaupt, was sich schon äußerlich an dem gänzlichen Fehlen jeder Vegetation zeigte. Tabelle 50 gibt Anordnung und Verlauf des Versuchs, Tabelle 51 die Änderungen der Austauschkationengehalte wieder. Die Erträge auf den Kontrollparzellen sind mehr oder weniger der Randwirkung bei der Bearbeitung der benachbarten Parzellen zuzuschreiben. Luzerne und Steinklee (1941) gingen nach dem Auflaufen recht bald wieder ein, während *Agropyrum sibiricum* und *Agropyrum desertorum* einen normalen Bestand ergaben, wobei letzteres das erstere im zweiten Jahr verdrängte. Wegen der Kriegsereignisse blieben die Heuerträge dieser Parzellen 1941—1943 außer Betracht. Die günstige Wirkung der Grasnarbe zeigt sich deutlich in den Ertragszunahmen des Winterweizens 1944. Im ganzen ist zu erkennen, daß die Erträge fast ausschließlich bei gleichzeitiger Einbringung von Gips und Stallmist erzielt werden, während der Stallmist allein zu einer Verbesserung dieses Solonez offenbar nicht genügt. Orlovskij (121, S. 376) hat bei Gefäßversuchen mit Sodasolonez in der Barabaniederung festgestellt, daß mit zunehmenden Stallmistgaben die Pflanzen (Weizen) um so eher zugrundegehen, je höher der Gehalt des Austausch-Na im Boden ist. Der Stallmist „verbrennt" im alkalischen Mittel viel rascher und die entstehenden Na-Humate tragen zur weiteren Peptisierung des Bodens und zu noch stärkerer Alkalität des Mittels bei. Umgekehrt zeigte sich die günstige Wirkung des Stallmistes in dem Augenblick, wo die Möglichkeit zur Bildung von Ca-Humaten gegeben war. Somit ergibt sich die Notwendigkeit einer Herabminderung des Na'-Gehalts unter den Grenzwert, von dem an der Stallmist eine Bodenverschlechterung auslöst. (Für die Verhältnisse der Barabaniederung liegt diese Grenze zwischen dem mittel- und dem krustensäuligen Solonez.) Dies geschieht durch die gleichzeitige Zufuhr von Ca-Ionen mit dem Gips. Leider gibt Tabelle 51 nur die durch den Gips allein hervorgerufenen Veränderungen in der Kationenbelegung an.

Danach ist es bei dem Versuch gelungen, den hartnäckigen Sodasolonez in einen mäßig solonzierten Boden zu verwandeln, aber nach den Erträgen (Tabelle 50) zu urteilen, dürfte auf den Parzellen mit Stallmist + Gips eine tiefgreifendere Entsolonzierung erreicht worden sein.

Man ist heute allgemein bestrebt, die früher sehr oft im Überschuß gegebenen Gipsmengen durch kleinere zu ersetzen und dafür die zusammengefaßte Wirkung von natürlichen Faktoren, in erster Linie der Pflanze selbst, voller auszunutzen. Auf Grund der Arbeiten von Gedroiz sah man seinerzeit in der Melioration des Solonez durch Gips einen überwiegend kolloidchemischen Prozeß und ging bei Berechnungen der nötigen Gipsmengen vom Gesamtgehalt des Austausch-Na aus. Zur Zeit besteht in der UdSSR noch teilweise die Ansicht, die zur Verdrängung des Austausch-Na und Neutralisierung

Tabelle 51: Austauschkationen eines krustensäuligen Sodasolonez nach Gipszufuhr. Gebiet Poltava (nach 4, S. 538—539)

Tiefe in cm	mval/100 g Boden			Na˙ in % des T-Wertes
	Ca	Mg	Na	
Ausgangsboden (1938)				
0—20	10,10	3,3	11,80	47
20—30	5,30	3,4	24,20	73
30—40	3,50	3,59	19,46	73
40—60	2,70	—	16,99	86
Gipswirkung 25 t/ha nach 2 Jahren (1940)				
0—20	14,49	0,90	7,02	31
20—30	10,50	—	22,7	68
30—40	8,05	—	18,3	69
40—60	6,24	—	18,3	74
Dasselbe 1949				
0—20	19,32	0,90	1,67	7,6
20—30	18,36	1,32	9,30	32,4
30—40	9,80	1,18	16,22	59,6
40—60	7,20	1,24	14,81	63,2
60—80	8,30	0,71	15,62	63,5

der Soda bei einem gegebenen Solonezboden erforderliche Gipsgabe solle so bemessen sein, daß das Ca des Gipses 95% des Austausch-Na der Krume ersetzt, da die restlichen 5% das Pflanzenwachstum nicht mehr beeinträchtigen (4, S. 36) (121, S. 457). Bei hohen Na-Gehalten ergeben sich für eine Verdrängung von 95—100% des Na sehr große Gipsmengen, wie dies z. B. aus der vom Salinity Laboratory in Riverside aufgestellten Übersicht hervorgeht (Tabelle 52).

Tabelle 52: Gips- und Schwefelmengen zur Verdrängung des sorbierten Na˙ (nach 105, S. 49)

Austausch-Na mval/100 g Boden	$CaSO_4 \cdot 2H_2O$, t/ha/30 cm	S, t/ha/30 cm
1	3,7	0,74
2	7,4	1,43
3	11,6	2,15
4	15,3	2,87
5	19,3	3,58
6	23,0	4,27
7	26,9	5,01
8	30,6	5,73
9	34,6	6,45
10	39,5	7,16

Die Vorstellungen über die Ausmaße der ertragsmindernden Einflüsse des sorbierten Na erfahren jetzt eine fortschreitende Änderung. Man hat verschiedentlich beobachtet, daß Böden, die ihren chemi-

schen Eigenschaften nach einen ausgeprägten Sodasolonez darstellen, oft fast die gleichen Erträge geben wie die schwachsolonzierten Böden. Nach vorläufigen experimentellen Ergebnissen sollen nur etwa 50% des Gesamt-Austausch-Na die Ursache für die das Pflanzenwachstum behindernden Solonzierungserscheinungen bilden (85, S. 57). Diese 50% seien mit dem am stärksten dispergierten Teil der Kolloide, d. h. mit den Humaten verbunden, während die übrigen 40—50% teils an organisch-mineralische Verbindungen, teils an das Bodenskelett gebunden seien. Jedenfalls haben Vegetationsversuche mit den genannten Fraktionen gezeigt, daß die Wirkung des Gipses nur bei der ersten Gruppe von Kolloiden in vollem Maße in Erscheinung tritt, während sie bei den vorwiegend anorganischen Kolloiden im Sinne der Beseitigung der Solonezeigenschaften praktisch nicht ins Gewicht fällt. Mit dem eingebrachten Gips wird in erster Linie das Na der stark dispergierten Teilchen neutralisiert und ihre Ausflockung erfolgt unter dem Einfluß der Gipszufuhr auch dann noch, wenn größere Mengen des Na (42% des T-Wertes) zurückblieben. Es wird daher neuerdings empfohlen, die Gipsgaben nicht auf den gesamten Na-Gehalt im Boden, sondern nur auf jenen mit dem organischen Sorptionsmaterial verbundenen zu beziehen. Viele Versuche haben erwiesen (84) (85) (121, S. 352) (4, S. 523 ff.), daß sich eine Gesundung des Solonez bei halben und noch geringeren Gipsgaben mit dem gleichen Erfolg erreichen läßt wie bei den auf das Gesamt-Na bezogenen, besonders wenn der Boden $CaCO_3$ enthält. Grinčenko hat im Gebiet Poltava auf starksolonziertem Tschernosjom 4jährige Vegetationsversuche durchgeführt, bei denen statt der erforderlichen 3—4 t/ha Gips nur 4 dz/ha gegeben wurden. Diese Menge streute man jedoch nicht über die gesamte Fläche aus, sondern brachte sie gleichzeitig mit der Saat in die Drillreihen ein. Der mittlere Ertragszuwachs von Winter- und Sommerweizen, Roggen, Gerste und Hirse betrug bei einer Gipsgabe von 2—3 dz/ha 2,7—3,9 dz/ha bei einem Durchschnittsertarg von 16,4 dz/ha auf dem ungegipsten Boden (132, S. 57). Diese Maßnahme erlaubt einen engen Kontakt von Boden, Meliorationsmittel und Pflanze. Die Pflanze gelangt von Anfang an in eine günstige Umgebung und kann sich normal entwickeln. Es ist wesentlich, daß diese normalen Wachstumsbedingungen schon in den ersten Entwicklungsstadien der Pflanze geschaffen werden. Ist der Gehalt des Austausch-Na einmal bis zu dem Punkt herabgesetzt, wo die Pflanze gedeihen kann, so ist es möglich, dieses Wachstum als Mittel zur Weiterführung der Reaktionen auszunutzen, die durch die chemischen Reaktionen nur teilweise zu Ende geführt werden (44, S. 138). Mit dem Gips wie auch mit den anderen oben erwähnten Mitteln gibt man demnach nur den ersten Anstoß für eine Entwicklung der Pflanze, die dann weiterhin den Boden allmählich verbessert. Diese biologische Melioration bildet auch eine Erklärung für die Tatsache, daß durch eine Gipsung mehr Austausch-Na ersetzt wird, als nach den äquivalenten Mengen des zugeführten Gipses zu erwarten wäre. Das Wurzelsystem der Pflanze und seine Symbionten scheiden bei ihrer Lebenstätigkeit CO_2 ab, das die Bodenkarbonate in Lösung bringt und damit dem Sorp-

tionskomplex zusätzliche Ca-Ionen zuführt (4, S. 533). Untersuchungen über die entsolonzierende Wirkung von Pflanzenwurzeln haben dies erwiesen (55) (133) (vgl. auch S. 123). Der Menge von 500 g Boden eines Solonezhorizontes wurden in verschiedenem Verhältnis Gräserwurzeln zugeführt, bei deren Berechnung die in einem Solonez der Širvan'-Steppe festgestellte Wurzelmenge von 18 t/ha in der 10-cm-Schicht bei einem Volumgewicht des Bodens von 1,4 als Grundlage genommen wurde.
In Tabelle 53 bilden 30 g Wurzeln (= 6% des Bodengewichts) die fünffache, 60 g (= 12%) die zehnfache Menge jenes Wertes. Der mit zunehmendem Wurzelanteil sinkende Gehalt des Karbonat-Co_2 im Boden weist daraufhin, daß die bei der Zersetzung der Wurzeln freiwerdende Kohlensäure das $CaCO_3$ löst und somit mehr Ca-Ionen sorbiert werden können. Mit der gleichen Versuchsanordnung konn-

Tabelle 53: Wurzelmengen und Gehalt des CO_2 der Karbonate im Boden (55, S. 35)

	CO_2 in %
Solonezboden (500 g)	1,273
Dasselbe + 30 g Gräserwurzeln	1,133
Dasselbe + 60 g Gräserwurzeln	1,105

ten auch bei den anderen Eigenschaften des Ausgangsbodens merkliche Veränderungen beobachtet werden. So sank der Gehalt des Austausch-Na in dem Boden mit zehnfacher Wurzelmenge von 4,66 mval (39, 8% des T-Wertes) des Ausgangsbodens auf 3,81 (23,3%), und entsprechend stieg der Anteil des sorbierten $Ca^{\cdot\cdot}$ von 4,75 mval (40,6%) auf 8,55 (52,1%) (55, S. 34). Der T-Wert des Bodens erwies sich als unmittelbar abhängig von der Menge der eingebrachten Wurzeln. Er stieg bis auf 140% (Ausgangsboden = 100 gesetzt). Neben dem Absinken des pH-Wertes (von 8,9 auf 8,0) und der Zunahme des Humusgehaltes (von 1,57 auf 4,18%) sind besonders die Verschiebungen im Anteil der Kornfraktionen aufschlußreich (Tabelle 54). Die entstehenden Krümel wiesen zugleich eine höhere Stabilität auf, das Porenvolumen nahm zu, der Boden wurde locker und durchlässig.

Tabelle 54: Einfluß der Pflanzenwurzeln auf die Bodenfraktionen (%) (55, S. 39)

	Fraktionen, mm					
	0,25	0,25—0,05	0,05—0,01	0,01—0,005	0,005—0,001	< 0,001
Ausgangsboden	8,5	22,2	30,2	12,9	18,2	11,6
+ 30 g Wurzeln	7,3	24,3	32,0	12,1	18,7	9,7
+ 60 g Wurzeln	9,1	26,3	33,9	12,9	16,9	7,8

Sehr bemerkenswert sind die seit 20 Jahren in Ungarn laufenden Versuche zur Verbesserung der natürlichen Solonezvegetation. Sie bilden ein Beispiel dafür, wie die in vorhergehenden Abschnitten erwähnte biologische Transformation oder Versteppung der Solonezböden durch die einmalige Stoßwirkung einer Gipsgabe (bei Solonezböden mit pH $>$ 7,5) oder Kalkung (bei solchen mit pH $<$ 7,5) wesentlich beschleunigt werden kann. Man beschränkt sich hierbei nur auf ein oberflächliches Ausstreuen ohne das Land umzubrechen (79, S. 88) (135, S. 12). Auf den gegipsten oder gekalkten Parzellen sind die Heuerträge auf das Zwei- bis Dreifache gestiegen, die Grasnarbe ist dichter geworden und die ursprüngliche Wermutgesellschaft wird in wachsendem Maße von Gramineen (*Festuca pseudovina* u. a.) verdrängt.

2. Bearbeitungstiefe bei Solonezböden und Möglichkeiten einer „Selbstmelioration"

Die Frage der Tiefe des Pflügens bei solonzierten Böden ist bis heute noch nicht endgültig geklärt. Anfangs herrschte die Ansicht, daß eine Einbeziehung des Solonezhorizontes in die Krume nur zu einer weiteren Verminderung der Bodenfruchtbarkeit führe, da mit ihm die Zerfallprodukte der Alumosilikate (SiO_2 und R_2O_3) und vor allem das dort angereicherte Austausch-Na wieder in den Bereich der Pflanzenwurzeln kämen und schädliche Wirkungen auf diese ausübten. Später empfahl man, die Krume zu pflügen und den Illuvialhorizont lediglich zu lockern. In der Praxis ergaben sich beim Herauspflügen des verdichteten Horizontes oder eines Teils desselben in manchen Fällen Ertragssenkungen, in anderen umgekehrt sehr auffallende Steigerungen. Diese widersprechenden Erfahrungen konnten sich mit der weiteren Erforschung der Solonezböden in den meisten Fällen in das eingangs erwähnte System der meliorativen Gruppen einordnen lassen. Umfangreiche Felduntersuchungen und Versuche in verschiedenen Bodenzonen der UdSSR haben es ermöglicht, eine Systematik der Solonezböden aufzustellen und mit deren Hilfe die bei den einzelnen Typen vorhandenen Kultivierungsmöglichkeiten auszunutzen.

Die Krumenvertiefung des solonzierten Bodens sichert eine hohe und dauerhafte Ertragsfähigkeit, die bei ständig flachem Pflügen bis zum verdichteten Horizont großen Schwankungen unterworfen bleibt. Der Erfolg einer Vertiefung der Krume wird aber ganz von dem Aufbau des Profils und der Verteilung der chemischen Bestandteile in ihm abhängen. Das verschiedene Verhalten schon der Subvarietäten eines Soloneztyps geht deutlich aus Tabelle 55 hervor. Die erhaltenen Werte zeigen allgemein die unterschiedliche Ertragsfähigkeit und zugleich die Eigenart der beiden Böden. Beim Krustensolonez, dessen B-Horizont im vorliegenden Fall 22—26 mval Austausch-Na (= 90—98% des T-Wertes) enthielt, ist der Solonzierungsprozeß unvergleichlich stärker als bei dem tiefsäuligen, der hier in seinem 20—30 cm tief gelegenen B-Horizont nur 7—8 mval (= 27—30%) Austausch-Na enthielt. Beide Böden werden durch die Gipszufuhr günstig beeinflußt, doch lassen sich die ohnehin geringen

Tabelle 55: Gipswirkung auf Gerstenertrag (dz/ha) bei verschieden tiefem Pflügen sodaversalzter Solonezböden der Tschernosjome. Gebiet Poltava. (84, S. 408)

	Gewöhnliches Pflügen (14 cm)		Pflügen auf 28 cm	
	Krustensolonez	Tiefsäuliger Solonez	Krustensolonez	Tiefsäuliger solonez
Unbehandelt	0	19,0	0	19,0
25 t/ha Gips, oberflächlich (auf gepflügtem Boden ausgestreut)	2,6	21,3	5,6	28,7
25 t/ha Gips untergepflügt	5,3	—	4,5	—
25 t/ha Gips ½ oberflächlich, ½ untergepflügt	4,2	22,0	5,9	27,7
30 t/ha Stallmist, untergepflügt	0,6	20,6	0	21,1
30 t/ha Stallmist + 25 t/ha Gips (oberflächlich)	4,0	20,5	6,75	30,0
30 t/ha Stallmist + 25 t/ha Gips (untergepflügt)	5,5	24,3	4,6	—
30 t/ha Stallmist + 25 t/ha Gips (½ oberflächlich, ½ untergepflügt)	4,5	—	5,2	28,5

Erträge des Krustensolonez durch ein tiefes Pflügen viel weniger steigern als die des tiefsäuligen Solonez. Das hat folgende Gründe: Beim gewöhnlichen Pflügen des Krustensolonez auf 15 cm wird ein Teil des B-Horizonts an die Oberfläche gebracht. Hierdurch findet eine stärkere Einwirkung des Gipses auf den mit Austausch-Na angereicherten Teil des Bodens statt und die Austauschreaktionen können energischer verlaufen. Noch mehr ist das der Fall, wenn die Gipsgabe durch Einpflügen dichter an den B-Horizont herangebracht wird (siehe Tabelle 55). Beim Pflügen auf 28 cm Tiefe ist die Wirkung der Gipszufuhrarten gerade umgekehrt. Die Erträge sind relativ am höchsten beim Ausstreuen der ganzen oder zum mindesten der halben Gipsgabe auf die rauhe Furche; sie sinken beim Einpflügen des Gipses noch unter die bei der 14-cm-Furche. Dies beruht darauf, daß bei einem Tiefpflügen des krustensäuligen Solonez nahezu der gesamte an Austausch-Na angereicherte Horizont heraufgebracht wird. Es kann hierbei zwar noch mehr $Na^{\cdot}$ durch das Gips-Ca ersetzt werden, und demnach wären auch stärkere Ertragssteigerungen zu erwarten, aber in dem vorliegenden Versuch waren die zugeführten Gipsmengen bei der fast völligen Sättigung des Sorptionskomplexes mit $Na^{\cdot}$ offenbar zu gering, um den nötigen Austausch zu erzielen. Außerdem war die Alkalität des Bodens besonders hoch (0,98% in CO_3'' + HCO_3') und drängte wahrscheinlich die Löslichkeit des Gipses zurück. Der in 30 cm Tiefe hinabgeworfene Gips konnte sich auf das Pflanzenwachstum kaum auswirken. Bezeichnend

ist auch die Wirkungslosigkeit des Stallmistes bei seiner Vergrabung in diese Tiefe. Es scheint daher bei sodahaltigen Krustensolonezböden mit hohem Gehalt an Austausch-Na angebracht zu sein, eine Krumenvertiefung nur schrittweise vorzunehmen, indem jeweils kleine Teile des B-Horizontes nach oben gebracht und mit reichlichen Gipsmengen, die hierbei auch eingepflügt werden können, vermischt werden.

Ganz anders wirkt sich die Vertiefung der Krume auf dem tiefsäuligen Solonez aus. Hier bleibt der B-Horizont bei dem üblichen Pflügen unberührt und es wird nur der A-Horizont umgebrochen. Wegen des viel geringeren Gehaltes an Austausch-Na und Soda bietet schon der ungegipste Boden bessere Voraussetzungen für ein Gedeihen der Pflanzen als der Krustensolonez. Die durch Gipsung und Stallmistzufuhr bedingten Erträge weichen von denen des Ausgangsbodens nur bei Unterpflügen des Gipses ab, der hierbei näher an den B-Horizont herangebracht wird. Die Oberflächengipsung bei Stallmisteinbringung scheint überflüssig zu sein, da sie den gleichen unbedeutenden Ertragszuwachs ergibt wie Stallmist allein. Um so günstiger ist aber ein tieferes Pflügen dieses Solonez, denn nun wird ein Teil des B-Horizontes heraufgeschafft und mit dem Gips in innige Berührung gebracht. Wiederum ist diesmal, wie bei dem Krustensolonez, eine Oberflächengabe des Gipses wirksamer als ein Unterpflügen. Da der Solonzierungsgrad geringer ist, findet auch ein intensiverer Ersatz des Austausch-Na statt, was in stärkeren Ertragssteigerungen seinen Ausdruck findet. Die Gipsgabe in dem beschriebenen Versuch reichte aus, um einen entsprechenden Ersatz des $Na^{\cdot}$ herbeizuführen, der auch durch eine Halbierung und Verteilung der Gesamtgipsmenge nicht wesentlich nachließ. Aus diesen und ähnlichen Beobachtungen (121, S. 366) (4, S. 535) lassen sich folgende Schlüsse ziehen:

1. Eine Vertiefung der Krume bei Solonezböden der Tschernosjomzone über den A-Horizont hinaus bewirkt eine Verbesserung der Wachstumsbedingungen für die Pflanze, die sich an steigenden Erträgen feststellen läßt;
2. Das Wesen des Tiefpflügens bei diesen Solonezböden besteht in der Herauskehrung eines Teils des verdichteten Solonezhorizontes an die Oberfläche. Hierdurch kann der zugeführte Gips mit den Na-reichen Kolloiden dieses Horizontes besser in Berührung kommen und den Ersatz des $Na^{\cdot}$ durch $Ca^{\cdot\cdot}$ beschleunigen;
3. Je höher der B-Horizont im Profil liegt, um so vorsichtiger muß eine Krumenvertiefung vorgenommen werden, da mit Annäherung dieses Horizontes zur Bodenoberfläche allgemein auch der Solonzierungsgrad des Bodens wächst. Die schwierigsten Erscheinungsformen für eine Kultivierung sind daher die krustensäuligen Solonezböden, da sie die höchsten Mengen Austausch-Na und die relativ stärkste Sodaansammlung aufweisen. Zur Beseitigung des $Na^{\cdot}$ und der Soda sind besonders große Gipsgaben erforderlich. Da es aus früher beschriebenen Gründen nicht ratsam ist, diese Mengen auf einmal zu geben, sollen bei jedem Pflügen nur kleine

Teile des B-Horizontes mit nach oben gebracht werden, um sie auch mit relativ geringeren Gipsmengen erfolgreich behandeln zu können.

Die geschilderten Gesetzmäßigkeiten gelten auch für die Cl-SO_4-versalzten Wiesensolonezböden im Bereich der kastanienfarbigen und braunen Böden, wie Tabelle 56 zeigt. Bei dem durchweg geringeren

Tabelle 56: Wirkung von Gipsung und Krumenvertiefung auf die Austauschkationen von verschiedenen Solonezböden. Gipsung 1937, Kationenbestimmung 1940 (nach 4, S. 541)

	Tiefe in cm	Austauschkationen mval/100 g Boden			Na in % des T-Werts
		Ca	Mg	Na	
Soda-Krustensolonez, südliche Waldsteppe (Ukraine)					
Pflügen 14 cm, ohne Gips	0—20	10,1		11,8	53,4
	20—30	5,39		24,2	81,8
	30—40	3,6		19,45	84,5
	40—50	0,89		21,73	96,0
Pflügen 14 cm + 25 t/ha Gips (untergepflügt)	0—20	10,0		7,3	42,2
	20—30	8,05		22,7	73,9
	30—40	6,24		23,13	74,0
	40—50	6,97		18,30	72,4
Pflügen 28 cm, ohne Gips	0—20	8,3		17,6	68,0
	20—30	5,09		24,15	82,6
	30—40	1,93		26,6	93,2
	40—50	1,67		21,4	92,7
Pflügen 28 cm + 25 t/ha Gips (untergepflügt)	0—20	6,34		14,02	68,8
	20—30	13,45		12,0	47,1
	30—40	11,02		14,5	57,0
	40—50	2,27		22,64	90,9
Krustensäuliger SO_4-Cl-Solonez, Zone der kastanienfarbenen Böden (Trockensteppe, Ukraine)					
Pflügen 14 cm, ohne Gips	0—20	9,8	3,2	2,4	18,0
	20—30	8,1	4,7	4,8	25,8
	30—40	9,1	5,2	5,3	28,1
	40—50	10,7	6,3	3,9	14,0
Pflügen 14 cm + 10 t/ha Gips (untergepflügt)	0—20	10,1	2,8	1,2	8,5
	20—30	12,7	3,6	2,0	11,0
	30—40	13,0	3,9	2,1	11,0
Pflügen 28 cm	0—20	11,6	3,84	3,2	16,6
	20—30	10,7	7,11	5,6	24,0
	30—40	10,4	7,26	4,9	22,2
	40—50	11,8	7,1	3,7	16,3
Pflügen 28 cm + 10 t/ha Gips (untergepflügt)	0—20	12,6	4,2	1,2	6,6
	20—30	11,3	9,9	1,7	7,4
	30—40	10,8	10,0	2,8	11,8
	40—50	—	—	4,7	—

absoluten Gehalt des Austausch-Na wie auch seinem geringerem Anteil am T-Wert, vor allem aber bei dem Fehlen der Soda könnte man vermuten, daß eine Gipszufuhr zusammen mit Krumenvertiefung hier eine tiefgreifendere und vor allem raschere Kultivierung bewirkte. Dies trifft nicht ganz in dem erwarteten Ausmaß zu. Die Ursache hierfür liegt in der geringen Befeuchtung der Böden im Bereich der Trockensteppe. Der Wassermangel im Boden behindert eine volle Gipswirkung. Außerdem steigt bei geringem Feuchtigkeitsgehalt zu bestimmten Zeiten der osmotische Druck der Bodenlösung merklich an und hemmt die Entwicklung der Pflanzen (4, S. 530). Demgegenüber werden in der Waldsteppe die bei der Austauschreaktion sich bildenden Salze durch die reichlicheren Niederschläge aus der Krume ausgewaschen. Aber selbst unter den ariden Klimaverhältnissen der Trockensteppe mit nur 275 mm Jahresniederschlägen (Gebiet Cherson) erzielte man auf Solonezböden mit einer geringen Gipsgabe von 3,2 t/ha Ertragssteigerungen von 4—5 dz/ha bei Gerste und Winterweizen (4, S. 531).

Endscheidend wichtig sind schon geringfügige Verbesserungen der physikalischen Eigenschaften des Solonez in der Trockensteppe. Die Verbesserung der Bodenstruktur durch die Zufuhr von Ca-Ionen ermöglicht eine bei den geringen Niederschlägen dringend erforderliche Speicherung der Winterfeuchtigkeit im Boden zur Sicherung der Erträge. Wie aus Tabelle 57 zu ersehen ist, können nach einer mit Stallmist- und Gipsgaben verbundenen Krumenvertiefung wegen der größer werdenden Durchlässigkeit auch tiefe Horizonte mehr Wasser aufnehmen. Hierdurch können nicht nur die Pflanzen länger mit Wasser versorgt werden als bei dem gewöhnlichen flachen Pflügen, sondern es wird die Voraussetzung für ein langsames Abwandern

Tabelle 57: Wassergehalt in Cl-SO_4-Solonezböden (Frühjahr) (84, S. 415)

	Wassergehalt (%) in cm Tiefe						
	0—10	10—20	20—30	30—40	40—50	50—60	0—60 ⌀
Pflügen 14 cm	9,8	16,4	17,0	16,6	14,0	14,0	14,7
Pflügen 25 cm	10,2	14,3	19,4	21,2	17,0	13,6	16,0
Pflügen 25 cm + 10 t/ha Gips	11,3	19,7	26,5	22,6	20,0	19,7	19,9
Pflügen 25 cm + 20 t/ha Stallmist	17,7	19,6	20,3	22,2	21,5	16,0	19,5
Pflügen 25 cm + 20 t/ha Stallmist + 10 t/ha Gips	17,3	21,5	21,5	22,0	20,4	18,7	20,2
Pflügen 25 cm + 10 t/ha Gips (½ untergepfl., ½ oberflächlich)	16,0	17,6	24,1	20,3	20,3	19,1	19,6

der Salze aus den oberen Horizonten geschaffen. Viel schneller und intensiver ist dies durch die Bewässerung der Böden zu erreichen. Wegen der Grundwasserverhältnisse (siehe Systematik) ist hierzu in den meisten Fällen eine Dränung der Böden notwendig, um eine Rückkehr der Salze zu verhindern (4, S. 201).

Zufuhr von Gips, in besonderen Fällen von säurebildenden Mitteln oder $CaCO_3$ (je nach pH-Wert), organische und mineralische Düngung, Krumenvertiefung und Anbau von humusanreichernden und strukturverbessernden Pflanzen (Gräser) sind die wesentlichen Glieder der Melioration von soda- und auch Cl-SO_4-versalzten Wiesensolonezböden. Mit Ausnahme des ersten Punktes (Zufuhr von chemischen Verbesserungsmitteln) behalten sie grundsätzlich ihre Gültigkeit auch bei den Cl-SO_4 (oder SO_4-Cl)-versalzten Wiesen-Steppen- und Steppensolonezböden. Letztere verursachen allerdings wegen der Versalzung ihres Profils bis in größere Tiefen hinab beträchtliche Schwierigkeiten. Sie erfordern neben der Entsolonzierung eine Entsalzung, die bei dem Trockenklima nur mit Hilfe von Durchwaschungen und anschließender Bewässerung verwirklicht werden kann (4, S. 202). Verschiedene andere Maßnahmen zur Beseitigung der Salze in unbewässerten Verhältnissen (z. B. Schneespeicherung) unterliegen noch eingehenden Prüfungen. Dafür bietet sich bei der Entsolonzierung dieser Böden sowie der mittel- und tiefsäuligen Wiesen-Steppenformen ein Vorteil, der auch bei größeren Kultivierungsvorhaben ausgenutzt werden kann. Die genannten Solonezböden, die hauptsächlich in der Zone der kastanienfarbigen und braunen Böden verbreitet sind, enthalten unter dem Solonezhorizont, gewöhnlich von 25—30 cm an, große Mengen Ca-Salze, hauptsächlich in Form von $CaCO_3$. Etwas tiefer tritt oft Gips auf. Bei angemessener Gangtiefe des Pfluges können diese Karbonat- oder Gipshorizonte in die Krume einbezogen und mit dem gewöhnlich nicht sehr mächtigen Solonezhorizont vermischt werden. Das heraufbeförderte Ca-Salz bewirkt ein günstiges $Ca^{\cdot\cdot}$:$Na^{\cdot}$-Verhältnis in der Bodenlösung und kann auf diese Weise eine „Selbstmelioration" des Solonez herbeiführen (4, S. 218). Wie die Ausführungen über die Bildungsmöglichkeiten der Solonezböden gezeigt hatten, lassen sich gewisse Grenzverhältnisse von $Ca^{\cdot\cdot}$:$Na^{\cdot}$ feststellen, von denen ab eine Solonezbildung allgemein nicht mehr stattfinden kann. Im Falle der Selbstmelioration werden sich bei Anwesenheit von $CaCO_3$ oder $CaSO_4$ und der allmählichen Auswaschung von NaCl und Na_2SO_4 soviel Ca-Ionen in der Bodenlösung anreichern (vorausgesetzt, daß genügend Ca-Salze vorhanden sind), daß bei einer Bewässerung des umgebrochenen Bodens eine weitere Solonzierung nicht zu befürchten ist. Umgekehrt kann die Selbstmelioration bei den Solonez-Solontschak- und Krustensolonezböden (des Wiesen-Steppen- und Steppentyps) an Wirkung einbüssen, wenn keine Maßnahmen zur stärkeren Befeuchtung dieser Böden getroffen werden, um den Überschuß der Na-Salze zu entfernen. Im folgenden sollen vorwiegend die Fälle betrachtet werden, bei denen eine Salzauswaschung auf dem Wege der Bewässerung erfolgte, da hierbei bisher die besten Ergebnisse erzielt wurden. Die als *„agrobiologische Methode"* bezeichnete Kultivierung von Cl-SO_4-versalz-

ten mittel- und tiefsäuligen Solonezböden wird von ihren Autoren (Antipov-Karataev, Filippova, Pak, Zaicev u. a.) wie folgt dargelegt (4, S. 554) (75, S. 571):

1. Der mit Kolloiden angereicherte Säulenhorizont (B) des Solonez wird durch tiefes Pflügen (35—40 cm) in die Krume einbezogen;
2. Bei der Durchmischung des B- mit dem A-Horizont findet eine Verminderung des Solonzierungsgrades des B („Verdünnung") in der Krume statt;
3. Die Krume erhält als verbessernde Mittel bodeneigenes $CaCO_3$ oder $CaSO_4$;
4. Die Schaffung einer mächtigen Krume bis 50—55 cm (Pflugfurche 35—40 cm mit Untergrundlockerung auf 15—20 cm) verbessert von Grund auf den Luft- und Wasserhaushalt des Bodens. Hierdurch erhöht sich die Intensität der biologischen Prozesse und damit der Bildung von bodenbürtiger CO_2. Der Nährstoffhaushalt wird verbessert;
5. Durch die CO_2-Bildung steigt die Löslichkeit des $CaCO_3$, dessen Ca energisch das sorbierte Na ersetzt und dadurch den Boden entsolonziert. Die Bewässerung trägt zur Bildung eines fruchtbaren Kulturbodens mit einheitlich zusammengesetzter Krume bei;
6. Mit Hilfe von Feldgrasfruchtfolgen nimmt die Ertragsfähigkeit des Bodens beträchtlich zu. Die Erträge der bewässerten Kulturpflanzen steigen schon in den ersten Jahren nach der Kultivierung auf das 1,5—2fache.

Durch die Ausnutzung von inneren Ca-Reserven erübrigt sich somit bei dieser Kultivierungsmethode eine Gipszufuhr von außen.

Die Tiefe des Pflügens muß sich nach der Mächtigkeit des Humushorizontes und der Lage des Solonezhorizontes und der Ca-Salze richten. Bei Solonezböden des Sivašgebietes (Südukraine), die einen verhältnismäßig starken B-Horizont bei tiefer Lage der Ca-Salze aufweisen, hat sich ein Umbruch bis auf 50—60 cm Tiefe am besten bewährt (95, S. 426). Diese Maßnahme ist dort sehr lange bekannt und wird zur Herrichtung von Weingärten angewandt. Nach dem Tiefpflügen gedeiht der Wein auf beliebigen Böden. Ferner konnte man dort bei Bodenuntersuchungen an vielen Stellen eine eigenartige Selbstmelioration von Solonez und starksolonzierten Böden beobachten. Es stellte sich heraus, daß Wühlmäuse aus dem tiefer gelegenen Karbonathorizont kalkreiches Bodenmaterial in die oberen Schichten verfrachtet hatten. An den betreffenden Stellen verlor der Boden seine Solonezeigenschaften, wurde sehr locker und verschlämmte nicht mehr. Die Flecken waren deutlich am Pflanzenbestand (Winterweizen) zu erkennen. Die Pflanzen zeigten stärkeren Wuchs und hatten ein größeres Tausendkorngewicht.

Für die Verhältnisse des Transvolgagebietes genügt eine Furche von 30—35 cm mit 15—20 cm Untergrundlockerung vollauf für eine gründliche Verbesserung der Solonezböden, wie ein Kultivierungsversuch gezeigt hat. Da bei diesem Versuch im Laufe von zehn Jahren alle Veränderungen sehr eingehend verfolgt worden sind, seien einige wesentliche Ergebnisse hier aufgeführt (4, S. 230—500) (24).

Mit der Tiefkultur sollte eine homogene Krumenschicht geschaffen werden. Im Einzelnen ging man hierbei wie folgt vor: Sobald es im Frühjahr der Zustand des Bodens erlaubte, wurde mit der Scheibenegge der gesamte A-Horizont (gewöhnlich 6—8—10 cm tief) durchgearbeitet.

Nach zwei Wochen wurde erstmalig auf übliche Tiefe (20—22 cm) gepflügt. Der auf die Tiefe der vorangegangenen Scheibenegge eingestellte Vorschäler warf den lockeren A-Horizont in die Furchensohle hinein, und eine etwa 10 cm starke Schicht des B-Horizontes wurde herausgekehrt. Unter dem Einfluß der Sommerhitze, der trocknenden Winde und der starken Schwankungen der Tag- und Nachttemperaturen zerfielen die Schollen und Säulen nach etwa $1^1/_2$ Monaten und konnten mit der Scheibenegge leicht bis zu nußgroßen Klumpen zerkleinert werden. In der zweiten Hälfte des Juli erfolgte ein zweites Pflügen auf 30 cm Tiefe, wodurch eine neue, 10 cm starke Schicht des Solonezhorizontes nach oben kam, die ebenfalls nach weiteren $1^1/_2$ Monaten durch die genannten Verwitterungsfaktoren unter der Scheibenegge zerfiel. Ende September erfolgte dann das letzte und eigentliche Tiefpflügen auf 35—40 cm Tiefe mit Untergrundlockerung auf weitere 20 cm. Hierzu wurde ein besonderer Kulturpflug verwendet (siehe Abbildung 46 im Anhang), der die unterste, 20 cm starke Bodenschicht nicht nach oben nahm, da sie durch den Ausschnitt im Streichbett hindurchfiel und so gelockert an Ort und Stelle blieb. Demgegenüber wurde der Rest (5—10 cm) des Solonezhorizontes herausgebracht und in rauher Furche über Winter bis zur Frühjahrsegge liegengelassen. Bei solch allmählichem, schichtweisem Herauspflügen des verdichteten Horizontes kann eine gründliche Zerkleinerung und Durchmischung mit den Bodenkarbonaten eher erreicht werden als bei nur einem einmaligen Tiefpflügen, das 30—40 cm große Schollen zutage schafft.

Im ersten Jahr nach der Kultivierung des Solonez soll dem Sommerweizen ein Feldgrasgemisch untergesät werden. Dieses kann aus Luzerne mit *Agropyrum sibiricum* oder *Roegneria trachycaulon* (Link) bestehen.

Die Veränderungen im Salzhaushalt des in beschriebener Weise behandelten Bodens zeigt Tabelle 58. Die anfänglichen Umlagerungen (Herbst 1939) sind wohl hauptsächlich eine Folge der intensiven Durchwaschungen. Die Wirkung der Bewässerung ist in den weiteren Jahren deutlich zu erkennen. Der leichte Anstieg der Alkalität (HCO_3') wurde offenbar durch das in Lösung gehende $CaCO_3$ verursacht. In der ganzen Krume ist bereits nach 6 Anbaujahren (= 1 Fruchtfolge) eine fast völlige Auswaschung der Chloride erfolgt. In der gleichen Zeit hat sich auch der Gehalt des Austausch-Na stark vermindert (Tabelle 58). Schon nach einem Jahr ist der Solonez bis 60 cm Tiefe in einen mäßig solonzierten, bis 40 cm in einen schwachsolonzierten Boden übergegangen. Hierbei wurde nicht einmal der Gipshorizont in die Krume einbezogen, da er erst unterhalb von 40 cm anstand. Es genügte ein flacheres Pflügen mit Ausnutzung des höher gelegenen Karbonathorizontes. Wie die Werte für die Erträge

Tabelle 58: Salzprofil und Gehalt an Austausch-Na in einem mittelsäuligen SO_4-Cl-Solonez bei verschiedener Bearbeitungstiefe und Bewässerung. Malouzensk (Transvolgagebiet). (4, S. 233—235) (4, S. 418—419)

	Tiefe in cm	H_2O-lösl. Salze, mval			Humus %	Austausch-Na in % des T-Werts
		HCO_3'	Cl'	SO_4''		
Ausgangsboden (Frühjahr 1939)						
	0— 7	0,60	—	0,17	3,00	3,1
	8—17	1,30	—	0,21	1,85	10,3
	20—30	1,20	6,90	1,12	1,39	19,7
	40—50	0,60	9,70	12,70	0,70	17,0
	60—70	0,56	9,50	12,70	0,45	8,8
Nach tiefem und nach flachem Pflügen (Herbst 1939)						
Pflügen 35 cm + Untergr. lockern 20 cm	0—20	1,47	2,28	0,65	2,30	10,1
	20—40	1,65	3,24	0,67	2,02	11,8
	40—60	1,57	4,60	1,19	1,84	17,8
Pflügen 25 cm	0—20	1,40	1,11	0,21	2,34	
	20—40	4,50	5,13	0,42	1,91	
	40—60	1,47	8,30	2,33	1,06	
Nach tiefem Pflügen, Wassergabe von 5300 m^3/ha und 1. Ernte (1940)						
	0—20	2,10	0,15	—	—	7,5
	20—40	2,00	0,40	0,16	—	8,5
	40—60	1,80	1,00	1,60	—	12,5
Nach insgesamt 11 300 m^3/ha und 6. Ernte (1946)						
	0—20	1,29	0,30	—	—	3,1 (0-20 cm)
	20—40	2,40	0,50	—	—	6,0 (25-35 cm)
	40—60	2,32	0,68	2,53	—	6,6 (40-45 cm)
						7,8 (60-70 cm)
Nach 10 Jahren Bewässerung mit insgesamt 20 800 m^3/ha (1949)						
	0—20	0,36	—	—	—	
	20—40	1,17	0,35	0,10	—	
	40—60	0,95	0,60	0,97	—	

zeigen (Tabelle 59), fällt der Ertragszuwachs bei einer zusätzlichen Gipszufuhr nicht ins Gewicht, so daß diese wirtschaftlich in diesem Falle kaum gerechtfertigt ist. Bemerkenswert ist dagegen die hohe Wirksamkeit der Düngung. Sie ist besonders vordringlich in bewässerten Verhältnissen, wo stets mit einem gewissen Verlust an Nährstoffen durch Auswaschung zu rechnen ist. Der Einfluß der Tiefkultur auf die Düngung kommt besonders gut in Tabelle 60 zum Ausdruck.

Die gute Ausnutzung der zugeführten Nährstoffe durch den Pflanzenbestand der tiefgepflügten und gelockerten Parzellen ist eine unmittelbare Folge der Ausweitung der durchwurzelten Bodenschicht und der Verbesserung ihrer physikalischen Eigenschaften.

Tabelle 59: Pflanzenerträge (dz/ha) auf einem mittelsäuligen SO_4-Cl-Solonez bei verschiedener Bearbeitungstiefe und Düngung. Malouzensk (Transvolgagebiet). (4, S. 237) (24, S. 6)

1940 1. Weizen nach Kultivier.	1941 Weizen + Grasuntersaat	1942 1. Jahr Gras	1943 2. Jahr Gras	1944 Weizen	1945 Weizen	1946 Weizen
Pflügen 20—25 cm PK-Düngung						
28,6	26,7	75,4	92,4	15,9	21,9	14,2
Pflügen 35 cm + 20 cm Unterg. lockern, ohne Düngung						
26,8	42,9	98,7	112,9	23,5	27,4	17,5
Dasselbe + KP-Düngung						
34,2	44,1	97,6	121,1	22,8	27,9	16,9
Dasselbe + KP-Düngung + 6 t/ha Gips						
35,6	45,6	93,2	118,8	23,3	26,8	16,1

Tabelle 60: Sommerweizenerträge (dz/ha) auf einem mittelsäuligen SO_4-Cl-Solonez bei verschiedener Bearbeitungstiefe und Düngung (1950). Malouzensk (Transvolgagebiet). (4, S. 239) (24, S. 8)

	Ohne Düngung	$N_{60}P_{90}K_{45}$	Gips 6 t/ha + NPK	Gips + NPK + Stallmist
Pflügen 20 cm	15,4	15,5	15,7	16,4
Pflügen 40 cm	18,5	24,3	24,0	25,7
Pflügen 60 cm	17,6	28,7	24,2	25,1
Pfl. 20 cm + Untergrund-Lockerung 20 cm	19,6	26,2	25,1	27,4
Pfl. 20 cm + Untergrund-Lockerung 40 cm	20,3	26,1	29,7	32,0
Pfl. 40 cm + Untergrund-Lockerung 20 cm	19,7	31,9	29,4	33,7

Wie die Tiefkultur sich auf den Krumenhorizont auswirkt, zeigt Abbildung 47. Beim gewöhnlichen Pflügen auf 20 cm stieg das Porenvolumen im Vergleich zu dem Ausgangssolonez zwar um 6—7% an, doch reicht diese Zunahme nur bis 20—25 cm hinab, während tiefer keine Veränderungen stattfanden. Beim tiefen Pflügen nahm das Porenvolumen auch um den gleichen Betrag zu, jedoch mit dem Unterschied, daß sich dies auf die gesamte Schicht von 60 cm erstreckt.

Ein größeres Porenvolumen ermöglicht seinerseits eine bessere Wasserspeicherung (Tabelle 61). Obwohl die Herbstniederschläge 1949 fehlten und der Winter schneelos war, treten die Unterschiede

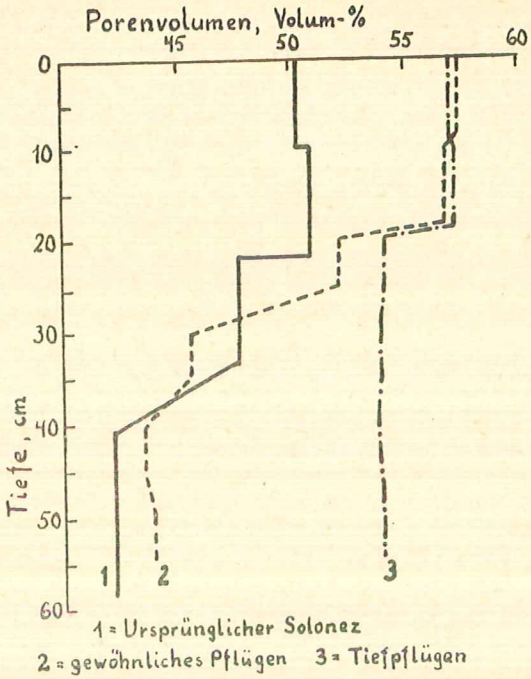


Abb. 47: Einfluß des Tiefpflügens auf das Porenvolumen in einem mittelsäuligen Sulfat-Chlorid-Solonez. Malouzensk (Transvolgagebiet)

im Wasservorrat bei verschiedener Bearbeitungstiefe scharf hervor.

Unter dem Einfluß von Bodenbearbeitung, Wasserzufuhr, Düngung und bodenverbessernden Kulturpflanzen (Luzerne und Feldgras) ging der Solonez (Abb. 48a im Anh.) in einem Zeitraum von etwa zehn Jahren in einen entsolonzierten kastanienfarbigen Kulturboden über (Abb. 48b im Anh.). Der erzielte Erfolg läßt erkennen, daß eine allseitige Verbeserung der ungünstigen Eigenschaften dieser Böden durch eine zusammengefaßte Wirkung von physikalischen, chemischen und biologischen Kultivierungsmaßnahmen erreicht werden kann.

Tabelle 61: Einfluß des tiefen Pflügens auf den Wasservorrat in einem mittelsäuligen SO_4-Cl-Solonez (1949). Malouzensk (Transvolgagebiet). (4, S. 248)

Tiefe in cm	Feuchtigkeitsgehalt, %		
	Pflügen 20 cm	Pflügen 35 cm + Untergrund-Lockerung 20 cm	Pflügen 55 cm
0— 10	11,6	12,3	11,3
10— 20	16,5	18,0	20,9
20— 30	14,9	18,9	17,8
30— 40	13,2	17,7	17,8
40— 50	12,2	17,1	16,2
50— 60	12,3	15,5	14,8
60— 70	12,0	13,7	13,9
70— 80	12,9	13,1	12,8
80— 90	11,8	11,8	11,6
90—100	11,4	11,8	11,5
∅ in 0—100 cm April 1950	12,9	15,0	14,9
Dasselbe im Juni 1950	13,1	14,9	14,7

Zusammenfassung

Es wurde versucht, einen Überblick zu geben über den Stand der Salzbodenforschung insbesondere in der UdSSR und in den USA. Kontinentaler Charakter des Klimas und mangelnde ober- und unterirdische Abflußmöglichkeiten bilden die Ursache für die starke Verbreitung von versalzten Böden im Innern dieser beiden Länder. Folgende Gesetzmäßigkeiten konnten festgestellt werden:

1. Bei der Anreicherung von leichtlöslichen Salzen in den ariden Böden sind Prozesse der Grundwasserbewegung und -verdunstung von überragender Bedeutung. Menge und Zusammensetzung der vom Grundwasser auf seinem Wege nach den abflußlosen Ebenen verfrachteten und bei seiner Verdunstung in die oberen Bodenschichten gelangenden Salze hängen im wesentlichen einerseits von den klimatischen Besonderheiten des betreffenden Gebietes, andererseits von der mineralischen Zusammensetzung des vom Grundwasser durchflossenen Gesteins ab. Es lassen sich durch beide Faktoren bedingte sogenannte „Salzprovinzen" unterscheiden, die bestimmte Mineralisierungsstufen des Grundwasers widerspiegeln und mit zunehmender Aridität des Klimas über Karbonate und Sulfate wachsende Anteile an leichtest löslichen Verbindungen (Chloride und Nitrate) in den Salzen ihrer Böden aufweisen.
2. Der Salzgehalt eines versalzten Bodens ist im Laufe des Jahres großen Schwankungen unterworfen, die durch den jahreszeitlich großen Schwankungen unterworfen, die durch die jahreszeitlich bedingten Wechsel in der Richtung des Bodenwasserstroms hervorgerufen werden. Noch stärker sind diese Schwankungen bei bewässerten Böden infolge des häufigen Wechsels zwischen Auslaugung der Salze während der Wässerungen und erneuter Salzanreicherung bei der Verdunstung des zugeführten Wassers. Der versalzte aride Boden ist somit durch einen bestimmten Salzhaushalt gekennzeichnet, der je nach den Grundwasserverhältnissen zu einer weiteren Versalzung oder zu einer Entsalzung des Bodens führen kann. Beide Vorgänge können vom Menschen gehemmt bzw. gefördert werden, wie es Kultivierungen von Salzböden, aber auch rasche Versalzungen von vorher salzfreien Böden bald nach Beginn der Bewässerung zeigen.
3. Man geht mehr und mehr dazu über, den eigentlichen Salzboden, den Solontschak oder saline soil von dem Alkaliboden, Solonez oder alkali soil zu trennen und beiden eine gesonderte Einteilung zu geben. Letzterer wurde besonders eingehend vom Dokučaev-Institut erforscht. Es wurde eine umfassende, auf bodengenetischer Grundlage aufbauende Systematik des Solonezbodens ausgearbeitet, in der die ursprünglichen Auffassungen von Gedroiz, Glinka u. a. teils zusammengefaßt werden, teils aber

auch dahingehend eingeschränkt bzw. erweitert werden, daß der biologischen Bildungsweise des Soda-Solonez der Tschernosjomzone eine ausschließliche Bedeutung zugemessen wird. Demgegenüber scheinen die Ansichten der erwähnten Forscher bezüglich der Solonezbildung im Bereich der Trockensteppe (kastanienfarbige und braune Böden) auch in dem gegenwärtig vorgeschlagenen Einteilungssystem ihre Gültigkeit zu bewahren.

4. Die Maßnahmen zur Kultivierung (Entsalzung) der eigentlichen Salzböden oder Solontschaks sind im Wesen die gleichen geblieben, wie sie in den alten Bewässerungsoasen seit Jahrhunderten bekannt sind. Allerdings ist man nun bestrebt, die versalzten Ödländereien, die in diesen abflußlosen Oasen die Aufgabe von Vorflutern erfüllen, durch umfassende Melioration wieder in Kulturböden zu verwandeln. Die Voraussetzung hierfür ist außer einer gründlichen Durchwaschung der Bau von leistungsfähigen Entwässerungsanlagen zur Ableitung der Salze aus dem gesamten Kultivierungsbereich. Sehr wirksame Dränverfahren gelangen in den USA zur Anwendung (senkrechte Entwässerung mit Hilfe von Pumpbrunnen, besonders bei artesischem Grundwasser). Als wichtige Kultivierungsmaßnahme in Verbindung mit Durchwaschungen und Dränung wurde der Anbau von Luzerne und mehrjährigen Gräsern erkannt. Infolge ihres hohen Transpirationsvermögens vermag besonders die Luzerne den Grundwasserhaushalt zu steuern und durch Niederhaltung des Grundwasserspiegels eine erneute Versalzung der Krume zu verhindern.
5. Die Auswaschung der Salze aus dem Solonez wird durch das Vorhandensein des mit Austausch-Na angereicherten, verdichteten B-Horizontes erschwert. Die Verbesserung der physikalischen Eigenschaften des Na-Bodens erfolgt in den meisten Fällen noch auf dem Wege der Zufuhr von Ca-Salzen in Form von $CaSO_4$ oder $CaCO_3$. Auch säurebildende Salze (Fe- und Al-Sulfate) zur Neutralisation der Soda und Erhöhung der Löslichkeit der im alkalischen Mittel schwer löslichen Ca-Salze haben sich gut bewährt. Neuerdings werden biologische Verbesserungsverfahren vorgeschlagen, die bereits in Ungarn seit längerer Zeit erfolgreich durchgeführt werden. Es sind dies Überschichtungen des Solonez mit Ca-reichem Tschernosjom oder Lößmergel mit anschließender Durchmischung zur Beschleunigung des Kationenumtausches. Besondere Beachtung verdient ein im Transvolgagebiet entwickeltes Verfahren. Die in den dort verbreiteten Solonezböden unterhalb des verdichteten Na-Horizontes anstehenden Karbonat- oder Gipsschichten können durch einen tiefen Umbruch des Bodens in die Krume einbezogen werden. Ein so behandelter Solonez verliert nach einigen Jahren bei Bewässerung und Anbau von Luzerne u. ä. seine ungünstigen Eigenschaften und unterscheidet sich nicht mehr von dem zonalen Boden.

Literaturverzeichnis

1. Abishwar Sen and Desai S. V. Studies on the Characteristics of Saline and Alkaline Patches in the Soils of Pusa. Indian J. of Agr. Sci., vol. XXIII, Pt. III, (Sept. 1953), 187—202.
2. Abishwar Sen. Studies on the Characteristics of Saline and Alkaline Patches in Soils of the Karnal Farm. Indian J. of Agr. Sci., vol. XXIII, Pt. III, (Sept. 1953), 203—212.
3. Andreev B. V. Vystuplenija (Referate). Počvovedenie Nr. 7 (1954), 110. Izdatel'stvo Akademii Nauk SSSR, Moskva.
4. Antipov-Karataev I. N. et al. Melioracija soloncov v SSSR (Melioration der Solonezböden in der UdSSR). Izdatel'stvo Akademii Nauk SSSR, Moskva 1953.
5. Antipov-Karataev I. N. O putjach okul'turivanija počv lesostepnoj i stepnoj polos SSSR (Über die Kultivierungsmöglichkeiten der Waldsteppen- und Steppenböden der UdSSR). Počvovedenie Nr. 7 (1954), 44—51. Izdatel'stvo Akademii Nauk SSSR, Moskva.
6. Antipov-Karataev I. N. O korennom ulučšenii soloncovych zemel' kaštanovoj i buroj zon (Über die Verbesserung der solonzierten Böden in der Zone der kastanienfarbigen und braunen Böden). Počvovedenie Nr. 7 (1954), 93—102. Izdatel'stvo Akademii Nauk SSSR, Moskva.
7. Bazilevič N. I. Materialy k voprosu o genezise solodej (Unterlagen zur Frage der Entstehung der Solodböden). Počvovedenie Nr. 4 (1947), 227—239. Izdatel'stvo Akademii Nauk SSSR, Moskva.
8. Bazilevič N. I. Problema orošenija Srednego Povolž'ja (Das Problem der Bewässerung des Mittleren Volgagebiets). Počvovedenie Nr. 12 (1950), 713—718. Izdatel'stvo Akademii Nauk SSSR, Moskva.
9. Bazilevič N. I. et al. Izmenenie počv takyrov pod vlijaniem rastenij (Die Umwandlung der Takyrböden unter dem Einfluß der Vegetation). Počvovedenie Nr. 11 (1953), 26—42. Izdatel'stvo Akademii Nauk SSSR, Moskva.
10. Berg L. S. Usychajut li naši stepi? (Trocknen unsere Steppen aus?). Počvovedenie Nr. 10 (1950), 636—642. Izdatel'stvo Akademii Nauk SSSR, Moskva.
11. Besednov N. A. Opyt promyvki i osvoenija tjaželych sul'fatnych solončakov (Ergebnis der Durchwaschung und Kultivierung schwerer Sulfatsolontschaks). Počvovedenie Nr. 10 (1954), 1—13. Izdatel'stvo Akademii Nauk SSSR, Moskva.
12. Birjukova A. P. Četyrnadcatiletnij opyt orošenija počv v Zavolž'e na mestnom stoke (Vierzehn Jahre Bewässerung im Transvolgagebiet bei örtlichem Abfluß). Počvovedenie Nr. 4 (1952), 341—350. Izdatel'stvo Akademii Nauk SSSR, Moskva.
13. Birjukova A. P. O formirovanii v počve gorizontov massovogo skoplenija gipsa (Über die Entstehung von Gipshorizonten im Boden). Počvovedenie Nr. 11 (1947), 669—674. Izdatel'stvo Akademii Nauk SSSR, Moskva.
14. Bol'šakov A. F. Počvy soloncovogo kompleksa severozapadnoj časti Prikaspijskoj nizmennosti i sposoby ich osvoenija (Die Böden des Solonezkomplexes im nordwestlichen Teil der Kaspischen Niederung und Methoden ihrer Kultivierung). Počvovedenie Nr. 11 (1954), 1—13. Izdatel'stvo Akademii Nauk SSSR, Moskva.
15. Bolyšev N. N. Proischoždenie i evoljucija počv takyrov (Die Entstehung und Evolution der Takyrböden). Počvovedenie Nr. 5 (1952), 403—417. Izdatel'stvo Akademii Nauk SSSR, Moskva.
16. Bonnet Juan A. Laboratory and Field Studies in an Alkaline Earth Solonchak Area of Puerto Rico to be irrigated. Soil Sci. Soc. Am., Proc. vol. II (1946), 480—483.
17. Borovskij V. M. Počvy Kzyl-Ordinskogo massiva orošenija (Die Böden des Bewässerungsgebietes von Ksyl-Orda). Počvovedenie Nr. 11 (1954), 25—32. Izdatel'stvo Akademii Nauk SSSR, Moskva.

18. Brutzkus B., Poletika W. V. und von Ugrimoff A. Die Getreidewirtschaft in den Trockengebieten Rußlands. Berichte über Landwirtschaft, 67. Sonderheft, Berlin 1932.
19. Cyganov M. S. Osnovnye principy genetičeskoj klassifikacii i nomenklatury počv (Grundprinzipien der genetischen Klassifizierung und Nomenklatur der Böden). Počvovedenie Nr. 12 (1955), 52—63. Izdatel'stvo Akademii Nauk SSSR, Moskva.
20. Čajanov S. K. Vystuplenija (Referate). Počvovedenie Nr. 7 (1954), 92. Izdatel'stvo Akademii Nauk SSSR, Moskva.
21. Čajanov S. K. O sostavlenii počvennych kart kolchozov i sovchozov na celinnych i zaležnych zemljach po rastitel'nosti (Über die Anfertigung von Bodenkarten nach der natürlichen Flora in den Kolchosen und Sowchosen der Öd- u. Brachländereien). Počvovedenie Nr. 12 (1955), 64—66. Izdatel'stvo Akademii Nauk SSSR, Moskva.
22. Černen'kij M. A. Ob ulučšenii soloncov juga USSR (Über die Verbesserung der Solonezböden des Südens der Ukrainischen SSR). Počvovedenie Nr. 5 (1955), 74—75. Izdatel'stvo Akademii Nauk SSSR, Moskva.
23. Chebotarev I. I. Metamorphism of natural waters in the crust of weathering. Geochimica et Cosmochimica Acta, vol. 8 (1955), London. Nr. 1/2: 22—48, Nr. 3: 137—170, Nr. 4: 198—212.
24. Čiževskij M. G. Agrotechničeskie osnovy melioracii soloncov v uslovijach orošenija (Ackerbauliche Grundlagen der Melioration der Solonezböden in bewässerten Verhältnissen). Doklady Vsesojuznoj Akademii Sels'kochozjajstvennych Nauk im. Lenina, vypusk 7 (1951), 3—9. Izdatel'stvo Akademii Nauk SSSR, Moskva.
25. Darab K. Vtoričnoe zasolenie orošaemych počv Vengerskoj nizmennosti (Sekundäre Versalzung der bewässerten Böden in der Ungarischen Tiefebene). Počvovedenie Nr. 11 (1955), 41—47. Izdatel'stvo Akademii Nauk SSSR, Moskva.
26. Dimo N. A. Effektivnost' pervogo goda promyvki sistemy srednich (suglinistych) počvogruntov (Die Wirkung der Durchwaschung bei mittleren Lehmböden nach einem Jahr). Doklady Vsesojuznoj Akademii Sel'skochozjajstvennych Nauk im. Lenina, vypusk 6 (1949), 73—77. Izdatel'stvo Akademii Nauk SSSR, Moskva.
27. Dolgov S. I. Vystuplenija (Referate). Počvovedenie Nr. 7 (1954), 82—83. Izdatel'stvo Akademii Nauk SSSR, Moskva.
28. Fedorov B. V. Ispol'zovanie mineralizovannych vod na orošenie (Die Ausnutzung von versalztem Wasser zur Bewässerung). Počvovedenie Nr. 3 (1947), 137—144. Izdatel'stvo Akademii Nauk SSSR, Moskva.
29. Fedorov B. V. Suščnost' "teorii" neizbežnogo zasolenija počv pri orošenii (Die „Theorie" der unvermeidlichen Bodenversalzung bei Bewässerung). Počvovedenie Nr. 2 (1950), 114—119. Izdatel'stvo Nauk SSSR, Moskva.
30. Gerasimov I. P. Gosudarstvennaja počvennaja karta SSSR (Die Staatliche Bodenkarte der UdSSR). Počvovedenie Nr. 1 (1947), 7—15. Izdatel'stvo Akademii Nauk SSSR, Moskva.
31. Gerasimov I. P. Sovremennaja amerikanskaja sistema klassifikacii počv i ee metodologičeskaja suščnost' (Das gegenwärtige amerikanische Klassifizierungssystem der Böden und das Wesen ihrer Methodik). Počvovedenie Nr. 2 (1950), 103—113. Izdatel'stvo Akademii Nauk SSSR, Moskva.
32. Gerasimov I. P. Recenzii o knige „Počvy Uzbekskoj SSR" (Besprechungen des Buches „Die Böden der Usbekischen SSR"). Počvovedenie Nr. 3 (1950), 181—184. Izdatel'stvo Akademii Nauk SSSR, Moskva.
33. Gerasimov I. P. und Šuvalov S. A. Nekotorye nerešennye naučnye voprosy, svjazannye s problemoj osvoenija pustynnych zemel' v zone Glavnogo Turkmenskogo kanala (Einige ungelöste wissenschaftliche Fragen hinsichtlich des Kultivierungsproblems der Ödländereien in der Zone des Turkmenischen Hauptkanals). Počvovedenie Nr. 6 (1952), 489—506. Izdatel'stvo Akademii Nauk SSSR, Moskva.
34. Gosudarstvennyj institut „Sovetskaja Enciklopedija". Bol'šaja Sovetskaja Enciklopedija (Die Große Sowjetenzyklopädie). Band XXIX (1935), Ogiz, Moskva.

35. Grabovskaja O. A. Mineralogičeskij sostav solej i processy ich transformacii pri zasolenii počv Vachškoj doliny (Die mineralogische Zusammensetzung der Salze und ihre Umbildungsprozesse bei der Versalzung der Böden des Vachštals). Počvovedenie Nr. 6 (1947), 349—354. Izdatel'stvo Akademii Nauk SSSR, Moskva.

36. Grabovskaja O. A. Melioracija zasolennych zemel' v Tadžikistane (Die Melioration versalzter Böden in Tadžikistan). Chlopkovodstvo Nr. 1 (1956), 56—60. Izdatel'stvo Ministerstva sel'skogo chozjajstva SSSR, Moskva.

37. Gračanin M. Pedologija, III. Dio. Sistematika tala. „Školska knjiga", Zagreb 1951.

38. Hauser G. F. Afghan Alkali Soil and its Improvement. Soil Sci., vol. 76 (1953), 367—375.

39. Ivanova E. N. Klassifikacija počv v predelach Stalingradskoj i Astrachanskoj oblastej (Die Bodeneinteilung im Bereich der Gebiete von Stalingrad und Astrachan). Počvovedenie Nr. 12 (1949), 739—752. Izdatel'stvo Akademii Nauk SSSR, Moskva.

40. Ivanova E. N. und Levina F. JA. Soloncovyje kompleksy Prikaspija (Die Solonezkomplexe der Kaspischen Niederung). Počvovedenie Nr. 10 (1952), 909—920. Izdatel'stvo Akademii Nauk SSSR, Moskva.

41. Egorov V. V. Vystuplenija (Referate). Počvovedenie Nr. 7 (1954), 81—82. Izdatel'stvo Akademii Nauk SSSR, Moskva.

42. Joffe J. S. The ABC of Soils. Pedology Publications, New Brunswick N. Y. 1949.

43. Kačinskij N. A. und Vadjunina A. F. Lesorastitel'nye i počvenno-meliorativnye uslovija trassy gosudarstvennoj lesnoj polosy Kamyšin-Stalingrad (Die Bedingungen der Aufforstung und Bodenmelioration in dem Staatlichen Waldschutzstreifen Kamyšin-Stalingrad). Počvovedenie Nr. 10 (1950), 599—622. Izdatel'stvo Akademii Nauk SSSR, Moskva.

44. Kelley W. P. Alkali Soils, their Formation, Properties and Reclamation. Reinhold Publishing Corporation, New York 1951.

45. Kiseleva I. K. Režim gruntovych vod sovchoza „Pachta-Aral" i nekotorye puti ego uregulirovanija (Der Grundwasserhaushalt im Sovchoz „Pachta-Aral" und Wege seiner Regulierung). Počvovedenie Nr. 10 (1955), 50—60. Izdatel'stvo Akademii Nauk SSSR, Moskva

46. Kopyt A. D. Agrogidrologičeskie svojstva glavnych počvennych tipov Kazachstana (Ackerbaulich-hydrologische Eigenschaften der wichtigsten Bodentypen von Kazachstan). Počvovedenie Nr. 7 (1949), Izdatel'stvo Akademii Nauk SSSR, Moskva.

47. Kovda V. A. Proischoždenie i režim zasolennych počv (Entstehung und Haushalt der versalzten Böden). Počvennyj institut im. V. V. Dokučaeva, Akademia Nauk SSSR, Moskva, Band I: 1946, Band II: 1947.

48. Kovda V. A. Bor'ba s zasoleniem orošaemych počv v SSSR (Bekämpfung der Versalzung in bewässerten Böden der UdSSR). Počvovedenie Nr. 10 (1947), 634—640. Izdatel'stvo Akademii Nauk SSSR, Moskva.

49. Kovda V. A. Processy sovremennogo solenakoplenija (halogeneza) v počvach i vodach (Die gegenwärtigen Salzansammlungsprozesse (Halogenese) in Böden und Gewässern). Počvovedenie Nr. 11 (1947), 675—679. Izdatel'stvo Akademii Nauk SSSR, Moskva.

50. Kovda V. A. Spornye i besspornye voprosy. Otvet B. V. Fedorovu (Streitfragen und Selbstverständlichkeiten. Antwort an B. V. Fedorov [siehe unter Nr. 29]). Počvovedenie Nr. 2 (1950), 119—124. Izdatel'stvo Akademii Nauk SSSR, Moskva.

51. Kovda V. A. Povyšenie plodorodija i melioracija počv v orošaemych rajonach (Steigerung der Fruchtbarkeit und Melioration der Böden in bewässerten Gebieten). Počvovedenie Nr. 7 (1954), 57—68. Izdatel'stvo Akademii Nauk SSSR, Moskva.

52. Kovda V. A. und Muratova V. S. Vengerskij klassik počvovedenija A. Zigmond (Der ungarische Klassiker der Bodenkunde A. v. Sigmond). Počvovedenie Nr. 3 (1954), 44—50. Izdatel'stvo Akademii Nauk SSSR, Moskva.

53. Kurganskij A. G. und Bazilevič N. I. K probleme orošenija i obvodnenija Prikaspijskoj nizmennosti (Zum Problem der Bewässerung und Wasserversorgung der Kaspischen Niederung). Počvovedenie Nr. 1 (1951), 6—15. Izdatel'stvo Akademii Nauk SSSR, Moskva.
54. Kurganskij A. G. Nekotorye voprosy charakteristiki počv Jugo-Vostoka (Fragen der Kennzeichnung der Böden des Südostens). Počvovedenie Nr. 3 (1951), 145—157. Izdatel'stvo Akademii Nauk SSSR, Moskva.
55. Lagunova E. P. Rol' kornevych mass v rassoloncovyvanii počvy (po dannym laboratornych opytov) (Die Rolle der Wurzelmasse bei der Entsolonzierung des Bodens [nach Laborversuchen]). Počvovedenie Nr. 1 (1952), 28—40. Izdatel'stvo Akademii Nauk SSSR, Moskva.
56. Lebedev Ju. P. Osnovnye puti melioracii zasolennych počv Karakul'-Bucharskogo oazisa (Die Grundwege der Melioration versalzter Böden in der Karakul-Bucharaoase). Počvovedenie Nr. 5 (1952), 418—425. Izdatel'stvo Akademii Nauk SSSR, Moskva.
57. Lobova E. V. und Rozanov A. N. Sistematičeskij spisok počv dlja rajona Glavnogo Turkmenskogo kanala (Systematik der Böden im Gebiet des Turkmenischen Hauptkanals). Počvovedenie Nr. 7 (1951), 426—443. Izdatel'stvo Akademii Nauk SSSR, Moskva.
58. Lobova E. V. Počvy Uzboja (Die Böden des Uzbojtals). Počvovedenie Nr. 2 (1952), 97—116. Izdatel'stvo Akademii Nauk SSSR, Moskva.
59. Machatschek F. Geomorphologie. B. G. Teubner, Leipzig 1954.
60. Maljutin K. G. Iskopaemyj solonec v kurgane Chakassii (Fossiler Solonez im Kurgan von Chakassien). Počvovedenie Nr. 6 (1949), 356—358. Izdatel'stvo Akademii Nauk SSSR, Moskva.
61. Máté F. Proischoždenie i rasprostranenie lugovych počv na territorii Vengerskoj nizmennosti (Entstehung und Verbreitung der Wiesenböden in der Ungarischen Tiefebene). Počvovedenie Nr. 12 (1955), 1—6. Izdatel'stvo Akademii Nauk SSSR, Moskva.
62. Morozov A. T. Vystuplenija (Referate). O rasčetach melioracii v uslovijach zasolenija (Über meliorative Berechnungen bei Bodenversalzung). Počvovedenie Nr. 7 (1954), 85—89. Izdatel'stvo Akademii Nauk SSSR, Moskva.
63. Novikova A. B. K voprosu o genezise i povyšenii plodorodija kerčenskich soloncov razvivajuščichsja na tretičnych glinach (Genesis und Steigerung der Fruchtbarkeit der Solonezböden in dem Gebiet von Kerč, die sich auf tertiärem Ton bilden). Počvovedenie Nr. 11 (1954), 14—24. Izdatel'stvo Akademii Nauk SSSR, Moskva.
64. Oganesjan A. P. Soleustojčivost' nekotorych polevych kul'tur (Die Salzverträglichkeit einiger Feldkulturen). Počvovedenie Nr. 10 (1954), 32—41. Izdatel'stvo Akademii Nauk SSSR, Moskva.
65. Orlovskij N. V. Osnovnye priemy okul'turivanija soloncov v Zapadnoj Sibiri v nepolivnych uslovijach (Die Hauptkultivierungsmethoden der Solonezböden in Westsibirien in unbewässerten Verhältnissen). Počvovedenie Nr. 3 (1955), 1—6. Izdatel'stvo Akademii Nauk SSSR, Moskva.
66. Ostroumov B. K voprosu o genezise čievych pjaten v vysokogornoj Čujskoj stepi (Zur Frage der Entstehung der Stipa splendens-Flecken in der Čuj-Hochgebirgssteppe). Počvovedenie Nr. 3 (1947), 145—151. Izdatel'stvo Akademii Nauk SSSR, Moskva.
67. Pankov M. A. Vystuplenija (Referate). Počvovedenie Nr. 7 (1954), 110—111. Izdatel'stvo Akademii Nauk SSSR, Moskva.
68. Parchomenko M. L. K voprosu ob evoljucii nekotorych takyrov (Zur Frage der Evolution einiger Takyre). Počvovedenie Nr. 9 (1949), 535—539. Izdatel'stvo Akademii Nauk SSSR, Moskva.
69. Petelina A. M. und Sokolov A. A. O počvach Prikaspijskoj nizmennosti (Über die Böden der Kaspischen Niederung). Počvovedenie Nr. 1 (1952), 21—27. Izdatel'stvo Akademii Nauk SSSR, Moskva.
70. Petelina A. M. Počvennye uslovija central'noj časti Volžsko-Ural'skich pesčanych rajonov (Die Bodenverhältnisse des zentralen Teils der Sandgebiete zwischen Volga und Ural). Počvovedenie Nr. 2 (1954), 25—31. Izdatel'stvo Akademii Nauk SSSR, Moskva.
71. Petrov B. F. Kratkij obzor počv Azii (Kurze Übersicht der Böden Asiens). Počvovedenie Nr. 7 (1950), 407—417. Izdatel'stvo AN SSSR, Moskva.

72. Trudy vsesojuznogo naučno-issledovatel'skogo instituta gidrotechniki i melioracii. Voprosy orošenija (Fragen der Bewässerung). Bd. XXVI—XXVII, Sel'chozgiz, Moskva 1952.
73. Počvennyj institut im. V. V. Dokučaeva. Nekotorye itogi počvennych issledovanij v Prikaspijskoj nizmennosti (Einige Ergebnisse von Bodenuntersuchungen in der Kaspischen Niederung). Počvovedenie Nr. 1 (1952), 3—20. Izdatel'stvo Akademii Nauk SSSR, Moskva.
74. Počvennyj institut im. V. V. Dokučaeva. Meliorativnaja gruppirovka počv Prikaspijskoj nizmennosti i Južnogo Zavolž'ja v predelach meždureč'ja Volgi i Urala (Gruppierung der Böden der Kaspischen Niederung und des südlichen Transvolgagebiets im Bereich zwischen Volga und Ural zu Meliorationszwecken). Počvovedenie Nr. 4 (1952), 325—331. Izdatel'stvo Akademii Nauk SSSR, Moskva.
75. Počvennyj institut im. V. V. Dokučaeva. Naučno-metodičeskoe soveščanie po melioracii soloncov (Wissenschaftlich-methodische Beratung über die Melioration von Solonezböden). Počvovedenie Nr. 6 (1952), 570—576. Izdatel'stvo Akademii Nauk SSSR, Moskva.
76. Rabočev I. Vlijanie gipsovych prosloev v počvach Golodnoj stepi na effektivnost' promyvki solončakov (Der Einfluß der Gipsschichten in den Böden der Hungersteppe auf die Wirkung der Durchwaschung von Solontschaks). Počvovedenie Nr. 7 (1949), 377—386. Izdatel'stvo Akademii Nauk SSSR, Moskva.
77. Raychandhuri S. P. and Tripathi R. D. Studies on the Saline Soils of the Delhi State. II. Some Typical Profiles of the Jumna Khadar Area (South). The Indian J. of Agr. Sci., vol. XXIII, Part III (1953), 213—222.
78. Rozanov A. N. Glavnyj Turkmenskij kanal i naši zadači (Der Turkmenische Hauptkanal und unsere Aufgaben). Počvovedenie Nr. 11 (1950), 649—655. Izdatel'stvo Akademii Nauk SSSR, Moskva.
79. Rozanov A. N. Melioracija zasolennych počv v Vengrii. Konferencija počvovedov v Vengrii (Melioration der versalzten Böden in Ungarn. Bodenkundliche Konferenz in Ungarn). Počvovedenie Nr. 10 (1955), 87—92. Izdatel'stvo Akademii Nauk SSSR, Moskva.
80. Rozanov A. N. Novye dannye po genezisu i melioracii soloncov SSSR (Neue Unterlagen zur Entstehung und Melioration der Solonezböden in der UdSSR). Počvovedenie Nr. 11 (1955), 5—25. Izdatel'stvo Akademii Nauk SSSR, Moskva.
81. Rozov N. N. Principy prirodnogo rajonirovanija SSSR dlja celej sel'skochozjajstvennogo proizvodstva (Richtlinien der Aufteilung der UdSSR in natürliche Zonen für Ziele der landwirtschaftlichen Erzeugung). Počvovedenie Nr. 8 (1954), 1—16. Izdatel'stvo Akademii Nauk SSSR, Moskva.
82. Ryžov S. N. und Sučkov S. P. Principy agropočvennogo rajonirovanija orošaemych zemel' i differenciacija agrotechničeskich meroprijatij pri kul'ture chlopčatnika (Prinzipien der bodenkundlich-ackerbaulichen Einteilung der bewässerten Ländereien und die Gliederung der ackerbaulichen Maßnahmen beim Baumwollanbau). Počvovedenie Nr. 3 (1951), 158—166. Izdatel'stvo Akademii Nauk SSSR, Moskva.
83. Szabolcs I. Osolodenie (degradacija) orošaemych počv Vengerskoj nizmennosti (Die Solodisierung [Degradierung] der bewässerten Böden in der Ungarischen Tiefebene). Počvovedenie Nr. 11 (1955), 36—40. Izdatel'stvo Akademii Nauk SSSR, Moskva.
84. Sambur G. N. K voprosu o glubine vspaški soloncov v svjazi s gipsovaniem (Über die Tiefe des Pflügens der Solonezböden im Zusammenhang mit der Gipszufuhr). Počvovedenie Nr. 7 (1947), 405—417. Izdatel'stvo Akademii Nauk SSSR, Moskva.
85. Sambur G. N. Chimičeskoe ulučšenie soloncov USSR i vvedenie ich v kul'turu (Chemische Verbesserung und Kultivierung der Solonezböden der Ukrainischen SSR). Sovetskaja agronomija Nr. 1 (1950), 48—59.
86. Sambur G. N. Počvennoe i meliorativnoe rajonirovanie territorii orošenija juga USSR (Bodenkundliche und kulturtechnische Einteilung des Bewässerungsgebiets im Süden der Ukrainischen SSR). Počvovedenie Nr. 4 (1954), 21—36. Izdatel'stvo Akademii Nauk SSSR, Moskva.

87. Sambur G. N. K voprosu o korennom ulučšenii soloncov suchoj stepi USSR (Zur Frage der umfassenden Verbesserung der Solonezböden in der Trokkensteppe der Ukrainischen SSR). Počvovedenie Nr. 7 (1954), 103—109. Izdatel'stvo Akademii Nauk SSSR, Moskva.
88. Szabolcs I. et al. Szikesedési folyamátok vizsgálata modellkísérletekben (Erforschung der Bodenversalzung in Modellversuchen). Agrokémia és talajtan Nr. 5 (1956), 297—304. Az Agrokémiai Kutató Intézet kiadványa, Budapest.
89. Šavrygin P. I. Sootnošenie meždu počvennymi rastvorami i vodnymi vytjažkami v zasolennych počvach (Das Verhältnis zwischen Bodenlösung und wässrigem Auszug bei versalzten Böden). Počvovedenie Nr. 3 (1947), 172—177. Izdatel'stvo Akademii Nauk SSSR, Moskva.
90. Šavrygin P. I. Vodno-solevoj režim orošaemych počv v uslovijach blizkogo zaleganija gruntovych vod (Der Wasser- und Salzhaushalt bewässerter Böden bei hohem Grundwasserstand). Počvovedenie Nr. 8 (1951), 497—508. Izdatel'stvo Akademii Nauk SSSR, Moskva.
91. Scheffer F. und Schachtschabel P. Lehrbuch der Agrikulturchemie und Bodenkunde. I. Teil Bodenkunde. Verlag F. Enke, Stuttgart 1956.
92. Seljakov S. N. Mikroskopičeskoe stroenie struktury počv Baraby (Die Mikrostruktur der Böden in der Barabaniederung. Počvovedenie Nr. 3 (1947), 158—166. Izdatel'stvo Akademii Nauk SSSR, Moskva.
93. Seljakov S. N. O genezise nitratnych solončakov Srednej Azii (Über die Entstehung der Nitratsolontschaks Sowjet-Mittelasiens). Počvovedenie Nr. 6 (1949), 367—368. Izdatel'stvo Akademii Nauk SSSR, Moskva.
94. Šelaev A. F. et al. K charakteristike počvennogo pokrova levoberežnoj časti del'ty Amu-Dar'i (Zur Charakteristik der Bodendecke im linksufrigen Teil des Amu-Darjadeltas). Počvovedenie Nr. 9 (1953), 26—39. Izdatel'stvo Akademii Nauk SSSR, Moskva.
95. Semenova-Zabrodina S. P. Okul'turivanie soloncov Prisivaš'ja putem perevala v bogarnych uslovijach (Kultivierung der Solonezböden des Siwašgebiets durch Umbruch in unbewässerten Verhältnissen). Počvovedenie Nr. 5 (1952), 426—433. Izdatel'stvo Akademii Nauk SSSR, Moskva.
96. v. Sigmond A. A. J. Salzböden. Handbuch der Bodenlehre Bd. III, 314—340. Verlag Julius Springer, Berlin 1930.
97. Stebutt A. Lehrbuch der allgemeinen Bodenkunde. Verlag Bornträger, Berlin 1930.
98. Storie R. E. Soil Regions of California Illustrated by Twenty-four Dominant Soil Types. Soil Sci. Soc. Am., Proc. vol. II (1946), 425—430.
99. Sugrobov M. M. Počvenno-lesorastitel'nye uslovija severnogo učastka trassy gosudarstvennoj zaščitnoj polosy Stalingrad-Čerkessk (Land- und forstwirtschaftliche Verhältnisse im nördlichen Abschnitt des Staatlichen Waldschutzstreifens Stalingrad-Čerkessk). Počvovedenie Nr. 3 (1952), 231—240. Izdatel'stvo Akademii Nauk SSSR, Moskva.
100. Šuvalov S. A. O zemljach jugo-zapadnoj zony orošenija Glavnogo Turkmenskogo kanala (Die Ländereien der südwestlichen Bewässerungszone des Turkmenischen Hauptkanals). Počvovedenie Nr. 4 (1952), 309—324. Izdatel'stvo Akademii Nauk SSSR, Moskva.
101. Šuvalov S. A. Vystuplenija (Referate). Počvovedenie Nr. 7 (1954), 89—92. Izdatel'stvo Akademii Nauk SSSR, Moskva.
102. Thorne D. W. and Peterson H. B. Irrigated Soils, Their Fertility and Management. The Blakiston Company, Philadelphia and Toronto 1950.
103. Truss P. Vlijanie krotovanija i podpočvennogo rychlenija na vodno-solevoj režim počv i urožaj v uslovijach Baraby (Einfluß der Maulwurfsdräne und der Untergrundlockerung auf Wasser- und Salzhaushalt und Ertrag der Böden in der Barabaniederung). Počvovedenie Nr. 4 (1955), 62—68. Izdatel'stvo Akademii Nauk SSSR, Moskva.
104. United States Department of Agriculture. Salt Problem in Irrigation Agriculture. Miscellaneous Publication Nr. 607 (1946). U. S. Government Printing Office, Washington D. C.
105. United States Department of Agriculture. Diagnosis and Improvement of Saline and Alkali Soils. Agriculture Handbook Nr. 60 (1954). U. S. Government Printing Office, Washington D. C.

106. Vas'ko N. D. Puti povyšenija urožaja i sacharistosti sacharnoj svekly na zasolennych počvach (Wege der Steigerung von Ertrag und Zuckergehalt der Zuckerrübe auf versalzten Böden). Počvovedenie Nr. 5 (1952), 451—460. Izdatel'stvo Akademii Nauk SSSR, Moskva.
107. Vessel A. J. Soil Association Areas of Argentina and Chile. Soil Sci. Soc. Am., Proc. vol. 11 (1946), 464—473.
108. Vilensky D. G. Geography of the Saline and Alkali Soils in the USSR. Verhandlungen der 5. Kommission der Internationalen Bodenkundlichen Gesellschaft Bd. A. I, Moskau 1935, 153—167. Classification, Geography and Cartography of Soils in USSR.
109. Walter H. Die Vegetation Osteuropas. Verlag P. Parey, Berlin 1943.
110. Vladyčenskij S. A. Genezis počv Volgo-Achtubinskoj pojmy i Volžskoj del'ty (Die Entstehung der Böden in der Volga-Achtubaaue und im Volgadelta). Počvovedenie Nr. 9 (1954), 1—11. Izdatel'stvo Akademii Nauk SSSR, Moskva.
111. Volobuev V. R. O chimiko-geografičeskich zakonomernostjach zasolenija počv Kura-Araksinskoj nizmennosti (Über die chemisch-geographischen Gesetzmäßigkeiten der Bodenversalzung in der Kura-Araxniederung). Počvovedenie Nr. 2 (1952), 117—123. Izdatel'stvo Akademii Nauk SSSR, Moskva.
112. Westin F. C. Solonetz Soils of Eastern South Dakota: Their Properties and Genesis. Soil Sci. Soc. Am., Proc. vol. 17 (1953), 287—293.
113. Zacharčenko I. G. O pročnosti i agronomičeskoj cennosti struktury soloncov (Über die Stabilität und den ackerbaulichen Wert der Solonezbodenstruktur). Počvovedenie Nr. 8 (1954), 78—88. Izdatel'stvo Akademii Nauk SSSR, Moskva.
114. Trudy Počvennogo instituta im. V. V. Dokučaeva. Issledovanija Barabinskoj nizmennosti kak ob-ekta sel'skochozjajstvennogo ispol'zovanija (Die Erforschung der Barabaniederung als eines landwirtschaftlichen Nutzungsobjekts). Band XLII, Izdatel'stvo Akademii Nauk SSSR, Moskva 1954.
115. Melkich A. Stand und Aussichten des Baumwollbaus in der Sovet-Union. Berichte über Landwirtschaft, 82. Sonderheft, Verlag P. Parey, Berlin 1933.
116. Clarke F. W. The Data of Geochemistry. U. S. Geological Survey, Bulletin 770, Washington 1924.
117. Murzaev E. M. Die Mongolische Volksrepublik. VEB Geographisch-Kartographische Anstalt, Gotha 1954.
118. Institut lesa i institut geografii. Geomorfologičeskie issledovanija v Prikaspijskoj nizmennosti (Geomorphologische Untersuchungen in der Kaspischen Niederung). Izdatel'stvo Akademii Nauk SSSR, Moskva 1954.
119. Egorov V. V. Zasolennye počvy i ich osvoenie (Versalzte Böden und ihre Kultivierung). Izdatel'stvo Akademii Nauk SSSR, Moskva 1954.
120. Trudy Počvennogo instituta im. V. V. Dokučaeva. Voprosy proischoždenija zasolennych počv i ich melioracii (Fragen der Entstehung versalzter Böden und ihrer Melioration). Band XLIV, Izdatel'stvo Akademii Nauk SSSR, Moskva 1954.
121. Trudy Počvennogo instituta im. V. V. Dokučaeva. Materialy po izučeniju zasolennych počv (Materialien über versalzte Böden). Bd. XLVII, Izdatel'stvo Akademii Nauk SSSR, Moskva 1955.
122. Sadovnikov I. F. Počvy Južnogo Zavolž'ja kak ob-ekt orošenija (Die Böden des südlichen Transvolgagebiets als Bewässerungsobjekt). Izdatel'stvo Akademii Nauk SSSR, Moskva 1952.
123. Vilenskij D. G. Počvovedenie (Bodenkunde). Učpedgiz, Moskva 1954.
124. Jakubov T. F. Pesčanye pustyni i polupustyni Severnogo Prikaspija (Die sandigen Wüsten und Halbwüsten des nördlichen Teils des Kaspischen Küstenlandes). Izdatel'stvo Akademii Nauk SSSR, Moskva 1955.
125. Institut geografii. Očerki po gidrografii rek SSSR (Schriften zur Hydrographie der Flüsse der UdSSR). Izdatel'stvo Akademii Nauk SSSR, Moskva 1953.
126. Meinzer O. E. Hydrology. Dover Publications, Inc., New York 1942.
127. Garkuša I. F. Počvovedenie (Bodenkunde). Sel'chozgiz, Moskva 1954.
128. Perel'man A. I. Očerki po geochimii landšafta (Schriften über die Geochemie der Landschaft). Geografgiz, Moskva 1955.

129. Baljabo N. K. et al. Osvoenie celinnych zemel' i melioracija stepnych soloncov i soloncevatych počv (Die Ödlandkultivierung und die Melioration der Steppensolonez- und solonzierten Böden). Doklady VASCHNIL Nr. 4 (1956), Izdatel'stvo Ministerstva sel'skogo chozjajstva SSSR, Moskva.

130. Šaumjan V. A. Bor'ba s zasoleniem i zabolačivaniem orošaemych zemel' (Die Bekämpfung der Versalzung und Versumpfung bewässerter Böden). Sel'chozgiz, Moskva 1953.

131. Grin' G. S. et al. Agromeliorativnaja charakteristika počv Nogajskogo massiva Ukrainy (Kulturtechnische Charakteristik der Böden des Nogajmassivs der Ukraine). I datel'stvo Akademii Nauk Ukrainskoj SSR, Kiev 1955.

132. Naučnye trudy laboratorii počvovedenija. Voprosy povyšenija plodorodija soloncovych počv (Fragen der Ertragssteigerung bei den Salzböden). Band II, 1 (1954). Izdatel'stvo Akademii Nauk Ukrainskoj SSR, Kiev.

133. Grinčenko A. M. Vlijanie mnogoletnich trav na okul'turivanie soloncovych počv Srednego Pridneprov'ja (Der Einfluß der mehrjährigen Gräser auf die Kultivierung von solonzierten Böden am mittleren Dnepr). Izdatel'stvo Akademii Nauk Ukrainskoj SSR, Kiev 1954.

134. Pal'gov N. N. Kazachstan (Kazachstan). Geografgiz, Moskva 1953.

135. Prettenhoffer I. Results of experiments to reclaim alkali sods in the territory beyond the river Tisza. I. Reclamation of limeless alkali sods by liming without breaking up the sod. Hungarian Agricultural Review, vol. IV, Nr. 4 (1955). Országos Mezögazdasági Könyvtár, Budapest.

136. Institut für Bodenkartierung (Ministerium für Land- und Forstwirtschaft der DDR). Zur Systematik der Böden. Vorträge und Diskussionen. Internationale bodenkundliche Tagung vom 23. bis 26. März 1954 in Berlin. Bodenkunde und Bodenkultur Nr. 4. VEB Bibliographisches Institut Leipzig, 1954.

137. Useinov O. E. Obrabotka zasolennych počv pod chlopčatnik i drugie sel'skochozjajstvennye kul'tury (Die Vorbereitung der versalzten Böden zur Bestellung von Baumwolle und anderer Kulturarten). Počvovedenie Nr. 2 (1956), 105—106. Izdatel'stvo Akademii Nauk SSSR, Moskva.

138. Polynov B. B. Izbrannye trudy (Ausgewählte Werke). Izdatel'stvo Akademii Nauk SSSR, Moskva 1956.

139. Kovda V. A. und Bystrov S. V. K voprosu o prirode ščeločnosti (Zur Frage nach dem Wesen der Alkalität). Trudy komissii po irrigacii, vypusk 6. Izdatel'stvo Akademii Nauk SSSR, Moskva 1939.

140. Verner A. R. und Orlovskij N. V. O roli sul'fatreducirujuščich bakterij v solevom režime počv Baraby (Über die Rolle der sulfatreduzierenden Bakterien im Salzhaushalt der Böden der Baraba). Počvovedenie Nr. 9 (1948). Izdatel'stvo Akademii Nauk SSSR, Moskva.

141. Rabotnov T. A. Žiznennyj cikl mnogoletnich travjanistych rastenij v lugovych cenozach (Der Lebenszyklus der mehrjährigen Gräser in Wiesenassoziationen). Geobotanika Band VII. Trudy botaničeskogo instituta im. Komarova. Izdatel'stvo Akademii Nauk SSSR, Moskva-Leningrad 1950.

142. Vsesojuznyj naučno-issledovatel'skij institut kormov im. Vil'jamsa. Kormovye rastenija senokosov i pastbišč SSSR (Die Futterpflanzen der Mähwiesen und Weiden der UdSSR). Band I. Gosizdat sel'chozlit, Moskva 1950.

143. Čuchrov F. V. Kolloidy v zemnoj kore (Die Kolloide in der Erdrinde). Izdatel'stvo Akademii Nauk SSSR, Moskva 1955.

144. Kovda V. A. Geochimija pustyn' SSSR. Doklad na V Meždunarodnom kongresse počvovedov. (Im Anhang franz. Übersetzung des Textes unter dem Titel „La géochimie des déserts de l'U. R. S. S. Communication au Ve Congrès International de la Science du Sol"). Izdatel'stvo Akademii Nauk SSSR, Moskva 1954.

Nachweis der Abbildungen

Abb.

1: 104, S. 2
2: 34, S. 261
3: 47, S. 89
4: 4, S. 80
5: 49, S. 676
6: 49, S. 676
7: 49, S. 676
8: 49, S. 677
9: 47, S. 162
10: 47, S. 162
11: 49, S. 679
12: 47, S. 284
13: 47, S. 284
14: 49, S. 677
15: 49, S. 678
16: 49, S. 678
17: 47, S. 280
18: 47, S. 282

Abb.

19: 47, S. 87
20: 104, S. 5
21: 119, S. 59
22: 47, S. 260
23: 120, S. 42
24: 120, S. 43
25: 120, S. 45
26: zusammengestellt nach Angaben von 39, S. 741 und 57, S. 426
27: 102, S. 19
28: 123, S. 377
29: 61, S. 2
30: 4, S. 68
31: 4, S. 69
32: 4, S. 80
33: 122, S. 250

Abb.

34: 119, S. 38
35: zusammengestellt nach Angaben von 4, SS. 94 und 177
36: 4, S. 98
37: 4, S. 112
38: 4, S. 121
39: 4, S. 127
40: 4, S. 139
41: 104, S. 139
42: 105, S. 40
43: 45, S. 52
44: 45, S. 53
45: 45, S. 54
46: 4, S. 231
47: 4, S. 244
48: 4, S. 468

Bisher erschienen:

Band I

Roland Hajenski

Versuche einer genetischen Gliederung der Böden Polens

107 S., 3 einfarbige, 1 mehrfarbige Karte, Preis DM 10,80

Band III

Aus Natur und Geschichte Mittel- und Osteuropas

Mit Beiträgen von E. v. Boguslawski / G. Pospelowa, E. v. Dalwig-Nolda, H. Kuron / P. Janitzky, M. Greiner, H. Grünert, H. Ludat, B. Schier, K. Zernack

205 S., mit zahlreichen Karten, Fotos und Tabellen, Preis DM 16,—

In Kürze erscheint:

Band IV

Erik Amburger

Die Familie Marselis

Studien zur russischen Wirtschaftsgeschichte

Band V

Herbert Ludat

Wirtschafts- und Sozialverhältnisse im mittleren Oderraum

Auf Grund des Lebuser Stiftsregisters aus dem Anfang des 15. Jahrhunderts

In Vorbereitung:

Josef Breburda

Die genetische Gliederung der Böden der Tschechoslowakei

Ihre Bedeutung für die Bewertung und Nutzung

Eberhard v. Dalwig-Nolda

Die Tierzucht Polens

Voraussetzungen und Methoden der heutigen Pferde-, Rinder-, Schweine- und Schafzucht

Günther Hedtkamp

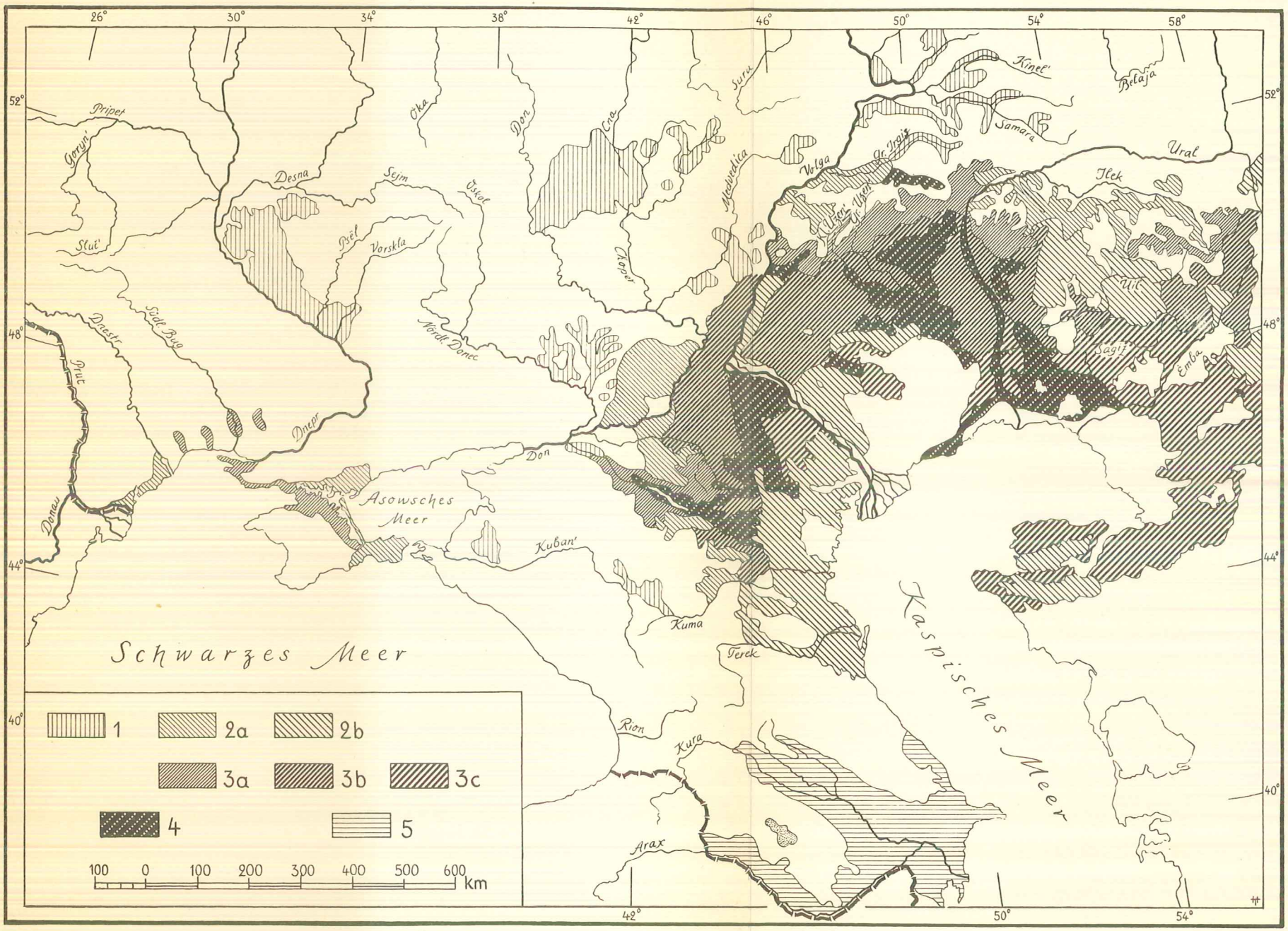
Die Problematik des westlichen Nationalbudgets und des sowjetischen Nationalplanes

Galina Pospelowa

Das Travopolnaja-System von V. P. Viljams und das Bodennutzungs-System nach D. E. Mal'cev in ihrer Bedeutung für die Bodenfruchtbarkeit europäischer Standorte

Galina Pospelowa

Wachstum und Ertragsbildung bei Sonnenblumen in Abhängigkeit vom Standraum unter Berücksichtigung der Erfahrungen der osteuropäischen Länder



Zeichenerklärung:

1 = Vereinzelte Flecken von solonzierten Böden u. Soda-Solonez (< 5% der Fläche). Alte Terrassen und Reliefvertiefungen im Bereich der Tschernosjomzone.

2 = Teilweise Verbreitung von solonzierten Böden und Cl-SO_4-Solonez (5—20% der Fläche).
a in der Zone der dunklen kastanienfarbigen Böden
b in der Zone der hellen kastanienfarbigen Böden und braunen Böden

3 = Verbreitetes Auftreten von solonzierten Böden und Cl-SO_4-Solonez (20—40% der Fläche).
a in der Zone der dunklen kastanienfarbigen Böden
b in der Zone der hellen kastanienfarbigen Böden
c in der Zone der braunen Böden

4 = Zusammenhängende Flächen von Solonez, solonzierten Böden (Limanböden) u. Solontschaks im Bereich der kastanienfarbigen und braunen Böden.

5 = Vereinzelte Flecken von solonzierten Böden u. Solonez im Bereich der kastanienfarbigen Böden und Serosjome des Transkaukasusgebiets (< 5% der Fläche).

Abb. 32: Schema der Verbreitung solonzierter Böden in der Europäischen UdSSR

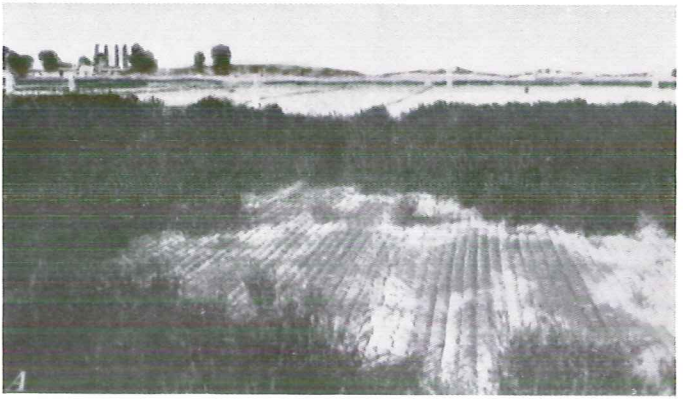


Abb. 20: Salzfleck auf einem bewässerten Gersteschlag

Abb. 21: Salzausblühungen bei sekundärer Flächenversalzung eines Ackerbodens

Abb. 27: Krustensolontschak in Kalifornien

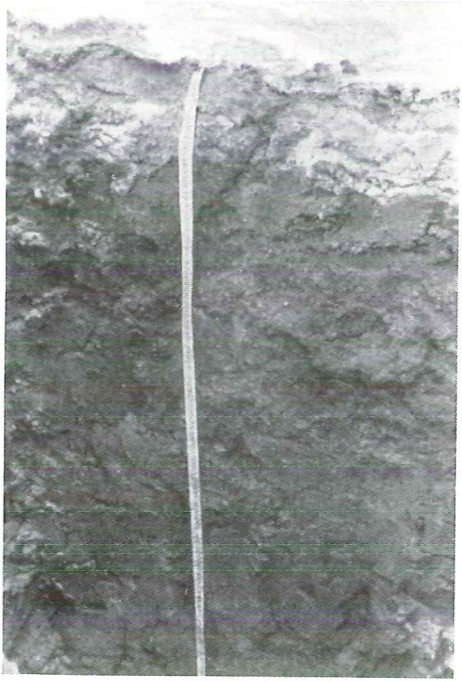


Abb. 28: Schwellsolontschak in Turkmenien

Abb. 33: Tiefsäuliger Solonez des Südlichen Transvolgagebietes

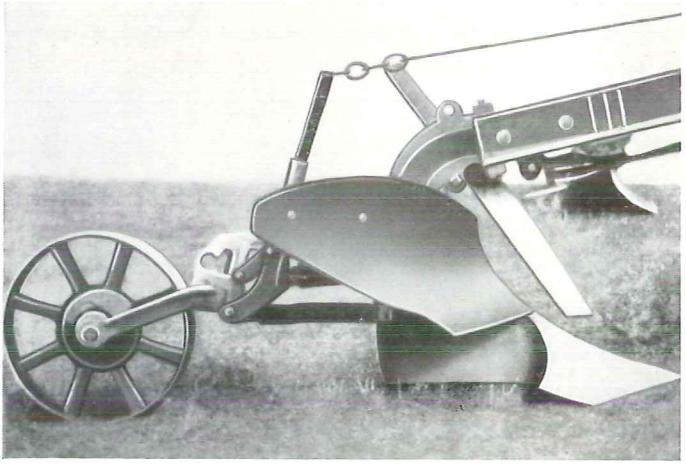
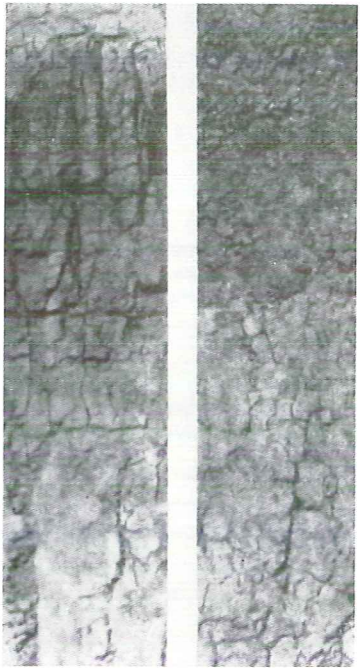


Abb. 46: Kulturpflug für die Selbstmelioration



a b

Abb. 48: Kultivierung eines mittelsäuligen Sulfat-Chlorid-Wiesen-Steppen-Solonez. Malouzensk (Transvolgagebiet)

a = Ursprünglicher Boden
b = Entsolonzierter kastanienfarbener Boden

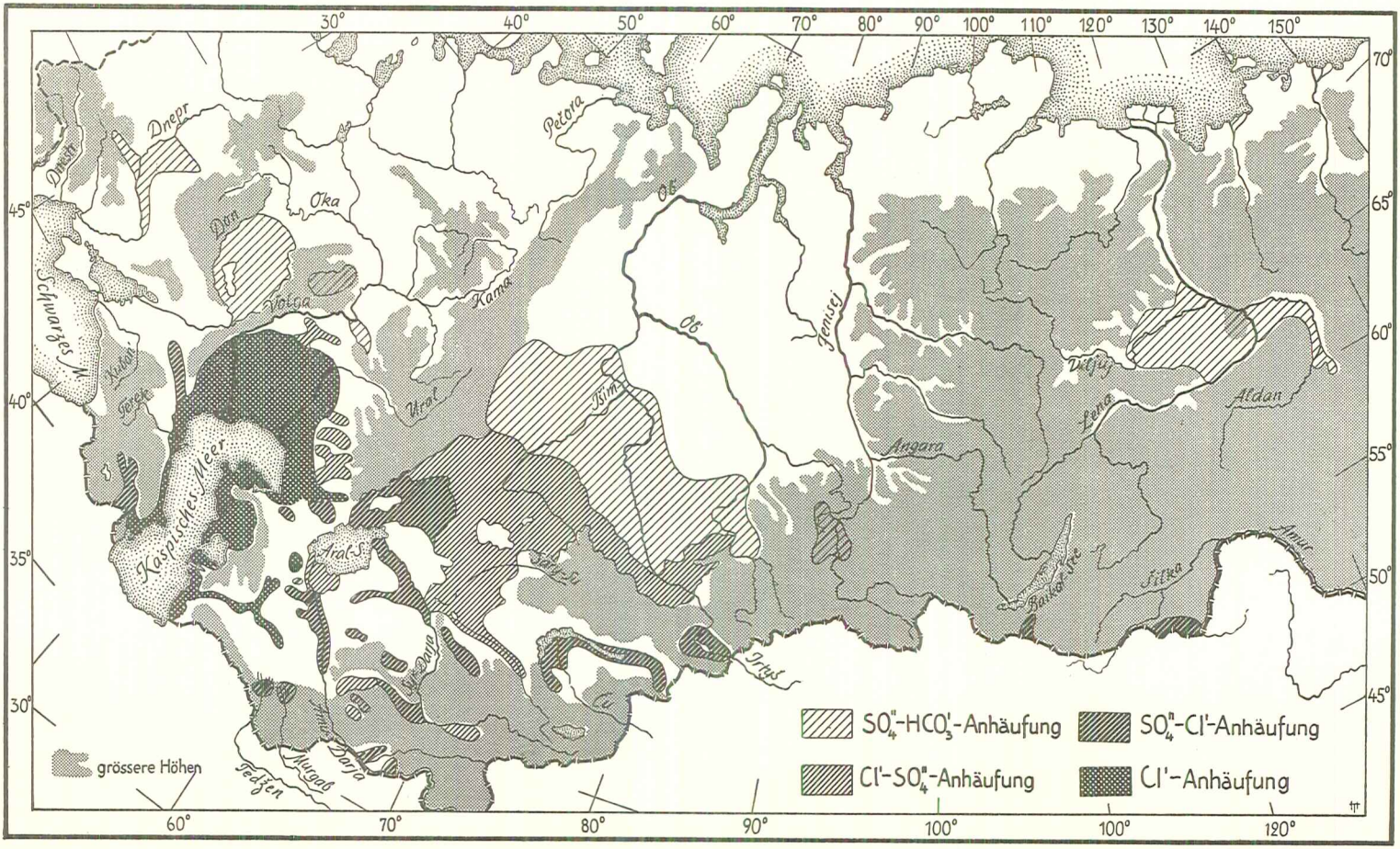
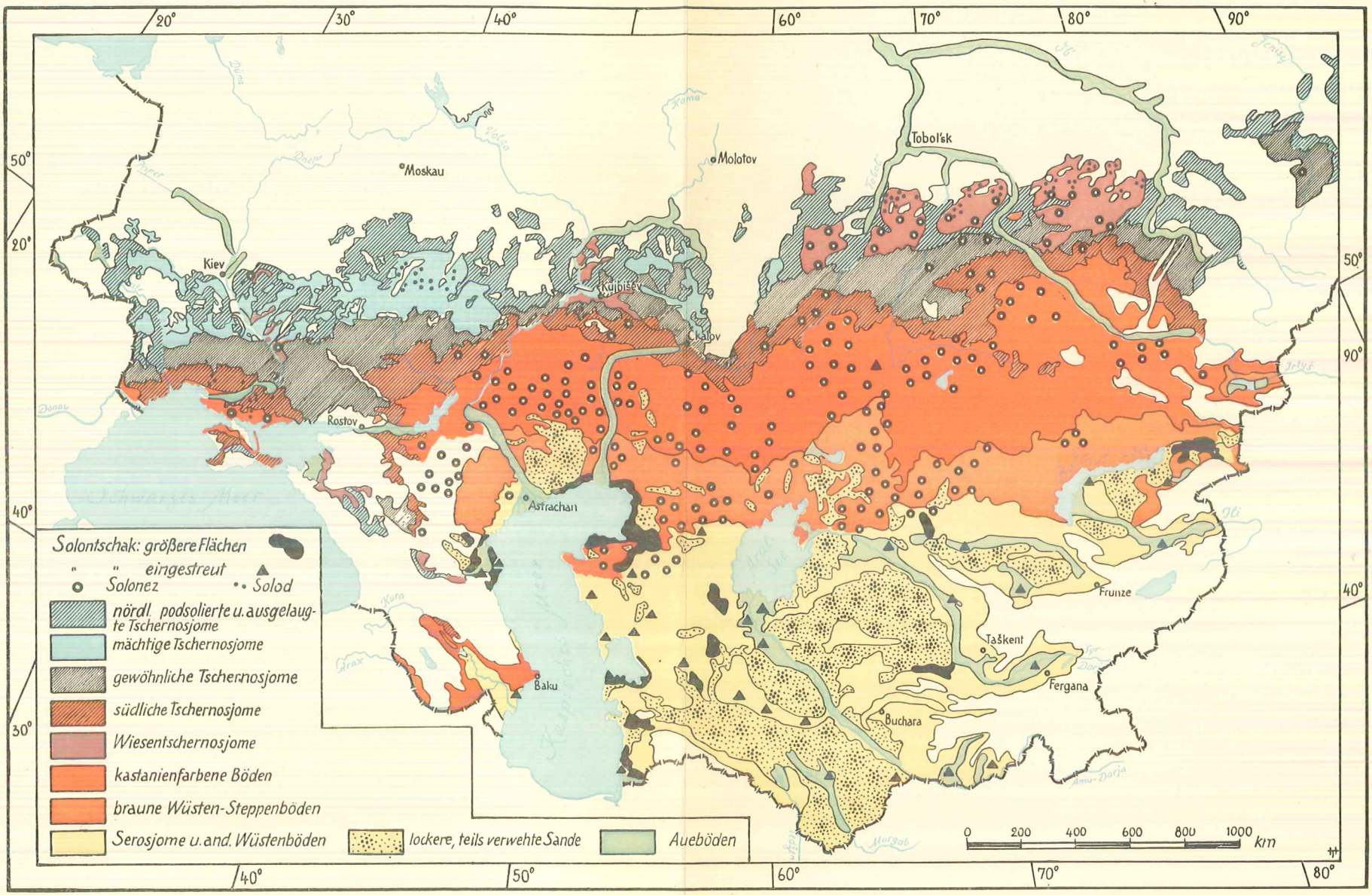


Abb. 4: Schema der gegenwärtigen Salzanhäufungsprozesse in der UdSSR



Ausschnitt aus der „Bodenkarte der UdSSR“ (nach D. G. Vilenskij, „Počvovedenie“, Učpedgiz, Moskva 1954)