

Acid Sulfate Soils

– Ihre Entstehung und landwirtschaftliche Nutzung –

Acid sulfate Soils

– their formation and agricultural use –

von E. Seiler

1 Einleitung

Im Salz- und Brackwasserbereich, vorallem an tropischen und subtropischen Küsten, haben sich tonige Sedimentböden entwickelt, die nach ihrer Trockenlegung eine typische Gelbfleckung aufzeigen und extrem versauern. Wegen seiner Färbung, seiner Konsistenz und dem Geruch nach Schwefelwasserstoff wurde dieser Bodentyp lange Zeit, in Anlehnung an das niederländische Wort „Katteklei“ als Cat-Clay bezeichnet. Der neuere Begriff der 'Acid Sulfate Soils' umfaßt alle Böden, sowohl sandige, tonige, als auch torfige, die die charakteristischen Merkmale dieses Bodentyps aufweisen.

Hervorgerufen wird die starke Versauerung durch die mit der Belüftung der Böden einhergehende Oxidation von Eisensulfiden, vor allem Pyrit, die sich während der Sedimentationsphase unter reduzierenden Bedingungen gebildet haben. Ihre extremen chemischen, physikalischen und biologischen Eigenschaften schränken die Möglichkeiten zur landwirtschaftlichen Nutzung stark ein. Das Ertragspotential der Acid Sulfate Soils ist ohne aufwendige Meliorationsmaßnahmen generell niedrig.

Weltweit haben die Acid Sulfate Soils eine relativ geringe Bedeutung. In Regionen, in denen sie als dominanter Bodentyp auftreten, vorallem in Asien und dem Fernen Osten (Thailand, Philipinen, Vietnam) sowie in Westafrika (Sierra Leone, Senegal), verursachen sie jedoch erhebliche Probleme für die Landwirtschaft. Obwohl erfolgreiche Nutzungsverfahren bereits seit einigen Jahrhunderten bestehen, führten erst die steigenden Bevölkerungszahlen der letzten Jahrzehnte zu verstärkten Bemühungen ihrer Inkulturnahme. Die Acid Sulfate Soils nehmen global eine Fläche von 14 Mill. ha ein, davon ent-

* Dipl. Ing. agr. Eberhard Seiler, Gesamthochschule Kassel, FB Internationale Agrarwirtschaft, Steinstr. 19, D 3430 Witzenhausen 1

fallen allein 10 Mill. ha auf die humiden Tropen (Lateinamerika, Afrika, Asien). Weitere 20 Mill. ha sind mit Torf, oder anderem nicht-sulfidhaltigem Material überlagert (v. BREEMEN 1980). Im gemäßigten Klima treten sie in einigen Gebieten der USA, Canadas, Australiens, Skandinaviens und Hollands auf (METSON et al. 1977). Als fossiles Material findet man die Acid Sulfate Soils auch im Abraum von Kohle-, Gold- und Uranminen.

2 Entstehung der Acid Sulfate Soils

Die Acid Sulfate Soils entwickeln sich aus Sedimenten unter subhydrischen und hydro-morphen Bedingungen in den Tidenzonen der Küsten, vereinzelt auch in Binnengewässern mit hohem Sulfatgehalt. Ihre Genese verläuft in zwei grundsätzlichen Entwicklungsschritten: der anfänglichen Akkumulation von Eisensulfiden (vor allem Pyrit) unter reduktiven Bedingungen in den wassergesättigten Sedimenten und der Oxidation des Pyrits nach der Entwässerung und Belüftung der Böden.

Als potentielle Acid Sulfate Soils werden die wassergesättigten Sedimentböden bezeichnet, in denen noch keine Oxidation stattgefunden hat. Ihre pH-Werte liegen im Neutralbereich. Erst die Veränderung des Hydroregimes durch natürliche, oder künstliche Entwässerung führt zum Abbau der Sulfide und der Freisetzung von Schwefelsäure. Übersteigt die entstehende Säuremenge die Neutralisationskapazität des Ausgangsmaterials entstehen aktuelle Acid Sulfate Soils, mit der für sie charakteristischen Versauerung. Als pseudo-, oder para-Acid Sulfate Soils werden Böden bezeichnet, in denen die gebildete Azidität neutralisiert wurde, die aber die typischen morphologischen Merkmale aufweisen (METSON et al. 1977).

2.1 Sulfidbildung

In allen maritimen Sedimenten sowie in Süßwasser-Sedimenten mit hohem Gehalt an organischem Material bilden sich Eisensulfide. Signifikante Mengen von mehrere Prozent können sich jedoch erst anreichern, wenn mehrere Faktoren gleichzeitig gegeben sind:

- hohe Gehalte an organischer Substanz
- anaerobe Bedingungen
- ausreichende Mengen an gelöstem Sulfat
- gelöstes Eisen

Die Bildung der Eisensulfide verläuft dabei in mehreren Stufen (DENT 1986):

- Reduktion des gelösten Sulfats zu Sulfiden durch sulfatreduzierende Bakterien
- teilweise Oxidation der Sulfide zu elementarem Schwefel und Polysulfiden
- Bildung von Eisensulfiden aus gelösten Sulfiden und Eisen(II)
- Verbindung der Eisensulfide und elementarem Schwefel zu Pyrit (FeS_2), die Pyritbildung ist auch durch die direkte Ausfällung von gelöstem Eisen und Polysulfiden möglich.

Die Verfügbarkeit der organischen Substanz stellt den bedeutensten, limitierenden Faktor bei der Entstehung der Acid Sulfate Soils dar. Erst bei ausreichend hohen Gehalten (insbesondere aus Bestandesabfällen) entstehen durch den anaeroben mikrobiellen Abbau des organischen Materials reduzierende Bedingungen in den Sedimenten. Diese Redox-Verhältnisse sind die Voraussetzung sowohl für die Reduktion des Sulfats, als auch für die Bildung von gelöstem Eisen. Zwischen dem Gehalt an organischer Substanz und der gebildeten Pyritmenge besteht eine enge positive Beziehung (v. BEERS 1962).

Die wichtigste Sulfatquelle bei der Pyritbildung stellt das Meerwasser mit durchschnittlich 2 g SO_4/l dar (v. BEERS 1962). Im Binnenbereich kann ebenso sulfatreiches Grundwasser als Schwefelquelle dienen (METSON et al. 1977). Der Schwefel der organischen Substanz, oder das in der Regel sulfatarme Süßwasser sind hierbei von untergeordneter Bedeutung.

Das im Meerwasser gelöste Sulfat wird durch SO_4 -reduzierende Bakterien zu Schwefelwasserstoff (H_2S) reduziert. Im anaeroben Milieu der überfluteten Sedimente dient es als Elektronen-Akzeptor beim mikrobiellen Abbau der organischen Substanz.

Mit der Wasserbewegung im Rythmus der Gezeiten wird dem System gelöster Sauerstoff für die Oxidation des Schwefelwasserstoffs zu elementarem Schwefel und Polysulfiden zugeführt. Gleichzeitig findet eine ständige Nachlieferung sulfatreichen Wassers statt. Das bei der Sulfatreduktion entstehende Bicarbonat (HCO_3^-) wird abgeführt, so daß der pH-Wert im schwach sauren bis neutralen Bereich stabil bleibt (PONS et al. 1982).

Der mikrobiell entstandene Schwefelwasserstoff bildet mit gelöstem Eisen(II) Eisen-Monosulfide ($\langle\text{FeS}\rangle$). Sie geben den subhydrischen und hydromorphen Böden mit hohem Gehalt an organischem Material ihre typische schwarze Färbung. Eisen ist meist in großen Mengen als Oxide, oder Hydroxide in den Böden enthalten, das in dieser Form als Eisen(III) jedoch weitgehend unlöslich ist. Erst der anaerobe Abbau der organischen Substanz schafft Redox-Verhältnisse, unter denen die unlöslichen Eisen(III)-Verbindungen zu löslichem Eisen(II) reduziert werden.

Die metastabilen Eisen-Monosulfide gehen allmählich unter Beteiligung elementaren Schwefels in die stabile Form des Pyrit über, in geringen Mengen auch in Markasit (METSON et al. 1977).

Über die Bildungsrate des Pyrits unter natürlichen Bedingungen ist nur wenig bekannt. Aus der langsamen Reaktion der Eisen-Monosulfide mit elementarem Schwefel resultieren erst nach Monaten, oder Jahren meßbare Pyritmengen. Bei der direkten Umsetzung von gelöstem Eisen(II) und Polysulfiden werden unter günstigen Voraussetzungen vergleichbare Ergebnisse schon nach wenigen Tagen erzielt (GOLDHABER et al. 1974). Neuseeländische Untersuchungen belegen eine Pyritbildungsrate unter Mangrovenvegetation von 1% S in 100 Jahren (DENT 1986).

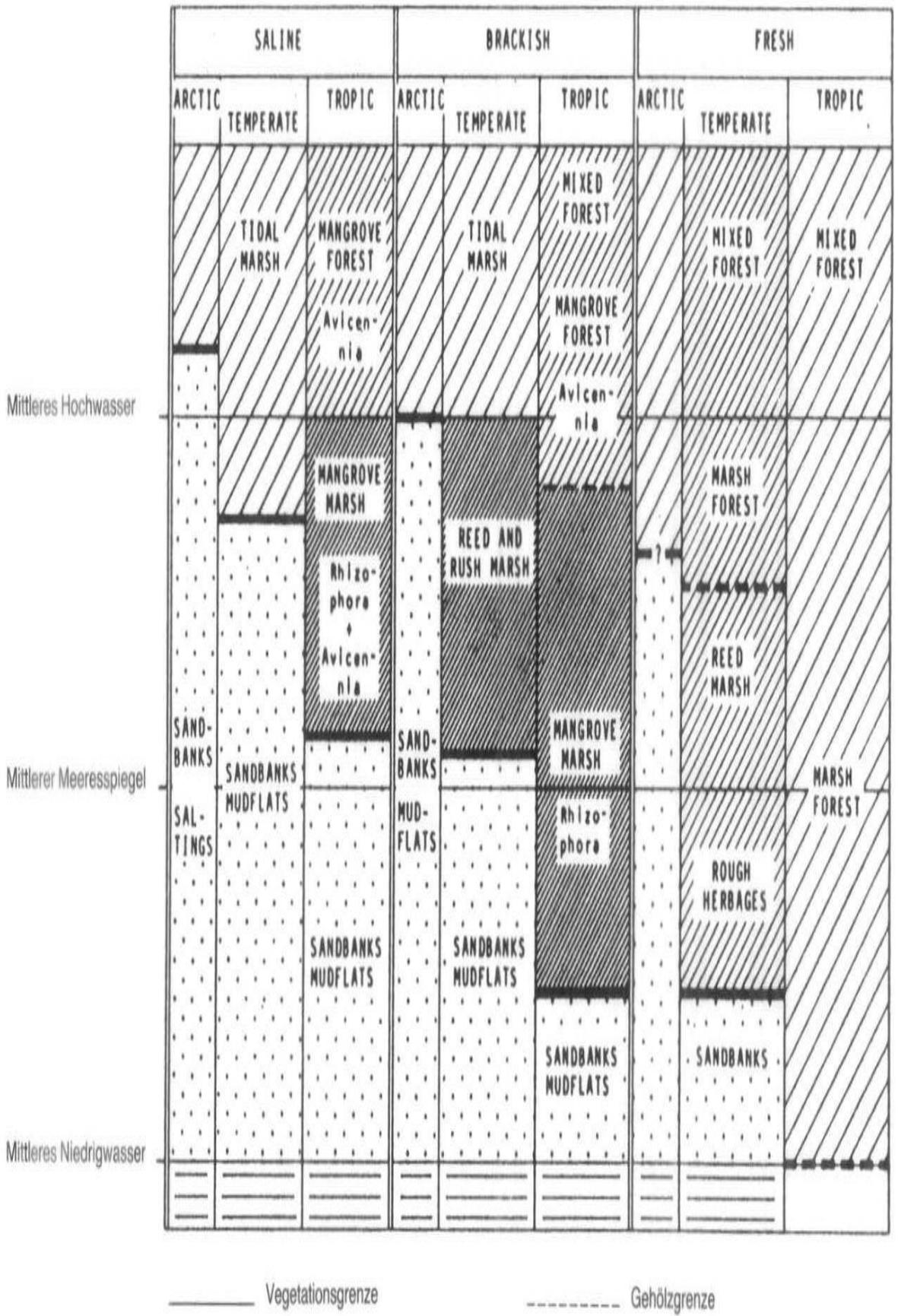
Für die Entwicklung der Acid Sulfate Soils charakteristische Landschaftformen sind (PONS et al. 1982):

- Binnensümpfe, die von sulfatreichem Dränwasser älterer, sulfidhaltiger Sedimente überspült werden. Ihre Verbreitung ist gering, Beispiele sind Sulfid-Moore in Uganda und Minnesota sowie pyrithaltige, sandige Gleye in den Niederlanden;
- Grundsedimente von Salz- und Brackwasserlagunen und -seen, die durch Verlandung, oder isostatische und tektonische Landhebung entwässert wurden, wie in einigen Gebieten der Ostseeküste Finnlands und Schwedens;- Marschen, Salz- und Brackwassersümpfe der Küsten. Die regelmäßig mit Meerwasser überfluteten Zonen unterhalb des mittleren Tidenhochwassers stellen den bedeutendsten Entstehungsraum dar.

Günstige Entstehungsbedingungen bieten Küstenbereiche, die vor starker Strömung und Wellenbewegung geschützt sind (Flußdeltas, Meeresbuchten und Küstenstreifen mit vorgelagerten Bänken), in denen eine nur allmähliche Auflandung über eine anhaltend lange Periode, ohne große Veränderung des mittleren Tidenhochwassers vorherrscht. In Sedimenten, die relativ schnell über das mittlere Tidenhochwasser hinauswachsen und in Küstenzonen, die durch abwechselnde Ablagerung und Erosion geformt werden, findet keine größere Pyritanreicherung statt. Ebenso enthalten sandige Sedimente, die vorallem in wenig stabilen Gezeitenbereichen entstehen, in der Regel nur kleine Mengen. Die geringe Neutralisationskapazität die das sandige Material bei hohem Quarzanteil hat, kann jedoch trotz der geringen Pyritmenge zu starker Bodenversauerung führen (DENT 1986).

Die weiteste Verbreitung finden die sulfidhaltigen Böden auf sukzessiv abgelagerten tonigen Sedimenten des Salz- und Brackwasserbereichs, bei gleichzeitig hohem Gehalt an organischem Material aus den Bestandesabfällen der sie besiedelnden Vegetation. Dabei hat die Pflanzenart keinen unmittelbaren Einfluß, entscheidend ist vielmehr die Menge der anfallenden organischen Substanz. Die ökologischen Bedingungen wie Klima, Überflutungshöhe und -dauer sowie der Salzgehalt prägen jedoch die Ausbildung einer charakteristischen Vegetationsform. Die größte Menge organischen Materials liefern die tropischen Mangrovenwälder, die bei mehr als 2000 mm Niederschlag eine ähnlich hohe Massenproduktion erreichen wie die tropischen Regenwälder (DENT 1986). Die Marschvegetation der gemäßigten Zonen bildet im Vergleich hierzu geringere Mengen. Ihr Hauptbesiedlungsraum ist auf die höher gelegenen Tidenbereiche beschränkt, zudem wird ihre Vegetationsdauer durch die Wintermonate begrenzt. In semi-ariden und ariden Gebieten kann sich aufgrund des hohen Salzgehaltes ein dichter Mangrovenbestand nur im tiefergelegenen Tidenbereich entwickeln, in den höheren Zonen wird er durch spärliche Salzmarschvegetation ersetzt.

Abb. 1: Vegetationsformen der Marschen in arktischen, gemäßigten und tropischen Zonen in bezug zum Salzgehalt und der Höhe des Wasserspiegels (nach PONS et al. 1982).

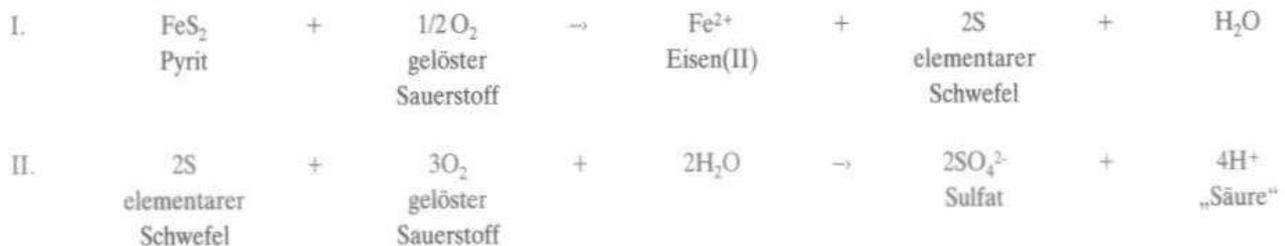


2.2 Sulfidoxidation

Der in den Sedimenten angereicherte Pyrit ist nur im reduzierenden Milieu stabil. Die Entwässerung, oder lokale Belüftung der Acid Sulfate Soils führt zur Oxidation der Sulfide und zur Bildung von Eisenoxiden, Sulfaten und Schwefelsäure. Landhebungen, die Absenkung des relativen Meeresspiegels und die Verringerung der Überflutungshäufigkeit bewirken eine natürliche Veränderung des Hydroregiems (PONS et al. 1982). Landgewinnungsmaßnahmen führen zur künstlichen Entwässerung der Böden.

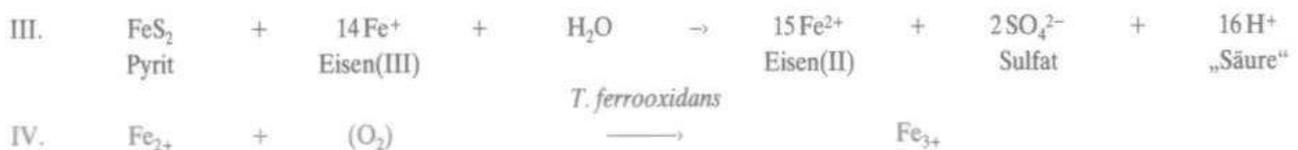
Die mit der Entwässerung einsetzende Oxidation des Pyrits verläuft über mehrere Stufen, die sowohl chemische, als auch mikrobielle Prozesse umfassen.

Mit der Bodenentwässerung kommt es zur einer Veränderung der Redox-Bedingungen in den Böden. In der Anfangsphase reagiert der Pyrit mit dem im Bodenwasser gelösten Sauerstoff zu Eisen(II) und elementarem Schwefel. Der gebildete Schwefel wird in einem zweiten Schritt zu Sulfat oxidiert. Die bei der Reaktion freigesetzte Säuremenge entspricht 4 Mol H^+ je Mol Pyrit.



Die Oxidation von amorphen Eisen-Monosulfiden ist ebenso möglich, wegen ihres vergleichsweise geringen Gehaltes ist sie aber von untergeordneter Bedeutung.

Die Pyritoxidation ist bei pH-Werten nahe des Neutralpunktes ein relativ langsamer Prozeß, der erst mit zunehmender Säurekonzentration beschleunigt wird. Sinkt der pH durch die stetige Säureproduktion unter Werte von 4, geht verstärkt Eisen(III) in Lösung. Unter diesen Bedingungen wird der Pyrit zunehmend direkt, ohne Beteiligung des Sauerstoffs, durch Eisen(III) oxidiert. Der entstehende Schwefel reagiert mit Eisen(III) zu Sulfat. Die Reaktion des Eisen(III) mit Pyrit und Schwefel ist um ein vielfaches schneller, als die mit Sauerstoff. Das freigesetzte Eisen(II) wird durch gelösten Sauerstoff wieder zu Eisen(III) oxidiert und in den Kreislauf rückgeführt.



Die bis dahin rein chemischen Reaktionen werden mit zunehmender Versauerung durch spezifische, autotrophe Mikroorganismen beschleunigt. Am katalytischen Pyritabbau ist vor allem *Thiobacillus ferrooxidans* beteiligt, der bei pH-Werten unter 3.5 bis 4 optimale

Lebensbedingungen findet. *T. ferrooxidans* fördert die Oxidation von Eisen(II) zu Eisen(III). Unter Laborbedingungen ist die Reaktionsgeschwindigkeit der katalysierten Eisen(II)-Oxidation um den Faktor 10^6 schneller, gegenüber der rein chemischen Reaktion (SINGER et al. 1970).

Die limitierende Reaktion beim Abbau des Pyrits ist die Umwandlung des Eisen(II) zu Eisen(III) (SINGER et al. 1970). Die Oxidationsrate des Pyrits wird damit von der Diffusionsgeschwindigkeit des Sauerstoffs im Boden und den optimalen Bedingungen für die chemische, bzw. mikrobiellkatalysierte Reaktion bestimmt.

Im Bodenkörper ist Eisen(III) der bedeutendste Oxidationspartner des Pyrits. Der im Porenraum enthaltene Sauerstoff reagiert mit dem Eisen(II), bevor er zu den sulfidhaltigen Zonen gelangt (v. BREEMEN 1976). In Klimaten mit ausgeprägter Trocken- und Regenzeit kann die Oxidation über einen gewissen Zeitraum fortschreiten, auch wenn der Boden bereits wieder wassergesättigt ist. Das während der Trockenzeit gebildete Eisen(III) dient hier gewissermaßen als Speicher für die Oxidationskapazität (DENT 1986).

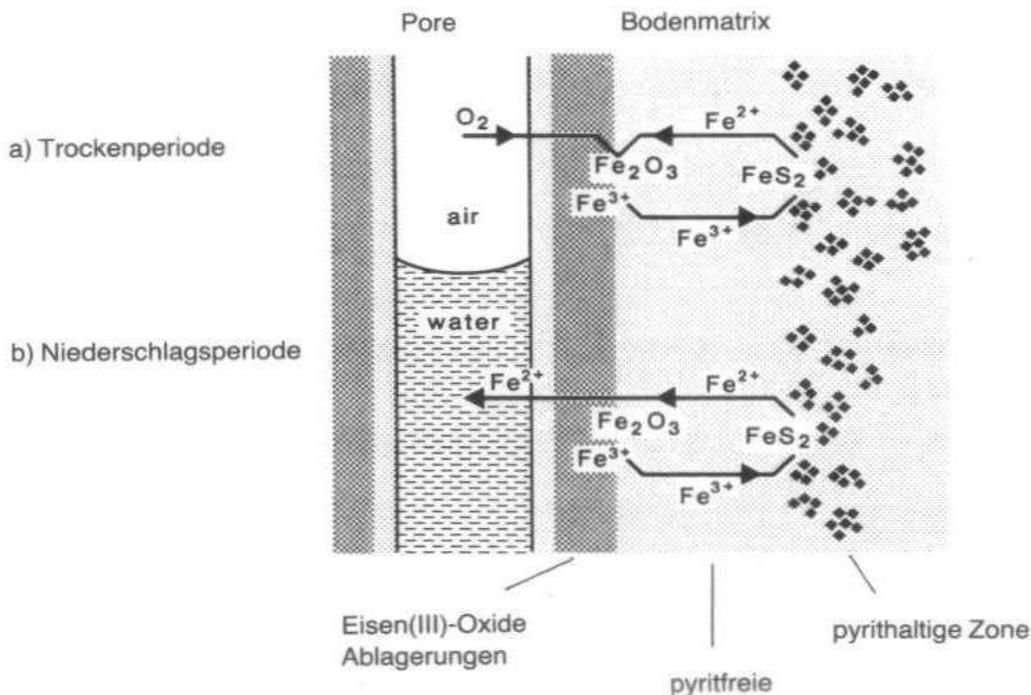


Abb. 2: Modell der Pyritoxidation in Acid Sulfate Soils (nach v. BREEMEN 1976)

- Während der Trockenperiode wird Eisen(II) der Bodenlösung durch Sauerstoff zu Eisen(III) und Oxiden oxidiert. Bei niedrigem pH gehen Teile des Eisen(III) in Lösung und gelangen in die pyritreiche Zone. Bei der Pyritoxidation wird das Eisen(III) zu Eisen(II) reduziert und diffundiert erneut in die sauerhaltigen Zonen.
- Bei Wassersättigung des Bodens kann unter sauren Bedingungen die Oxidation in begrenztem Umfang fortschreiten. Während der Trockenperiode gebildete Eisen(III)-Oxide dienen hierbei als Reserve. Das entstehende Eisen(II) verbleibt jedoch nicht im Boden, sondern wird mit dem Bodenwasser abgeführt.

2.3 Oxidationsprodukte und Neutralisationskapazität

Das bei der Pyritoxidation gebildete Sulfat verbleibt nur zum geringen Teil im Reaktionshorizont. Überwiegend wird es mit dem Niederschlags- und Überflutungswasser abgeführt, wobei es z. T. in tiefere Bodenschichten gelangt und dort unter veränderten Redoxbedingungen wieder zu Sulfid reduziert werden kann. Auf calciumhaltigen Böden bildet das freigesetzte Sulfat Gips, der in Form pulverartiger Ausblühungen ausfällt. Bei der Gipsbildung wird eine äquivalente Säuremenge neutralisiert.

Unter stark sauren ($\text{pH} < 4$) und oxidativen Bedingungen ist Jarosit $[\text{KFe}_3(\text{SO}_4)_2(\text{OH})_6]$ die vorherrschende Sulfatform. Die stroh-gelben Jarosit-Ablagerungen in den Poren und an den Porenwandungen geben den Acid Sulfate Soils ihre charakteristische Marmorierung. Mit steigendem pH-Wert geht der Jarosit zunehmend in Goethit über.

Das freigesetzte Eisen(II) wird bei pH-Werten über 4 als Eisen(III)-Oxide und -Hydroxide ausgefällt. Auf jungen Acid Sulfate Soils, die durch künstliche Entwässerung entstanden sind, ist das Vorkommen von Haematit nicht bekannt, dagegen tritt er häufig auf alten, in ihrer Entwicklung fortgeschrittenen Böden auf. Bei aktivem Pyritabbau ist das Oberflächenwasser der Böden häufig durch kolloidales Eisen(III) intensiv rostbraun gefärbt (DENT 1986).

Die Neutralisationskapazität der Küstensedimente wird in erster Linie von ihrem Gehalt an Carbonat, austauschbaren Basen und leichtverwitterbaren Silikaten bestimmt. Die Menge und die Zusammensetzung der neutralisierenden Bestandteile variiert dabei stark zwischen einzelnen Klimazonen.

Für die Neutralisation der bei der Pyritoxidation entstehenden Säure haben die Carbonate die größte Bedeutung. Der Carbonatgehalt reicht von unbedeutenden Mengen in den meisten Flach- und Brackwassersedimenten der humiden Tropen, bis zu 15% und mehr in der gemäßigten Klimaten und semi-ariden und ariden Zonen. Ursache für den geringen Carbonatgehalt in den Tropen ist das häufig saure Wasser der Flüsse und der niedrige pH-Wert im Flachwasserbereich. Im Gegensatz zu anderen Klimazonen transportieren die Flüsse der humiden Tropen meist carbonatfreies Material aus ihren Einzugsgebieten mit alten, stark verwitterten Böden. In den Küstenzonen führt die dichte Vegetation im Flachwasserbereich, besonders im Milieu einer potentiellen Sulfidanreicherung, durch CO_2 -Ausscheidungen bei der Wurzelatmung, der Zersetzung der organischen Bestandesabfälle und der Bildung von Schwefelwasserstoff zu niedrigen pH-Werten, die einer Ausfällung des im Meerwasser gelösten Carbonats entgegen stehen. Die Akkumulation von Carbonat und Pyrit in tropischen und subtropischen maritimen und Brackwasser-Sedimenten schließt sich gegenseitig aus. Das Vorkommen beider Verbindungen ist dort möglich, wo carbonathaltige Sedimente (beispielsweise biogene Carbonate) mit Mangroven besiedelt werden (DENT 1986).

Ein Teil der entstehenden Säure wird durch den Austausch von sorbierten Basen neutralisiert. Die Menge der basischen Kationen ist abhängig vom Tongehalt und der Art der

Tonminerale. Die höchste Neutralisationskapazität haben die Sedimente der ariden, semi-ariden und gemäßigten Zonen sowie Material vulkanischen Ursprungs. Ihr Tongehalt ist in der Regel geringer als in den humiden Tropen. Die Minerale der Tonfraktion haben aber eine z.T. beträchtliche Austauschkapazität und einen hohen Neutralisationseffekt bei ihrer Verwitterung.

Die sehr feinkörnigen Sedimente in den weitläufigen Mündungsgebieten der großen humid-tropischen Flüsse besitzen, aufgrund ihres hohen Anteils an verwitterbaren Mineralen und mäßigen Gehaltes an austauschbaren Basen eine mittlere Neutralisationskapazität.

Dagegen enthalten die Sedimente der engen Mündungsbuchten kleiner tropischer Flüsse in der Regel nur geringe Mengen an neutralisierenden Bestandteilen. Neben der geringen Austauschkapazität des kaolinitreichen Materials und den entsprechend niedrigen Gehalten an sorbierten Basen, tragen diese Tonminerale bei ihrer Verwitterung nur wenig zur Neutralisation bei.

Für die Pufferung von Calciumcarbonat-freien Böden im Bereich von pH 3 bis 4 ist das Verhältnis der beiden Tonminerale Montmorillonit und Kaolinit, bei gleichzeitigem Vorkommen amorpher Silikate von Bedeutung. Weitere Puffersysteme in diesem pH-Bereich sind Kaolinit/ AlOHSO_4 und Jarosit/limonitische Eisenoxide. Das basische AlOHSO_4 reguliert gleichzeitig den Gehalt an gelöstem Aluminium (v. BREEMEN 1973).

2.4 Morphologie und Identifizierung der Acid Sulfate Soils

Im wassergesättigten Zustand weisen die Acid Sulfate Soils die charakteristische Horizontierung von Böden unter permanentem Grundwassereinfluß auf, mit einem dunkelgrau bis schwarzen Reduktionshorizont, der mit zunehmender Auflandung und bei Übersteigen des mittleren Tidenhochwassers allmählich in einen Reduktions-Oxidationshorizont und schließlich in einen rostfleckigen Oxidationshorizont übergeht. Mit fortschreitender Entwässerung kommt es zur Ausbildung eines Jarosithorizontes über dem reduzierten, sulfidhaltigen Substrat. Die gelben Jarositeinschlüsse sind meist von einer grau bis orange-braunen Bodenmatrix umgeben. Mit weiterem Absinken des Grundwasserstandes bewegt sich der Jarosithorizont allmählich nach unten in tiefere Schichten. In der oberen Bodenzone führt die Hydrolyse des Jarosit zur Bildung von rotbraunen bis rötlichen Eisenoxiden (v. BREEMEN 1973, DENT 1986).

Für die schnelle Identifizierung der Acid Sulfate Soils im Feld genügt, neben den morphologischen Merkmalen, in der Regel eine einfache Bestimmung des pH-Wertes. Bei aktuellen Acid Sulfate Soils (fortgeschrittene Pyritoxidation) reicht die Analyse des Boden-pH, oder Bodenwasser-pH-Wertes mit einem Feld-pH-Meter (Meßbereich $< \text{pH } 4$) aus. Zur Erkennung potentieller Acid Sulfate Soils hat sich die Behandlung kleiner Bodenmengen mit Wasserstoffperoxid und anschließender pH-Wertmessung bewährt. Die Oxidation des Pyrits durch Wasserstoffperoxid führt zum Absinken des pH-Wertes. Un-

terschreitet der pH nach der Behandlung Werte von 2 bis 3, besteht die Gefahr der extremen Versauerung nach einer Bodenentwässerung (v. BEERS 1962).

3 Landwirtschaftliche Probleme

Die landwirtschaftliche Nutzung der Acid Sulfate Soils ist durch ihre extremen chemischen, physikalischen und biologischen Eigenschaften sehr stark limitiert, bzw. erfordert den Einsatz besonderer Bewirtschaftungsverfahren.

Die wesentlichen chemischen Restriktionen sind:

a) direkte Schädigung

der Pflanzen durch die hohe Säurekonzentration und zunehmende Löslichkeit phytotoxischer Elemente. Im Trockenfeldbau (pH-Werte zwischen 3 und 4 [FAO 1982]) stellt die Löslichkeit des Aluminiums das Hauptproblem dar. Bereits Konzentrationen von 1 bis 2 ppm Al^{3+} (mg/l Bodenlösung) können bei Nährstoffmangel, wie er auf den Acid Sulfate Soils häufig anzutreffen ist, hemmend auf das Wachstum von Reispflanzen wirken (PARK et al. 1971). Bei weiterem Absinken des pH unter Werte von 3,5 wirkt die H^+ -Ionenkonzentration unmittelbar ertragsmindernd. Unter diesen extrem sauren Bedingungen können zudem toxische Konzentrationen an Eisen(III) und Mangan(II) auftreten. Auf Böden mit Überstaubewässerung (pH-Werte zwischen 6 und 8 [FAO 1982]) kann Eisen(II) schädigend wirken. Unter reduktiven Bedingungen ist Eisen(II) über einen weiten pH-Bereich löslich. Die Eisen(II)-Konzentration ist abhängig vom Gesamteisengehalt und der Menge an leichtreduzierbaren Eisenverbindungen. In älteren Acid Sulfate Soils, in denen das Eisen meist in Form von kristallisiertem Goethit und Haematit vorliegt, sind die Eisen(II)-Gehalte in der Regel niedriger als in jungen Böden mit größeren Mengen an kolloidalem Eisen. Durch die Reduktion von Sulfat ist die Bildung von phytotoxischem Schwefelwasserstoff möglich. Schädigende Konzentrationen werden in der Regel nur erreicht in Böden mit hohem Gehalt an organischer Substanz, geringen Eisenmengen und pH-Werten über 5. Auf Reis wirken sehr niedrige H_2S -Gehalte von 30 bis 60 $\text{mg} \times 10^{-6}$ $\text{H}_2\text{S/l}$ bereits hemmend auf die Wurzelfunktionen, dabei sind ältere Pflanzen weniger betroffen als junge (DENT 1986).

b) Salinität

Als Sedimente der Salz- und Brackwasserzonen enthalten die Acid Sulfate Soils naturgemäß große Mengen an Salz, dessen Gehalt durch lösliches Sulfat aus der Pyritoxidation noch erhöht wird. Bei ausreichender Permeabilität des Bodens werden sie mit der Zeit durch Niederschlagswasser, oder Überflutung mit Süßwasser ausgewaschen. Die gehemmte Gefügebildung im stark sauren Milieu kann, besonders bei tonigem Unterboden, die Salzabfuhr einschränken und zur Anreicherung im Wurzelraum führen. Die Versalzung ist trotz ihrer unter Umständen jahrzehntelangen Dauer ein temporäres Problem, das mit fortschreitender Bodenentwicklung an Bedeutung verliert.

c) geringer Nährstoffgehalt und verminderte Nährstoffverfügbarkeit

Besonders alte, ausgewaschene Acid Sulfate Soils sind nährstoffarme Böden, mit gerin-

ger Basensättigung und hohem Aluminiumanteil an den Sorptionskomplexen. Die Phosphatverfügbarkeit wird durch die hohen Eisen- und Aluminiumgehalte eingeschränkt. Beide Elemente bilden bei niedrigen pH-Werten schwerlösliche Phosphate, so daß auch P-Dünger sehr schnell festgelegt werden. Unter reduzierenden Bedingungen sind die Eisenphosphate jedoch pflanzenverfügbar.

Die Verfügbarkeit der Spurenelemente nimmt mit der Dauer der Nutzung ab. Trotz anfänglich toxischer Gehalte (Bor, Mangan), können nach längerer Bewirtschaftung Mangelsymptome auftreten (Molybdän, Kupfer, Zink, Mangan) (PAGEL 1974).

d) Hemmung der Mikroorganismenaktivität

Die extreme Bodenversauerung hemmt die Tätigkeit der Mikroorganismen und damit die Mineralisierung der Nährstoffe aus dem Abbau der organischen Substanz. Die Phosphatmobilisierung durch Mykorrhiza ist ebenso eingeschränkt, wie die Stickstofffixierung durch Rhizobia.

Zu den bedeutendsten bodenphysikalischen Faktoren zählen:

- gehemmte Strukturbildung und geringe Permeabilität
- Wasserstreß der Pflanzen
- Verockerung der Dränungen

Die hohe Säurekonzentration hemmt zum einen die für die Strukturbildung notwendige Tätigkeit der Mikroorganismen, zum anderen die Penetration der Wurzel in tiefere Bodenschichten. Das bei der Pyritoxidation freigesetzte Eisen wird in den Dränsträngen sehr schnell als Eisenoxid ausgefällt. Im Extremfall kann das Entwässerungssystem bereits nach wenigen Monaten verschlossen sein (TROFFORD 1973).

4 Landwirtschaftliche Bewirtschaftungsverfahren und Melioration

Voraussetzung für eine landwirtschaftliche Nutzung der Acid Sulfate Soils ist die Vermeidung und Verringerung der Bodenversauerung. Die Auswahl geeigneter Bewirtschaftungsverfahren wird dabei nicht nur von den rein pedogenetischen Faktoren bestimmt, sondern in hohem Maße auch von Klima (Niederschlagshöhe, -verteilung), Hydrologie (Überflutung, Bewässerungsmöglichkeiten, Verfügbarkeit von Salz-, Brack-, oder Süßwasser) und nicht zu letzt von ökonomischen Gesichtspunkten. In Regionen, in denen geeignetes Land in ausreichendem Umfang zur Verfügung steht, ist es in aller Regel ökonomisch, häufig auch ökologisch sinnvoller vor einer kostenintensiven und aufwendigen Melioration die Acid Sulfate Soils aus der landwirtschaftlichen Nutzung herauszunehmen.

Für alle Kultivierungsverfahren gilt, daß eine effektive Kontrolle des Bodenwasserhaushaltes über den nachhaltigen Erfolg der Maßnahmen entscheidet. Eine Ausnahme stellt der Sonderfall der Neutralisation der gesamten potentiellen Acidität dar.

Bei der landwirtschaftlichen Nutzung der Acid Sulfate Soils können zwei grundsätzliche Verfahren unterschieden werden:

- Minimierung der Pyritoxidation und Regulierung des Bodenwasserhaushaltes.
- Grundmelioration durch beschleunigte Pyritoxidation, oder durch Neutralisation der gesamten potentiellen Säure.

4.1 Nutzungsverfahren zur Minimierung der Pyritoxidation

Diese Verfahren zielen auf eine Reduzierung der Sulfidumsetzung und Verminderung der Gehalte phytotoxischer Elemente ab. Die mechanische Durchmischung und Belüftung des Bodens bei der Bearbeitung und bei Entwässerungsmaßnahmen wird auf die obere Bodenschicht beschränkt. Die Entwässerung des Bodenprofils wird soweit möglich auf den für das Pflanzenwachstum notwendigen Wurzelraum und Zeitpunkt begrenzt. In den wassergesättigten Bodenzonen stellen sich reduktive Verhältnisse ein, die zum einen die Oxidation der Sulfide unterbinden, zum anderen zur Erhöhung des pH-Wertes führen.

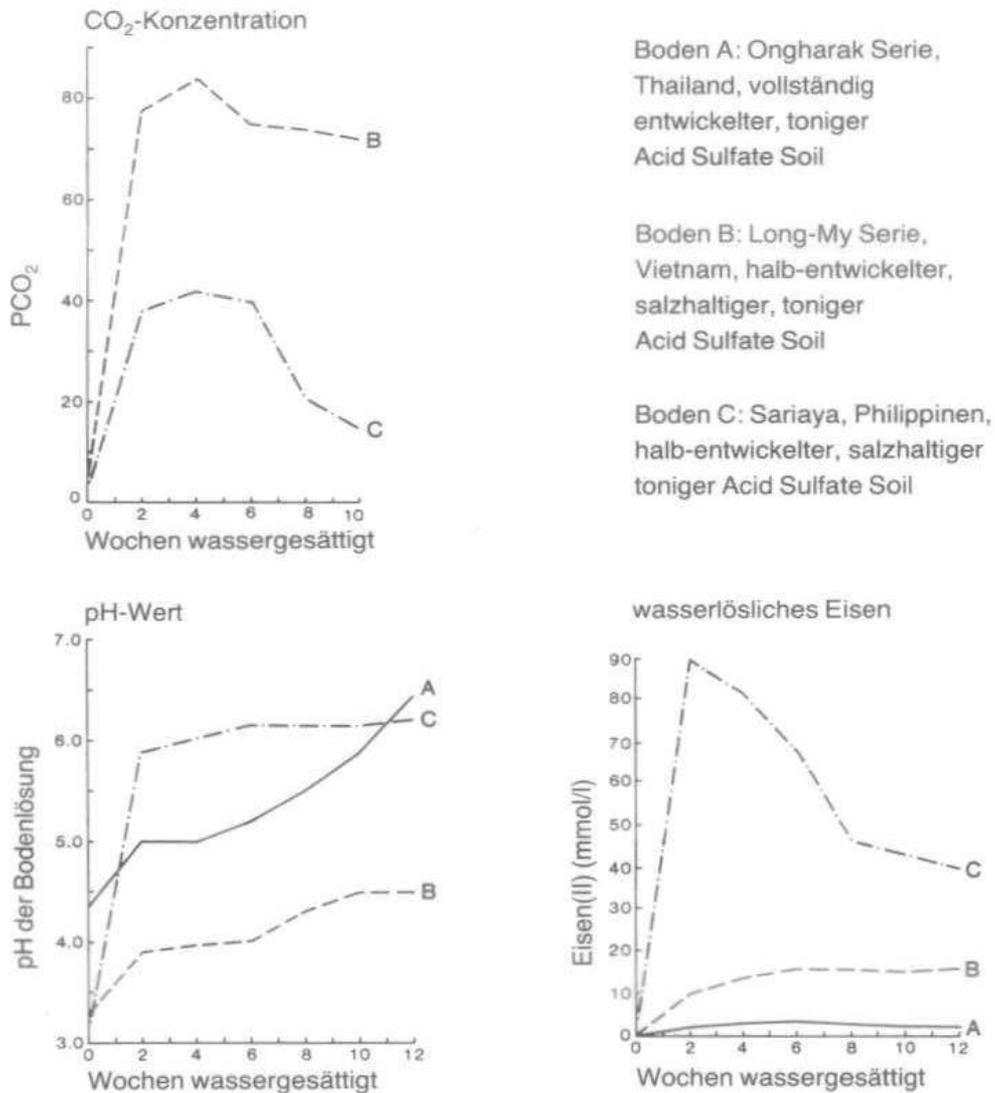


Abb. 3: Einfluß der Wassersättigung auf pH-Wert, wasserlösliches Eisen(II) und CO₂-Konzentration (nach DENT 1986)

Unter diesen Bedingungen wird die Aluminiumlöslichkeit gesenkt, gleichzeitig können aber toxische Konzentrationen an Eisen(II), Mangan(II), Schwefelwasserstoff und Kohlendioxid auftreten.

Nach der zeitlichen und räumlichen Verteilung der Wassersättigung des Bodens lassen sich zwei Verfahren unterscheiden:

- Wassersättigung des gesamten Bodenkörpers durch Überstaubewässerung, z.T. mit kurzzeitigen Trockenphasen– Einstellung eines konstant hohen Grundwasserstandes unmittelbar unterhalb der Hauptwurzelzone.

4.1.1 Überstaubewässerung

In tropischen und subtropischen Regionen ist der Reisanbau mit Überstaubewässerung das am weitesten verbreitete Verfahren zur Nutzung der Acid Sulfate Soils. Die Ernteerträge sind trotz des hohen Inputs generell gering (durchschnittlich 8 bis 10 dt/ha [BLOOMFIELD et al. 1973]), variieren aber stark zwischen den einzelnen Anbauverfahren.

Die Überstauung der Flächen vor dem Auspflanzen des Reises wirkt sich positiv auf die Wachstumsbedingungen aus. Hierdurch werden reduktive Bodenverhältnisse bereits zu Beginn der Wachstumsperiode geschaffen und die während der Trockenzeit gebildete Acidität zumindest teilweise ausgewaschen. Die komplexen Zusammenhänge zwischen Wasserhaushalt und Anbausystem sollen anhand zweier Beispiele verdeutlichen werden:

In der West African Rice Research Station, Sierra Leone wurde seit 1935 Reisanbau im Tiden-Bereich bei permanenter Wassersättigung des Bodens betrieben. Die Anbauflächen wurden 2mal täglich im Gezeitenwechsel mit Süßwasser, das während der Regenzeit und ansteigender Flut in die Ästuarien zurückgedrückt wird, bzw. Salzwasser in der Trockenzeit überschwemmt. In den Jahren 1935 bis 1945 wurde auf den verschiedenen Parzellen ein durchschnittlicher Reisertrag von 19 bis 32 dt/ha erzielt. Nach der Anlage von Dämmen zur Vermeidung der Überflutungen gingen die Erträge in 2 bis 3 Jahren praktisch auf Null zurück. Mit der Öffnung der Deiche und der erneuten Überflutung im Gezeitenwechsel erreichten die Erträge bereits in der zweiten Vegetationsperiode wieder das Ausgangsniveau (BLOOMFIELD et al. 1973).

Im Mekong-Delta wird Reis z.T. auf erhöhten Beeten angebaut, die von flachen Entwässerungsgräben umgeben sind. Mit den ersten Niederschlägen in der Regenzeit wird das Flußwasser in das Grabensystem geleitet und dort eingestaut bis die Beete überflutet sind. Bei erneuten Regenfällen und Ebbe wird das angestaute Wasser in den Fluß abgeleitet und durch Frischwasser aus dem Oberlauf ersetzt. Durch die wiederholte Auswaschung werden die während der Trockenzeit entstandene Acidität und toxischen Stoffe sukzessive aus dem Oberboden ausgespült. In die so vorbereiteten Flächen werden anschließend 0.6 bis 1 m große Reissetzlinge gepflanzt. Mit diesem Verfahren werden Reiserträge von durchschnittlich 40 dt/ha erzielt, während die Erträge auf vergleichbaren, nicht entwässerten Böden lediglich 2 bis 5 dt/ha betragen (DENT 1986).

Problematisch ist bei diesen Verfahren die starke Versauerung des Entwässerungswassers, das z.T. pH-Werte von 2.5 bis 3.5 aufweist (BLOOMFIELD et al. 1973). Angrenzende fruchtbare Flächen, die mit Oberflächenwasser der Acid Sulfate Soils überschwemmt werden, können nachhaltig geschädigt werden.

4.1.2 Kontrolliert hoher Grundwasserstand

Die Verminderung der Pyritoxidation durch Überstaubewässerung ist in der Regel auf den Reisanbau begrenzt. Eine weitergehende Nutzung ist dort möglich, wo sulfidhaltiges Material von nichttoxischen Sedimenten überlagert wird und auf alten Acid Sulfate Soils, deren Oberboden bereits weitgehend pyritfrei ist. Eine kulturfähige Bodenschicht, die minimalen Anforderungen genügt, kann auf diesen Standorten durch eine mittels Entwässerungsmaßnahmen hoch eingestellten Grundwasserstandes geschaffen werden. Die tieferen Bodenschichten bleiben permanent wassergesättigt. Die anzustrebende Höhe des Wasserstandes richtet sich nach der Mächtigkeit des sulfidfreien Oberbodens und den Anforderungen der Kulturpflanzen hinsichtlich des benötigten Wurzelraums. Geeignet sind vor allem säuretolerante Kulturen mit einem flachen Wurzelsystem.

In Nord-Westeuropa und Neuseeland werden Acid Sulfate Soils mit einer Mächtigkeit des sulfidfreien Oberbodens von mindestens 20 cm erfolgreich als Grünland genutzt (DENT 1986). In Ruanda wird Süßkartoffel- und Sorghumanbau bei kulturfähigen Schichten von 50 cm betrieben (BLOOMFIELD et al. 1973). Zu den bedeutendsten Kulturen in den humiden Tropen, die sich für den Anbau unter den Bedingungen eines hohen Grundwasserstandes eignen gehören die Ölpalme, daneben Kakao und Gummi (*Hevea brasiliensis*).

Die Wirksamkeit des kontrolliert hohen Wasserstandes verdeutlicht Abb. 4 der Ölpalmenerträge auf Tonboden (Selangor und Briah Serie) und einem Acid Sulfate Soil (Sedu Serie). Nach der Vertiefung der Entwässerung von 90 cm auf 120 cm fielen die Erträge auf dem Acid Sulfate Soil drastisch ab. Durch die erneute Anhebung des Grundwasserstandes auf 60 cm wurde wieder das Ausgangsniveau erreicht.

Die Wasserrückhaltung im Bodenkörper erfolgt durch Verschließen der offenen Entwässerungsgräben mit einfachen Sandsäcken, oder speziellen Schleusensystemen. Wegen der starken Verockerungsgefahr ist eine Rohrdränung für dieses Verfahren nicht geeignet.

Die Einhaltung eines konstanten Wasserstandes erfordert einen sehr hohen Management. In Gebieten mit ausgeprägter Trockenzeit ist es häufig nicht möglich den Wasserstand während des ganzen Jahres konstant zu halten. Hier muß vor einem erneuten Wiedereinstau mit Beginn der Regenzeit die entstandene Azidität aus dem Oberboden ausgewaschen werden. Bei salzhaltigem Grundwasser besteht die Gefahr des kapillaren Salzaufstiegs in den Wurzelraum. Unter Umständen sind auf benachbarten Teilflächen verschieden hohe Wasserstände aufgrund unterschiedlicher Mächtigkeit des Oberbo-

dens einzustellen. Auf Standorten mit geringmächtigem Oberboden reicht die Absenkung des Grundwasserstandes bis auf die sulfidhaltige Schicht meist nicht aus für die Schaffung eines ausreichend tiefen Wurzelraums, einer genügenden Salzabfuhr und der Strukturbildung im Oberboden. In diesen Fällen muß der Wasserstand in den toxischen Horizont abgesenkt werden. Die entstehende Versauerung kann jedoch mit vergleichsweise geringen Kalkmengen neutralisiert werden. Die geringe Tragfähigkeit der Böden bei hohem Grundwasserstand begrenzt die Mechanisierung des Anbaus vorallem mit schweren Geräten.

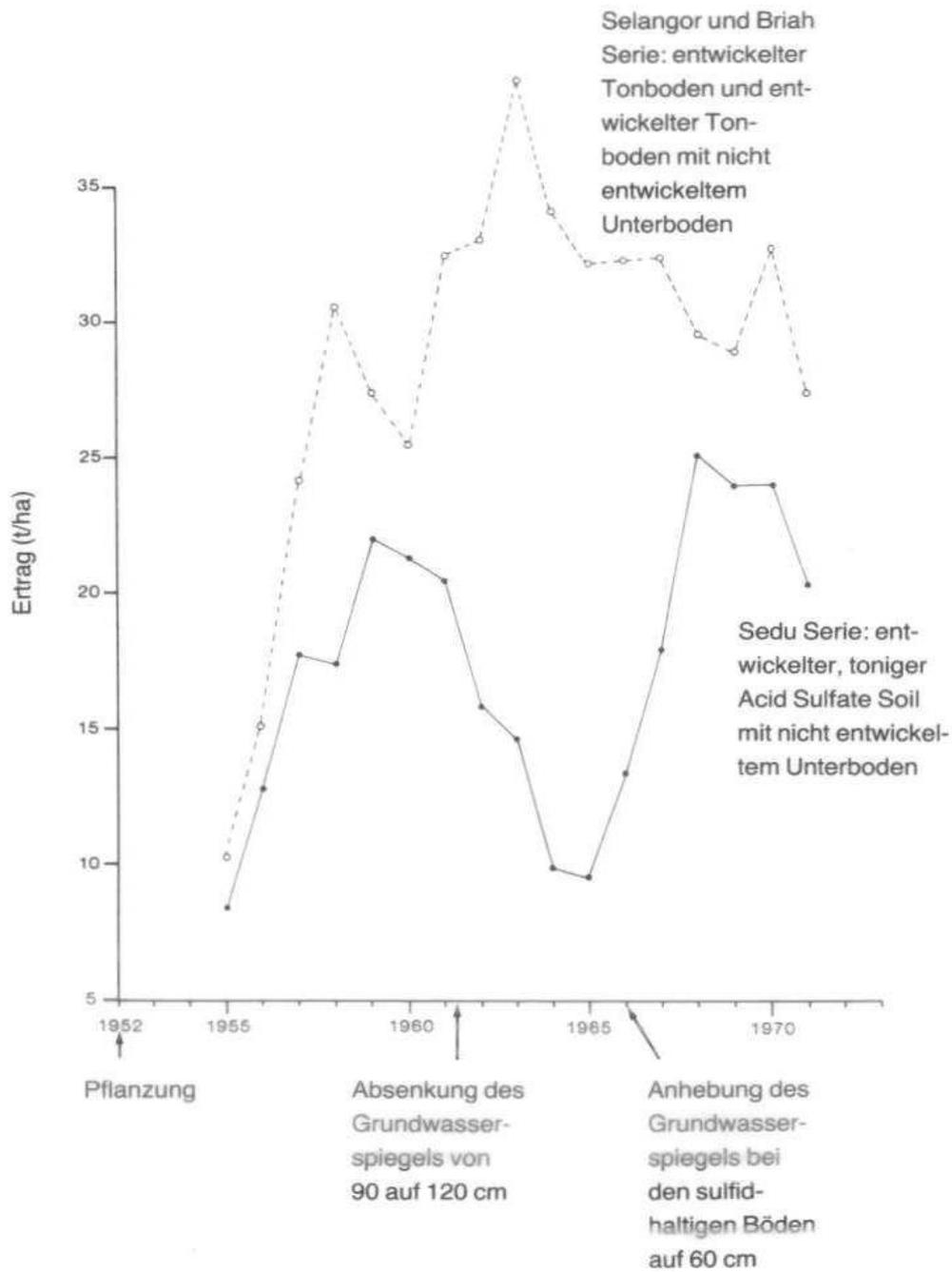


Abb. 4: Einfluß des Grundwasserstandes auf Ölpalmenerträge (nach DENT 1986).

4.2 Grundmelioration

Die vollständige Neutralisation der gesamten potentiellen Bodensäure (in Form von Pyrit) durch Kalkung ist in der Regel nicht praktikabel. Die äquivalente Kalkmenge für 1% Pyrit beträgt je nach Lagerungsdichte des Bodens für eine Schicht von 10 cm zwischen 200 und 400 dt CaCO_3/ha . Bei durchschnittlichen Pyritgehalten von 3% (1–5%) und einem Wurzelraum von 30 cm entspricht dies einem Kalkbedarf von annähernd 3.000 dt CaCO_3/ha .

In den meisten tropischen Ländern steht neben den begrenzten Kalkvorkommen, die mangelnde Infrastruktur für den Transport und die fehlende Technologie für die Verteilung und Einarbeitung einer Melioration durch Kalkung entgegen. Die vollständige Säureneutralisation ist nur dort sinnvoll, wo kalkhaltiges Material im Unterboden ansteht, das durch Tiefpflügen mit dem sulfidhaltigen Oberboden gemischt werden kann.

Ein alternatives Verfahren zur vollständigen Aufkalkung ist die beschleunigte Pyritoxidation mit anschließender Säureauswaschung und Neutralisation der Restsäure. Die Belüftung des Bodens durch tiefreichende Entwässerung und Bearbeitung fördert den natürlichen Pyritabbau, die entstehende Säure wird mit den Niederschlägen abgeführt. Nachteilig ist der hohe Zeitbedarf bis zur Einstellung tolerierbarer Säure- und Aluminiumgehalte. Auf Neuseeland konnte mit diesem Verfahren der ursprüngliche Kalkbedarf von 1700 dt/ha erst nach 40 Jahren auf etwa die Hälfte reduziert werden. In dänischen Versuchen wurde bei tiefgründiger Mischung und Entwässerung des Bodens bereits nach 5 Jahren die Hälfte des Pyrits abgebaut (DENT 1986).

Die für die Neutralisation der verbleibenden Restsäure benötigte Kalkmenge kann durch die periodische Überflutung der Flächen mit Salz-, oder Brackwasser erheblich reduziert werden. Der Vorteil des salzhaltigen Wassers gegenüber Süßwasser ist die verstärkte Desorption der austauschbaren Säure und des Aluminiums. Strukturprobleme durch die mit der Salzwasserspülung einhergehende hohe Natriumsättigung sind auf den Acid Sulfate Soils nicht zu erwarten. Der kritische Wert wird bei Böden mit hohen Gehalten an austauschbarem Aluminium erst bei 40% Na erreicht (DENT 1986). In Gebieten mit geringen Niederschlägen können allerdings Salinitätsprobleme auftreten.

In Feldversuchen wurde dieses Verfahren erfolgreich bei Zuckerrohr in Guyana und bei Reis in Sierra Leone eingesetzt (FAO 1982).

4.3 Düngung und Ausgleichskalkung

Acid Sulfate Soils, deren Oberboden durch natürliche Verwitterung und Auswaschung, oder durch Meliorationsmaßnahmen weitgehend frei von Pyrit, Jarosit und austauschbarem Aluminium ist, können mit niedrigem Kalkungsaufwand und normaler Düngung landwirtschaftlich genutzt werden. Dabei ist der pH des Bodens nur wenig über Werte von 4.5 anzuheben, um die Aluminiumkonzentrationen auf tolerierbare Gehalte zu sen-

ken. Im Naßreisanbau hat sich die Ausbringung von 30 bis 120 dt CaCO_3/ha in Kombination mit der ortsüblichen NPK-Düngung bewährt. Die alleinige Anwendung von Kalk bringt in der Regel keine deutlichen Mehrerträge. Der Kalk begünstigt neben der Verbesserung des chemischen Milieus die Tätigkeit der Mikroorganismen und damit die Einstellung reduktiver Bodenverhältnisse und eine Erhöhung des pH-Wertes bei Überstaubewässerung. Bei den Phosphatdüngern zeigen die billigeren Rohphosphate gleiche Effekte wie die löslichen. Mit der P-Düngung nach dem Überstau, beim Vorherrschenden reduzierender Bedingungen, werden bessere Ernteergebnisse erzielt, als mit der Ausbringung auf die trockenen Böden bei hohen Al-Konzentrationen.

Im Trockenfeldbau genügen die geringen Kalkgaben des Naßreisanbaus nicht, hier muß eine der Bodenazidität äquivalente Menge in den gesamten Wurzelraum eingearbeitet werden. Dabei werden bei gleicher Aufwandsmenge mit der Kombination von Oberflächen- und Untergrundkalkung bessere Ergebnisse erzielt, als bei alleiniger oberflächlicher Ausbringung (DENT 1986). Die starke Phosphatfestlegung auf den Acid Sulfate Soils kann durch Unterfußdüngung gemindert werden.

5 Zusammenfassung

Die Acid Sulfate Soils entstehen in erster Linie aus See- und Brackwassersedimenten. Ihre Entwicklung verläuft dabei in zwei Stufen: der anfänglichen Akkumulation von Sulfiden (Pyrit) unter reduzierenden Bedingungen und ihrer anschließenden Oxidation infolge der natürlichen, oder künstlichen Entwässerung der Böden. Der Pyrit wird in mit Wasser gesättigten Böden angereichert, die gleichzeitig hohe Gehalte an organischer Substanz und gelöstem Sulfat aufweisen. Die größte Verbreitung finden die Acid Sulfate Soils in flachen Küstenzonen der Tropen (Westafrika, Asien, Ferner Osten), die von einer dichten Mangrovenvegetation besiedelt sind.

Die potentiellen Acid Sulfate Soils weisen pH-Werte um den Neutralpunkt auf, die jedoch mit der Entwässerung und der Oxidation des Pyrits stark versauern können. Aktuelle Acid Sulfate Soils entwickeln sich, wenn die gebildete Säuremenge die Neutralisationskapazität des Bodenmaterials überschreitet. Sie sind gekennzeichnet durch pH-Werte unter 4, hohe Konzentrationen an phytotoxischen Elementen (Al, Fe^{2+}), geringe Nährstoffgehalte und -verfügbarkeit (Phosphor), Salinitätsprobleme, eine gehemmte Strukturbildung und eine geringe Permeabilität.

Unter den extremen chemischen und physikalischen Bedingungen ist das natürliche Ertragspotential der Böden gering. Auf alten, entwickelten Acid Sulfate Soils, auf denen der Pyrit weitgehend oxidiert ist, kann mit mittleren Kalkgaben und üblichen Düngungsmengen eine deutliche Ertragsverbesserung erzielt werden. Für die Melioration potentieller und junger aktueller Acid Sulfate Soils sind zwei gegensätzliche Verfahren möglich: – Einschränkung der Pyritoxidation durch Überstau Bewässerung, oder einen kontrolliert hohen Grundwasserstand und Inaktivierung der Restsäure

- die beschleunigte Pyritoxidation durch Entwässerung und Belüftung und anschließender Auswaschung der Azidität durch Salz-, oder Brackwasser.

Summary

Most Acid Sulfate Soils are formed in sediments of marine or brackish water. Their formation takes place in two steps: an initial accumulation of sulfides (pyrit) under reduced conditions and a subsequent oxidation after natural or artificial drainage of the soil. Pyrit accumulates in waterlogged soils that are both rich in organic matter and dissolved sulphate. Most of the Acid Sulfate Soils occur in the tropics (West Africa, Asia, Far East), in low-lying coastal land occupied by dense mangrove vegetation.

Potential Acid Sulfate Soils have a near-neutral pH but become strongly acid upon drainage and oxidation of pyrit. Actual Acid Sulfate Soils develop where the production of acid exceeds the neutralisation capacity of the soil material. They are characterised by a pH below 4, high concentrations of phytotoxic elements (Al, Fe²⁺), low nutrient level and availability (phosphorus), salinity, arrested soil ripening and poor drainage.

Under these extreme chemical and physical conditions yields are generally low. In older, well developed Acid Sulfate Soils where oxidation of pyrit is completed a significant increase of yield can be obtained by moderate dressing of lime and conventional fertilizer application. In reclaiming potential and young actual Acid Sulfate Soils two diametrically opposite approaches are possible:

- limitation of pyrit oxidation by maintaining soil waterlogged or by a controlled high water table and inactivation of existing acidity.– accelerated oxidation of pyrit by drainage and aeration and subsequent leaching of acidity by sea or brackish water.

References

1. v. BEERS, W.F.J., 1962: Acid Sulfate Soils. – ILRI Bulletin, 3, Selbstverlag, Wageningen
2. BLOOMFIELD, C. et al, 1973: Genesis and Management of Acid Sulfate Soils. – Advances in Agronomy, 25, 266–326
3. v. BREEMEN, N., 1973: Soil forming processes in Acid Sulfate Soils. – In: Dost, H.(ed): Proceedings of the Int. Symposium on Acid Sulfate Soils, ILRI, Publ.No. 18, 66–130, Selbstverlag, Wageningen
4. v. BREEMEN, N., 1976: Genesis and solution chemistry of Acid Sulfate Soils in Thailand. – Proefschrift, Centre for Agricultural Publishing and Documentation, Wageningen
5. v. BREEMEN, N., 1980: Acid Sulfate Soils. – In: Beck, K.J. et al: Problem Soils: their reclamation and management. ILRI, Tech. Paper 12, Selbstverlag, Wageningen
6. DENT, D., 1986: Acid Sulfate Soils: a baseline for research and development. – ILRI, Publ.No. 39, Selbstverlag, Wageningen
7. FAO, 1982: Management and utilization of Mangroves in Asia and the Pacific. – FAO Environment Paper 3, Selbstverlag, Rom

8. GOLDHABER, M.B. et al, 1974: The sulfur cycle. – In: Goldberg, E.D.(ed): The Sea. Vol. 5, John Wiles & sons, New York
9. METSON, A.J. et al, 1977: The problem of Acid Sulfat Soils, with examples from North Auckland, New Zealand. – New Zealand J. of Sci., 20, 371–394
10. PAGEL, H., 1974: Über den Gehalt an „verfügbaren“ Mikronährstoffen in einigen Mangroveböden Guineas und seine Veränderung unter dem Einfluß landwirtschaftlicher Nutzung. – Arch. f. Acker- u. Pfl.bau u. Bodenkd., 18, 583–592
11. PARK, NAE JOUNget al, 1971: Effect of lime on growth of Rice and changes in pH, Eh, Fe²⁺ and Al in an Acid Sulfate Soil. – J. of Korean soc. of soil sci. and fertilizers, 4, 167–175
12. PONS, L.J. et al, 1982: Factors influencing the formation of potential acidity in tidal swamps. – In: Dost, H., v. BREEMEN, N. (eds): Proceedings of the Bangkok Symposium on Acid Sulfate Soils. ILRI, Wageningen, 37–51
13. SINGER, P.C. et al, 1970: Acidic Mine Drainage: The Rate-Determing Step. – Science, 167, 1121–1123
14. TRAFFORD, B.D., 1973: Ochre formation in field drains in pyritic soils. – J. of Soil Sci., 24, 453–460