

## **2 Zur Pedogenese pyrit- und kohlehaltiger Kippsubstrate im Lausitzer Braunkohlerevier**

Thomas Heinkele, Claudia Neumann, Cornelia Rumpel, Zygmunt Strzyszcz, Ingrid Kögel-Knabner, Reinhard F. Hüttl

### **Zusammenfassung**

Das Ausmaß bodengenetischer Teilprozesse auf kohle- und pyrithaltigen, forstlich rekultivierten Kippsubstraten wurde anhand einer Chronosequenz im Lausitzer Braunkohlerevier untersucht.

Die Akkumulation organischer Substanz erreicht in den Auflagehorizonten und den obersten Zentimetern des Mineralbodens ein ähnliches Ausmaß wie auf gewachsenen Standorten unter forstlicher Nutzung nach 30 Jahren.

Die mit der Bodenbildungszeit voranschreitende Pyritoxidation initiiert intensive Versauerungs- und Versalzungsprozesse, insbesondere mit leichtlöslichen Sulfatsalzen, die die bodenchemischen Merkmale der Kippenböden bestimmen. Eine abwärts gerichtete Verlagerung von pedogen gebildeten Salzen tritt bereits nach wenigen Jahren ein.

Die pedochemische Verwitterung von Primärmineralen ist qualitativ nachweisbar. Aufgrund der sehr kurzen Bodenbildungszeit von ca. 30 Jahren sind jedoch Aussagen zum Ausmaß der Mineralverwitterung nicht möglich. Als wesentliche sekundäre Mineralphasen konnten Gips und Eisenoxyhydroxysulfatphasen nachgewiesen werden.

### **2.1 Einleitung**

Die Gewinnung von Braunkohle in Tagebauen bewirkt im Lausitzer Revier eine tiefgreifende Veränderung der geologischen, geomorphologischen und hydrologischen Bedingungen, der Landnutzung und insbesondere der Böden. Die im Holozän gebildeten "natürlichen" Böden werden durch den Abbauprozess flächenhaft abgetragen; an ihre Stelle treten nach der bergbaulichen Nutzung verkippte Substrate aus der Deckschicht der Tagebaue. Aufgrund der geologischen Ausgangslage und der technologischen Gegebenheiten (Häge 1996) gelangten vielfach pyrit- und kohlehaltige Substrate aus der tertiären Schichtenfolge des Deckgebirges an die Kippenoberfläche. Auf über 50 % der insgesamt ca. 75000 ha Kippenfläche liegen pyrithaltige Substrate an der Oberfläche. Während der Bodenbildung kommt es durch die Oxidation des Pyrits zu intensiver Säurefreisetzung (Katzur & Haubold-Rosar 1996). Um diese Substrate erfolgreich rekultivieren zu können, ist eine intensive Grundmelioration mit hohen Gaben basisch wirkender Stoffe Vorausset-

zung. Entsprechende Substrate wurden mit Kalk und häufig auch mit Kraftwerkaschen in sehr großen Gaben von über 100 to CaO/ha bzw. über 1000 t Kraftwerkasche/ha, melioriert.

Nach Verkippung, Melioration und pflanzlicher Wiederbesiedlung unterliegen die Kippsubstrate Prozessen der Pedogenese. Aufgrund der spezifischen chemischen Eigenschaften der kohle- und pyrithaltigen, aschemeliorierten Substrate sind Kenntnisse zur Bodenbildung anderer, junger Substrate nicht ohne weiteres übertragbar und pedogenetische Untersuchungen auf den Kippen im Lausitzer Revier wesentlich, um die längerfristige Entwicklung der Kippböden abschätzen zu können.

Ausgangspunkt zur Untersuchung bodenbildender Teilprozesse sind die von Schroeder (1984) dargestellten Zusammenhänge in der Kausalkette der Pedogenese und die von Jenny (1980) gezeigten Bodenfunktionsgleichungen. Demnach sind Böden bzw. bestimmte Merkmale und Eigenschaften von Böden abhängig bzw. das Produkt der auf sie einwirkenden (unabhängigen) Faktoren Klima (cl), Organismen (o), Relief (r), Ausgangsgestein (p), Zeit (t) und möglicherweise weiterer Faktoren (...), ausgedrückt in der sogenannten "clorpt"-Gleichung als:

$$\text{Boden} = f(\text{cl}, \text{o}, \text{r}, \text{p}, \text{t}, \dots).$$

Aus dieser allgemeinen "clorpt"-Gleichung können einzelne Bodenfunktionsgleichungen abgeleitet werden. Dazu wird jeweils ein einzelner Faktor in seiner Bedeutung auf die Pedogenese untersucht unter der idealisierten Annahme, daß alle übrigen Faktoren bei der zu untersuchenden Bodenfunktion bzw. Bodensequenz konstant sind.

Zur Untersuchung von Richtung und Ausmaß bodenbildender Teilprozesse bieten sich insbesondere Chronosequenzen an. Nach Jenny (1980) gilt in einer Chronosequenz

$$\text{Boden} = f(t) \text{ cl, o, r, p, ; } (\text{cl, o, r, p, ...} = \text{konstant}).$$

Diese Gleichung fordert, daß die Merkmale der Böden an den verschiedenen alten Standorten einer Chronosequenz lediglich von der Bodenentwicklungszeit abhängen. Eine idealisierte Chronosequenz von Böden ist in der Natur jedoch nirgends gegeben, da an den verschiedenen Standorten einer Chronosequenz die übrigen bodenbildenden Faktoren nicht ideal konstant sind, sondern mehr oder weniger stark variieren.

Die Untersuchung von Chronosequenzen erlaubt daher nicht in jedem Falle quantitative, sondern häufig lediglich qualitative und relativierende Aussagen zu den Zusammenhängen zwischen Bodenbildungszeit und dem Ausmaß einzelner pedogenetischer Teilprozesse. Trotz dieser Einschränkungen erlauben Untersuchungen von Chronosequenzen, pedogenetische Zusammenhänge zu erklären.

Ziel der Untersuchungen zur Pedogenese der kohle- und pyrithaltigen Substrate ist es daher, diese Zusammenhänge zu kennzeichnen, um Hypothesen über die längerfristige Entwicklung der Kippböden ableiten zu können.

## 2.2 Material und Methoden

### 2.2.1 Untersuchungsstandorte der Chronosequenz unter Kiefern

Zur Untersuchung pedogenetischer Teilprozesse wurden im Lausitzer Revier vier Standorte, die zwischen 1946 und 1991 verkippt wurden, ausgewählt (Tab. 2.1).

**Tab. 2.1** Untersuchungsstandorte der Chronosequenz unter Kiefer.

Chronosequenz- stufe Standort	I Weißagker Berg (WB)	II Bärenbrücker Höhe (BB)	III Meuro (MR)	IV Domsdorf (DD)
Jahr der Verkip- pung	1991	1977	1970	1946
Jahr der Me- lioration	1996	1978	1971	ca. 1963/1964
Jahr der Auffor- stung	1996	1981	1977	1964
Kalkbedarf [t ha <sup>-1</sup> ], als CaO	28	190	160	ca. 50
Meliorations- mittel und Tiefe	E-Filterasche, 60-80 cm	Kesselhausasche, ca. 40 cm	Kesselhausasche, ca. 60 cm	Kesselhausasche, ca. 30 cm
Nutzung	Pinus sylv.	Pinus nigra	Pinus sylv.	Pinus sylv.
Substrattyp	oj-xs	oj-xls	oj-xls	oj-xls
Bodenart	Ss-Su2	Su2-SI2	SI2-SI3	Si3-SI3
Bodentyp	Kipp-Lockersy- rosem	Kipp-Lockersy- rosem	Kipp-Lockersy- rosem	Kipp-Regosol
C <sub>org</sub> -Gehalt [%] (als geogener Kohlenstoff)	0,5-3	4-7	2-5	2-7

Die vier Chronosequenzstufen erlauben Prozesse der Pedogenese über einen Zeitraum von über 30 Jahren zu beobachten. Alle Standorte befinden sich in ebener, grundwasserunbeeinflußter Position. Das Regionalklima an den vier Standorten unterscheidet sich nicht wesentlich. Der anthropogene Einfluß an den vier Untersuchungsstandorten ist gut vergleichbar, da ähnliches Substrat verkippt und nach dem "Domsdorfer Verfahren" (Illner & Lorenz 1965, Katzur und Haubold-Rosar 1996) mit Asche melioriert wurde. Nach Grundmelioration wurden die Standorte mit Kiefern aufgeforstet.

Die Standorte besaßen einen unterschiedlichen Kalkbedarf zur Neutralisation der bei der Pyritoxidation freiwerdenden Säure, da die Substrate unterschiedlich große Mengen Pyrit aufwiesen. Dennoch ist der bodenbildende Faktor Ausgangsmaterial an den Standorten der Chronosequenz gut vergleichbar. Alle Standorte sind, wenn auch in unterschiedlichem Ausmaß, durch die spezifischen Eigenschaften pyrithaltiger Substrate der tertiären Schichtenfolge (vgl. Weber et al., in diesem Band) geprägt. Die bodenbildenden Ausgangssubstrate wurden als Kipp-Kohlelehmsande

bzw. Kipp-Kohlesand (Chronosequenzstufe I, Weißagker Berg) bestimmt. Die Substrate aller untersuchten Standorte sind durch erhöhte Gehalte organischer Substanz geogenen Ursprungs (s. Kap. 2.2.3) gekennzeichnet.

### *2.2.2 Geländeuntersuchungen*

Auf jeder Untersuchungsfläche wurden zwei Bodenprofile bis 1 m Tiefe geöffnet, morphologisch beschrieben (Ad-hoc Arbeitsgruppe Boden 1994) und für bodenchemische und mikromorphologische Untersuchungen beprobt. In Kap. 2.3 werden die Untersuchungsergebnisse jeweils eines Profils pro Fläche dargestellt und diskutiert.

Abgesehen von organischen Auflagen weisen die Böden der Standorte keine morphologisch abgrenzbaren genetischen Bodenhorizonte auf. Selbst die Ausbildung initialer A-Horizonte ist makroskopisch nicht zu erkennen, da alle Profile aufgrund der feinverteilt vorliegenden, kohligen organischen Substanz geogenen Ursprungs dunkelgrau bis schwarz gefärbt sind. Aus diesem Grunde wurden Proben für bodenchemische Untersuchungen in festgelegten Tiefenstufen entnommen. Im Oberboden 0 - 20 cm erfolgte die Beprobung in 2 cm Intervallen und im Unterboden (20 - 100 cm Tiefe) in 10 cm Intervallen. Für Untersuchungen an der organischen Substanz (Kap. 2.2.3) wurde zusätzlich der obere Mineralboden (0 - 5 cm) beprobt. Eine Abgrenzung von Ai- bzw. Ah-Horizonten war erst nach Untersuchungen zur Akkumulation rezenter organischer Substanz möglich (s. Kap 2.3.1).

Für mikromorphologische Untersuchungen wurden jeweils mehrere ungestörte Rahmenproben aus den Ober- und Unterböden entnommen.

Zum Vergleich wurde Material der natürlich gelagerten Tertiären Schichtenfolge (Obere Briesker Folge, ca. 1,5 m über dem 2. Lausitzer Flözhorizont) im Tagebau Jänschwalde beprobt.

### *2.2.3 Bodenchemische Untersuchungen*

#### *Bestimmung der rezenten, pedogen gebildeten organischen Substanz*

Die bodenbildenden Substrate an den Standorten der Chronosequenz besitzen unterschiedlich hohe Gehalte an fossiler organischer Substanz (s. Tab. 2.1). Dieser geogene organische Kohlenstoff durchsetzt die mineralische Matrix als feinverteilte und grobstückige, kohlige Substanz. Die Bestimmung der Gesamtgehalte des C<sub>org</sub> in den oberen Mineralböden der Profile an den Versuchsstandorten ist daher keine sichere Grundlage, Aussagen über das Ausmaß der Akkumulation an rezent gebildeter, pedogener organischer Substanz zu treffen, da die Routinemethoden (z.B. nasse Veraschung oder C-Elementaranalyse) zur Bestimmung der Gesamtkohlenstoffgehalte nicht zwischen den beiden Fraktionen des geogenen und pedogenen Kohlenstoffs unterscheiden. Eine Quantifizierung des rezent gebildeten, pedogenen C<sub>org</sub> an der Gesamtmenge des organischen Kohlenstoffs ist aufgrund des scheinba-

ren  $^{14}\text{C}$ -Alters einer Probe möglich (Rumpel et al., 1998). Der geogene organische Kohlenstoff weist aufgrund seines hohen Alters keinerlei  $^{14}\text{C}$ -Aktivität auf. Die  $^{14}\text{C}$ -Aktivität einer Probe ist deshalb umso geringer und das ermittelte  $^{14}\text{C}$ -Alter umso höher, je größer der relative Anteil geogener organischer Substanz und je geringer der Anteil rezenter organischer Substanz an der gesamten organischen Substanz dieser Probe ist.

Die Messung der  $^{14}\text{C}$ -Aktivität erfolgte durch Flüssigkeits-Szintillations-Spektrometrie (Horrocks, 1974) mit einem Szintillations-Spektrometer (Packard Tri Carb Model 3320). Die  $^{14}\text{C}$ -Messungen wurden am Institut für Bodenkunde der Universität Hamburg von P. Becker-Heidmann durchgeführt. Aufgrund der hohen Kosten der Altersbestimmung wurde auf Doppelbestimmungen verzichtet. Die Meßzeit wurde so gewählt, daß der statistische Fehler des  $^{14}\text{C}$  Zerfalls unter 10 % liegt. Der relative Anteil geogenen organischen Kohlenstoffs am gesamten organischen Kohlenstoff einer Probe kann nach Becker-Heidmann (1989) mit der Formel

$$x = [1 - \exp(-(tr-t) \ln 2 / T)] 100$$

berechnet werden.

dabei ist:

$x$  =  $^{14}\text{C}$  freier Kohlenstoff (% von Cgesamt) = geogener C

$tr$  =  $^{14}\text{C}$  Alter nach Stuiver und Pollach (1977)

$t$  = wirkliches Bodenalter (0 bei rezenten Proben)

T = Libby Halbwertzeit

Die Berechnung des Anteils von geogenem Kohlenstoff am gesamten Kohlenstoff aus dem Alter ist lediglich eine Näherung. Da die  $^{14}\text{C}$ -Aktivität in der Atmosphäre wegen der oberirdischen Atombombentests in den Jahren von 1954 bis 1963 drastisch erhöht wurde, ist auch die  $^{14}\text{C}$ -Aktivität der rezenten organischen Substanz der untersuchten Böden gegenüber dem Meßstandard (100 percent modern Carbon) um ca. 10 - 30 % erhöht. Deshalb muß zur Bestimmung des geogenen C-Anteils die gemessene  $^{14}\text{C}$ -Aktivität korrigiert werden. Unkorrigiert kann der Fehler vor allem für Proben, die viel rezentes Material enthalten bis zu 50 % betragen. Der Korrekturwert wurde für das Kontinuum organischer Substanzen im Boden aus der Radiokohlenstoffkurve der Atmosphäre abgeschätzt.

Zur Bestimmung des Braunkohleanteils am gesamten Kohlenstoff wurde die gemessene  $^{14}\text{C}$ -Aktivität mit einem angenommenen  $^{14}\text{C}$ -Wert von 115 pmC für die rezente organische Substanz korrigiert.

#### *Bestimmung der Schwefelformen nach sequentieller Extraktion*

Die Bestimmung von Monosulfid-Schwefel, Sulfat-Schwefel, elementarem Schwefel, Disulfid-Schwefel und organischem Schwefel erfolgte an ausgewählten Proben nach der Methode von Ponomariev (1961). Bei dieser Methode werden aus einer Probe in 5 sequentiellen Schritten der Monosulfid-Schwefel, der sulfatische

Schwefel, der elementare Schwefel, der Disulfid-Schwefel und schließlich der organische Schwefel extrahiert.

Die Bestimmung des jeweils extrahierten Schwefels erfolgte nach Ba-Fällung gravimetrisch als BaSO<sub>4</sub>. Zum Vergleich wurden die Gesamtschwefelgehalte der Proben mit Elementaranalyse (Leco SC 432) untersucht.

*Bestimmung der pH-Werte, der Elektrischen Leitfähigkeit und der wasserlöslichen Kationen und Anionen*

pH-Werte und Elektrische Leitfähigkeit (EC) wurden im 1:2,5 Extrakt mit Glaselektroden bestimmt, die wasserlöslichen Kationen und Anionen des 1:2,5-Extraktes mit ICP bzw. IC.

*Mikromorphologische und mineralogische Untersuchungen*

Mikromorphologische Untersuchungen wurden an Dünnschliffen im Durchlicht bei parallel- und gekreuzt-polarisiertem Licht in Anlehnung an Bullock et al. (1985) durchgeführt. Eine eindeutige Identifikation von Pyrit ist im Durchlicht nicht möglich, da der opaque Pyrit fast ausschließlich in der kohligen Feinsubstanz vorliegt (s. Kap. 2.3.4) und vor diesem Hintergrund nicht kontrastiert. Zur Kennzeichnung des Pyrits wurden deshalb von ausgewählten Proben nicht abgedeckte, polierte Dünnschliffe angefertigt und im Senkrechtauflicht untersucht.

Nach Bedämpfung mit Kohlenstoff wurden die polierten Dünnschliffe am Raster-Elektronenmikroskop (REM) mit gekoppelter energiedispersiver Röntgenfluoreszenz-Sonde (EDX) zur genaueren Kennzeichnung sekundärer Eisenminerale untersucht.

Zur qualitativen Kennzeichnung der Lösungsverwitterung wurden mineralogische Untersuchungen im Phasenkontrast an ausgewählten Proben durchgeführt. Nach Korngrößenfraktionierung wurden Streupräparate der Feinsandfraktion in Anlehnung an Gebhardt et al. (1967) in einer Mischung aus Phtalsäuredibutylester und Zimtaldehyd ( $n = 1,541$ ) eingebettet. Von jedem Präparat wurden ca. 100 Feldspäte ausgezählt und nach morphologischen Kriterien 4 verschiedenen Verwitterungsstufen zugeordnet. Die Einstufung jedes einzelnen Feldspates in die Verwitterungsstufen von "gering" bis "hoch" orientierte sich an den Angaben von Read et al. (1996, siehe auch Abbildungen 2.7 und 2.8). Aus den relativen Anteilen von Feldspäten in den einzelnen Verwitterungsstufen wurde das Ausmaß der Lösungsverwitterung charakterisiert. Zur Absicherung der Ergebnisse und zur genaueren chemischen und mineralogischen Charakterisierung wurden Feldspäte von jeder untersuchten Probe als Streupräparat mit REM und gekoppelter EDX-Sonde näher gekennzeichnet.

## 2.3 Ergebnisse und Diskussion

### 2.3.1 Ausmaß der Akkumulation rezenter organischer Substanz

Die Tabelle 2.2 zeigt Ergebnisse der  $^{14}\text{C}$ -Altersdatierung, der Bestimmung der Gesamtgehalte an organischem Kohlenstoff sowie der berechneten relativen Anteile des geogenen Kohlenstoffs der Ai- bzw. der Ah-Horizonte an den Standorten der Kiefernchronosequenz im Vergleich zu einem Bodenprofil der Eichenchronosequenz (Knoche et al., in diesem Band).

**Tab. 2.2**  $^{14}\text{C}$ -Alter, Gesamtgehalte an organischem Kohlenstoff und berechnete relative Anteile an geogenem Kohlenstoff von Profilen der Chronosequenzstandorte.

Chronosequenzstufe	Horizont	Tiefe cm	$^{14}\text{C}$ -Alter Jahre B.P.	$\text{C}_{\text{org}}$ $\text{mg g}^{-1}$	geogener $\text{C}_{\text{org}}$ % vom Gesamt C
III (Eiche)	Oh	2	$1145 \pm 45$	224	25
	Ah	0-5	$4310 \pm 60$	110	49
	jC	100	$25640 \pm 520$	35	96
IV (Kiefer)	Ah	0-5	$7470 \pm 80$	175	66
III (Kiefer)	Ai 1	0-1	$8270 \pm 80$	80	69
	Ai 2	1-3	$12970 \pm 130$	46	83
II (Kiefer)	Ai	0-2	$13610 \pm 180$	102	84

Das hohe  $^{14}\text{C}$ -Alter aller Kippsubstrate wird durch den hohen Gehalt an Kohlenstoff ohne  $^{14}\text{C}$ -Aktivität (geogener org. C) aus dem Tertiär hervorgerufen. Im jC-Horizont (Chronosequenzstufe III, Eiche) verursacht vermutlich Wurzelstreu den geringen Anteil des rezenten Kohlenstoffs (4 %). Das Profil ist bis 1,20 m Tiefe durchwurzelt. Möglicherweise ist auch eine Verlagerung gelöster organischer Substanz eingetreten. Im Ah-Horizont erfolgte eine Einmischung rezenter organischer Substanz. Die mit 25% berechneten geogenen  $\text{C}_{\text{org}}$ -Gehalte im Oh-Horizont dieses Profils können durch den Kohlenstoffeintrag mit Flugasche oder Braunkohlestäuben aus einem nahegelegenen Kraftwerk hervorgerufen sein. Diese luftbürtigen Kontaminationen traten bis Anfang der 90er Jahre großflächig auf.

Die drei Standorte der Kiefern-Chronosequenz weisen in den Ai- bzw. Ah-Horizonten einen vergleichsweise geringen Anteil rezenten Kohlenstoffs auf. An den Profilen der Chronosequenzstufen III und IV ist der Anteil rezenten Kohlenstoffs gegenüber dem Profil der Chronosequenzstufe II erhöht.

Unter Einbeziehung der gemessenen Gesamtgehalte an  $\text{C}_{\text{org}}$ , der Mächtigkeit der beprobten Ai- bzw. Ah-Horizonte und der gemessenen Volumengewichte lassen sich für die Ai- bzw. Ah-Horizonte der Kiefern-Chronosequenzstandorte die rezent akkumulierten, pedogenen  $\text{C}_{\text{org}}$ -Mengen ermitteln. Diese sind in Tabelle 2.3 dargestellt.

**Tab. 2.3** C<sub>org</sub>-Vorräte (g m<sup>-2</sup>) in organischen Auflagen sowie den Ai- und Ah-Horizonten in den Profilen der Chronosquenzstufen II bis IV unter Kiefern.

Horizont	Chronosequenzstufe II (Bärenbrücker Höhe)	Chronosquenzstufe III (Meuro)	Chronosquenzstufe IV (Domsdorf )
L	189 ± 126	203 ± 101	514 ± 206
Of	971 ± 349	2304 ± 960	905 ± 517
Ai/Ah	316 ± 45	270 ± 69	2082 ± 713
Summe	1422 ± 520	2840 ± 1130	3501 ± 1436

Die C-Vorräte nehmen mit dem Alter zu und sind nach 30 Jahren in Auflage und den ersten 5 cm ähnlich denen, die für Böden vergleichbarer Klimabedingungen gemessen wurden (Beyer et al. 1993). Thum et al. (1978) fanden für 13- bis 20jährige Pappelaufforstungen auf Kippenböden eine Humusakkumulation von 910-3550 g m<sup>2</sup>. Die Autoren wiesen darauf hin, daß es auf Kippenböden aufgrund ihrer Nähe zu Braunkohlekraftwerken oder Brikettfabriken zu einem geschätzten C-Eintrag von bis zu 1200 g m<sup>-2</sup> kommen kann. Dies kann auch für die Auflagehorizonte der hier untersuchten Kiefernchronosequenz nicht ganz ausgeschlossen werden. Eine <sup>14</sup>C-Datierung der Of-Horizonte ist nicht erfolgt; da jedoch die Staubeinträge nach der Wende 1989 drastisch zurückgegangen sind, dürfte die Beteiligung von Braunkohlekarbonat an den Of-Horizonten gering sein.

Die pedogen gebildeten C-Vorräte sind in den ersten 20 Jahren nach der Rekultivierung (Chronosequenzstufen II und III) noch überwiegend auf die Auflagehorizonte beschränkt. Am Standort der Chronosequenzstufe IV liegen hingegen bedeutende Mengen rezenter organischer Substanz im oberen Mineralboden vor. Dies kann in Beziehung zu der Mesofaunabesiedlung stehen. Diese steigt in Domsdorf (Chronosequenzstufe IV) im Vergleich zu den jüngeren Standorten Bärenbrück und Meuro an (Keplin et al., in diesem Band). Möglicherweise sind auch Wildschweine an einer verstärkten Einarbeitung organischer Substanz in den oberen Mineralboden beteiligt.

### 2.3.2 Ausmaß der Pyritoxidation

Der in den kohlehaltigen Kippsubstraten vorliegende Pyrit unterliegt bereits unmittelbar nach der Verkipfung einer Oxidation. Dieser Prozess induziert starke Versauerung und pedogene Versalzung mit Sulfatsalzen (s. Kap.2.3.3).

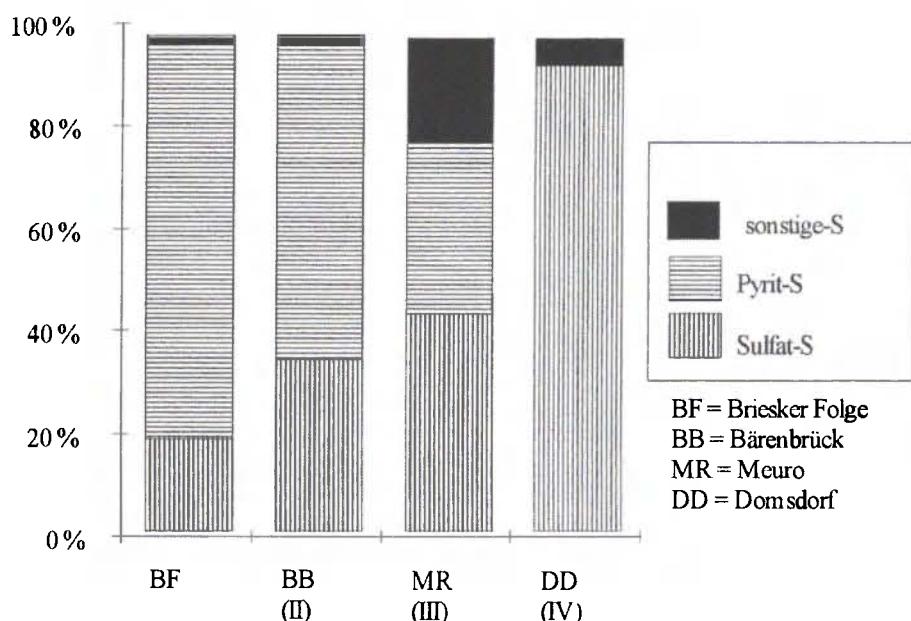
Die Pyritoxidation und die damit zusammenhängenden Prozesse steuern die bodenchemischen Eigenschaften der Kippböden sowie die Zusammensetzung der Bodenlösung über mehrere Jahrzehnte (Knoche et al. in diesem Band). Aufgrund der ursprünglichen Pyritgehalte des bodenbildenden Ausgangsmaterials unterscheiden

sich die hier untersuchten Kippböden von den meisten „natürlichen, gewachsenen“ Böden.

Die Abbildung 2.1 zeigt die zeitliche Veränderung der relativen Zusammensetzung der Schwefelformen Pyrit-Schwefel, Sulfat-Schwefel und sonstiger Schwefel (= Summe aus Monosulfid-S, Elementar-S und organischem S; in den untersuchten Proben jeweils nur in sehr geringen Konzentrationen vorhanden). Es wurden Unterböden (80-90 cm Tiefe) der Chronosequenzstandorte im Vergleich zu den Schwefelformen des unverwitterten Materials aus der Tertiären Deckschichtenabfolge (“Hangendschluff” der oberen Briesker Folge) untersucht.

In der weitgehend unverwitterten Probe der oberen Briesker Folge (BF) setzt sich der Gesamtschwefel überwiegend aus Eisendisulfid (Pyrit-S,  $\text{FeS}_2$ ) zusammen. Nach der Verkipfung nehmen die Eisensulfidgehalte in den Unterböden der Profile mit zunehmendem Alter der Chronosequenzflächen kontinuierlich ab.

Am Standort der Chronosequenzstufe IV (Domsdorf), ca. 50 Jahre nach Verkipfung, liegen über 90% des gemessenen Gesamtschwefels als Sulfat-S vor. Auf den jüngeren Flächen, insbesondere am Standort Bärenbrück, ist aufgrund der erhöhten Pyrit-S-Gehalte im Unterboden noch mit einem hohen und über mehrere Jahrzehnte sich auswirkenden Versauerungs- und Versalzungspotential zu rechnen, wohingegen am Standort Domsdorf die Pyritoxidation annähernd quantitativ abgeschlossen sein dürfte.



**Abb. 2.1** Relativer Anteil von Schwefelformen von Proben der Oberen Briesker Folge und von Unterböden (80-90 cm) an Standorten der Chronosequenzstufen II-IV.

Eine lineare Beziehung zwischen Verkippungsalter und relativer Anteile von Sulfid- und Sulfatschwefelfaktionen ist jedoch nicht gegeben. Das kann mehrere Gründe haben. So ist die ursprüngliche Zusammensetzung der Schwefelfaktionen an den Versuchsstandorten nicht bekannt. Diese kann, da die Versuchsflächen auf Kippen verschiedener Tagebaue liegen, durchaus unterschiedlich gewesen sein. Ferner beziehen sich die dargestellten relativen Verteilungen der Schwefelformen der einzelnen Proben auf recht unterschiedliche Gesamtschwefelgehalte, die eine Spanne zwischen 0,2 % (Meuro) und 2 % Gesamtschwefel (Bärenbrück) umfaßt.

In den jeweiligen Oberböden (hier nicht dargestellt) trifft der gezeigte Zusammenhang zwischen Verkippungsalter und relativer Zusammensetzung der Schwefelformen in der oben dargestellten Weise nicht zu. So ist in den Oberböden an allen Standorten der Chronosequenz die Pyritoxidation schon weit vorangeschritten.

Mikromorphologische Untersuchungen erlauben eine nähere Kennzeichnung vorliegender Pyritformen. Die Abbildungen 2.2 und 2.3 zeigen typische Pyritformen aus dem Unterboden des Profils der Chronosequenzstufe II (Bärenbrücker Höhe).



**Abb.2.2** kubische Pyrit-Kristalle, Bärenbrücker Höhe, 60-70 cm Tiefe, Senkrecht-Auflicht, Größe des Bildmaßstabes: ca. 40 µm.



**Abb. 2.3** Pyrit-Framboide, Bärenbrücker Höhe, 60-70 cm Tiefe, Senkrecht-Auflicht, Größe des Maßstabs (s. Photo 1): ca. 40 µm.

Im Unterboden dieses Profils liegt der Pyrit im wesentlichen in zwei Formen vor. Abbildung 2.2 zeigt ein Cluster von einzelnen kubischen Pyritkristallen, die jeweils eine Größe zwischen 5 und 10 µm besitzen, Abbildung 2.3 einen Framboidal-Pyrit. Dieser besteht aus sehr kleinen (< 1 µm) einzelnen Pyritkristallen, die ein annähernd kugelförmiges Aggregat bilden. Als weitere, hier nicht dargestellte Form können Polyframboide, d.h. Aggregate mehrerer Pyrit-Framboide beobachtet werden.

Nach Evangelou (1995) sind Ausmaß und Geschwindigkeit der Pyritverwitterung u. a. von der zugänglichen Oberfläche, d.h. von der Korngröße der Pyritkristalle abhängig. Kleine Pyritkristalle mit entsprechend großer spezifischer Oberfläche

oxidieren demnach schneller als größere Partikel. Die mikromorphologischen Untersuchungen am Profil der Chronosequenzstufe II (Bärenbrücker Höhe) zeigen demgegenüber, daß in diesem Profil das Ausmaß der Pyritverwitterung offensichtlich nicht von der Partikelgröße der Pyritkristalle bestimmt wird. Im Oberboden (0 cm bis ca. 50 cm) dieses Profils sind weder kubische noch framboide Pyrite mikromorphologisch nachweisbar, im Unterboden (> ca. 50 cm) sind hingegen sowohl größere kubische als auch sehr feinkörnige framboide Pyrite vorhanden. Offensichtlich wird in diesem Profil das Ausmaß der Pyritoxidation im wesentlichen von der Sauerstoffdiffusionsrate und nicht von der zugänglichen Partikelloberfläche bestimmt.

### 2.3.3 Pedogene Versauerung und Versalzung sowie Salzverlagerung

Nach der Verkippung unterliegen die Kippsubstrate aufgrund der Oxidation des Pyrits einer intensiven Versauerung sowie einer pedogenen Versalzung. In der Tabelle 2.4 sind pH-Werte, elektrischen Leitfähigkeit (EC), Gesamtkohlenstoff- und Gesamtschwefelgehalte der Bodenprofile der Chronosequenzstandorte und im Vergleich dazu des unverwitterten Substrates der oberen Briesker Folge dargestellt.

Das Substrat der Briesker Folge weist trotz hoher Gesamtschwefelgehalte (2,3 % gesamt-S) einen annähernd neutralen pH-Wert (pH 6,0) und eine vergleichsweise geringe EC ( $400 \mu\text{S} \cdot \text{cm}^{-1}$ ) auf.

**Tab. 2.4** pH-Werte, EC, C<sub>t</sub>- und S<sub>t</sub>-Gehalte von Bodenprofilen der Versuchsstandorte und der oberen Briesker Folge.

Chronosequenzstufe Standort	Tiefe [cm]	pH (H <sub>2</sub> O)	EC [ $\mu\text{S} \cdot \text{cm}^{-1}$ ]	C <sub>t</sub> <sup>1)</sup> [%]	S <sub>t</sub> [%]
I Weißagker Berg	0-10	3,5	2330	1,27	0,37
	20-30	3,5	2425	1,42	0,40
	50-60	4,0	2345	1,65	0,50
	90-100	2,5	4435	1,75	0,55
II Bärenbrücker Höhe	0-10	4,0	403	4,44	0,39
	20-30	2,9	2760	3,89	0,76
	50-60	2,6	7510	4,79	1,33
	90-100	3,9	6600	5,43	1,82
III Meuro	0-10	5,4	114	3,77	0,13
	20-30	3,6	216	2,69	0,15
	50-60	2,9	468	2,53	0,13
	90-100	2,9	548	2,77	0,15
IV Domsdorf	0-10	4,5	762	6,66	0,62
	20-30	3,1	1223	4,38	0,48
	50-60	3,1	929	1,90	0,39
	90-100	2,9	1157	3,38	0,53
Briesker Folge	6,0	400	4,50	2,30	

<sup>1)</sup> C<sub>t</sub> überwiegend in Form feinverteilten, geogenen Kohlestoffs

Die Böden der Chronosequenzstandorte sind demgegenüber stark versauert. In den jeweiligen aschemeliortierten Oberböden liegen die pH-Werte zwischen 3,5 und 5,4. In den Unterböden sind die pH-Werte mit pH 2,5 bis pH 3,9 deutlich niedriger.

Die gemessenen elektrischen Leitfähigkeiten, die ein Maß für die Gehalte an wasserlöslichen Salzen darstellen, variieren an den einzelnen Chronosequenzstandorten erheblich. Die höchsten Werte sind aktuell an dem Profil der Chronossequenzstufe II (Bärenbrücker Höhe) zu verzeichnen. Die EC am Standort Meuro ist im Vergleich dazu um eine Größenordnung niedriger.

Die aktuell gemessene EC ist einerseits abhängig vom ursprünglichen Pyritgehalt der bodenbildenden Substrate. So geht die höchste EC am Standort Bärenbrücker Höhe mit hohen Gesamtschwefelgehalten einher und die geringste EC am Standort Meuro mit den niedrigsten Schwefelgehalten. Die Standorte Weißagker Berg und Domsdorf nehmen eine Mittelstellung ein. Andererseits werden die aktuellen Gehalte an löslichen Salzen im Bodenextrakt auch vom Ausmaß der bisher abgelaufenen Auswaschung bestimmt.

Die Tiefenverteilung der EC weist an den Profilen der Chronosequenzstufen II, III und IV auf eine vertikale Verlagerung von Salzen hin. In den Oberböden an diesen Standorten ist die EC jeweils deutlich geringer als in den tieferen Bereichen. Im Vergleich dazu ist am Standort der Chronosequenzstufe I keinerlei Tiefengradient der EC feststellbar.

Die aus der EC ableitbare Entsalzungstiefe scheint keine Beziehung zum bisherigen Entwicklungsalter der Kippböden zu besitzen. So ist zum Beispiel die Entsalzung am Profil der Chronosequenzstufe III offensichtlich bereits weiter vorangeschritten als an dem Profil der erheblich älteren Chronossequenzstufe IV. Dieser Befund relativiert sich jedoch in zweierlei Hinsicht. Erstens dürfte die insgesamt gebildete Salzmenge am Standort der Chronosequenzstufe IV aufgrund der höheren Gesamtschwefelgehalte deutlich größer sein als am Standort der Chronosequenzstufe III. Zweitens geben die Meßwerte der Tabelle 2.4 lediglich einen Meßpunkt der Versuchsfläche Domsdorf wieder. Die flächenhafte Verteilung der vertikalen Abstufung der Gesamtsalzgehalte auf der Versuchsfläche in Domsdorf zeigt, daß die Salzauswaschung bereits deutlich weiter fortgeschritten ist, als die Daten der Tabelle 2.4 vermuten lassen. Zur Kennzeichnung der flächenhaften Verteilung der Gesamtsalzgehalte auf der Versuchsfläche Domsdorf wurden auf einer Teilfläche von 5.000 m<sup>2</sup> insgesamt 52 Bohrungen niedergebracht und in Tiefenstufen von 0-10 cm, 30-60 cm und 60-100 cm die EC bestimmt (Walter, 1996). In Tabelle 2.5 sind die Mittelwerte und die Variationskoeffizienten der EC der drei Tiefenstufen dargestellt.

Aufgrund des an den Stichprobenkollektiven durchgeföhrten Kolmogorov-Smirnov-Testes ist mit 5%iger Irrtumswahrscheinlichkeit anzunehmen, daß die Verteilungen der Stichproben aus 0-10 cm, 30-60 cm und 60-100 cm jeweils signifikant verschieden sind. Unter der Annahme, daß die Gesamtsalzgehalte ursprünglich innerhalb der Meliorationshorizonte annähernd gleich waren (s.o., Tiefenverteilung der EC am Standort der Chronosequenzstufe I) darf daher vermutet werden, daß der Prozeß der Entsalzung flächenhaft zu beobachten ist und auf der Versuchsflä-

che in Domsdorf nicht nur die obersten cm erfaßt hat, sondern bereits bis in eine Tiefe von über 30 cm Salze ausgewaschen wurden.

**Tab. 2.5** Mittelwerte der EC und Variationskoeffizienten von Rasterproben der Versuchsfläche Domsdorf.

Beprobungstiefe	Mittelwerte der EC [ $\mu\text{S cm}^{-1}$ ]	Variationskoeffizient [%]
0-10 cm	608	97
30-60 cm	1197	55
60-100 cm	1700	37

Die Zusammensetzung der wasserlöslichen Anionen und Kationen zeigt die Tabelle 2.6.

**Tab. 2.6** Wasserlösliche Anionen und Kationen (1:2,5 Boden/Wasser-Extrakt) von Profilen der Versuchsstandorte.

Chronose- quenzstufe, Standort	Tiefe	$\text{SO}_4^{2-}$ [mmol <sub>c</sub> kg <sup>-1</sup> ]	$\text{Ca}^{2+}$ [mmol <sub>c</sub> kg <sup>-1</sup> ]	$\text{Mg}^{2+}$ [mmol <sub>c</sub> kg <sup>-1</sup> ]	$\text{Fe}^{\text{n}+}$ [mmol <sub>c</sub> kg <sup>-1</sup> ]	$\text{Al}^{\text{n}+}$ [mmol <sub>c</sub> kg <sup>-1</sup> ]
I Weißagker- berg	0-10	85,0	62,5	6,5	0,5	7,5
	20-30	95,8	71,3	14,9	1,0	12,2
	50-60	88,3	69,9	17,1	0,1	3,1
	90-100	197,5	64,6	15,9	50,3	64,4
II Bärenbrücker Höhe	0-10	10,8	11,0	0,4	<0,1	<0,1
	20-30	95,3	77,4	1,3	5,8	5,6
	50-60	781,3	50,9	29,3	191,5	311,4
	90-100	367,6	66,0	72,8	153,3	86,4
III Meuro	0-10	3,1	1,3	0,4	<0,1	<0,3
	20-30	6,5	7,8	1,0	<0,1	<0,3
	50-60	15,6	8,0	1,0	0,8	1,7
	90-100	17,6	5,5	1,0	1,0	4,2
IV Domsdorf	0-10	23,9	19,6	0,4	<0,1	<0,3
	20-30	34,3	24,8	0,2	0,5	1,1
	50-60	24,7	24,3	0,2	0,5	1,1
	90-100	30,8	18,5	0,2	0,8	1,1
Briesker Folge		1,3	7,1	4,1	<0,1	<0,3

Unabhängig vom Alter der Versuchsstandorte ist Sulfat, das bei der Oxidation des Pyrits freigesetzt wird, das dominierende Anion. Nitrat, Chlorid und Phosphat sind demgegenüber absolut bedeutungslos.

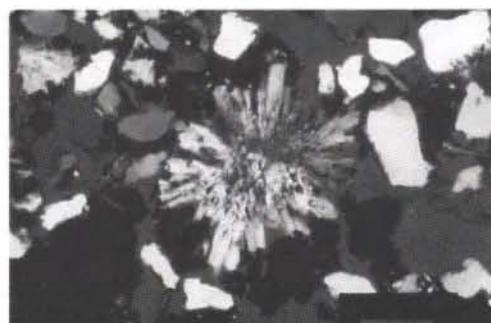
Hohe lösliche Calciumgehalte sind nicht nur in den Oberböden, die mit Ca-reichen Aschen melioriert wurden, sondern auch in den nicht meliorierten Unterböden charakteristisch. Die gemessenen löslichen Ca-Gehalte liegen bei den beiden Profilen der Chronosequenzstufen I und II im Bereich des Gipslösungsgleichgewichtes (s.u.). In den Profilen der Chronosequenzstufen sind neben Calcium hohe bis sehr hohe Gehalte an löslichem Magnesium, Aluminium und Eisen festzustellen. Die primäre Quelle der als Sulfatsalze vorliegenden Kationen ( $\text{Ca}^{2+}$ ,  $\text{Mg}^{2+}$  und  $\text{Al}^{n+}$ ) dürfte u.a. die Verwitterung primärer Minerale sein (s. Kap. 2.3.5).

Mikromorphologische und orientierende mineralogische Untersuchungen belegen, daß die bodenbildenden Substrate neben Quarz und K-Feldspäten nicht unbedeutende Mengen an Phyllosilikaten (Biotit, überwiegend jedoch Muskovit, ferner Illit und Kaolinit) und gewisse Anteile an Hornblenden sowie geringe Mengen anderer Minerale (Olivin, Pyroxene) aufweisen, die potenziell als Calcium- und Magnesiumquelle in Betracht kommen.

Die wasserlöslichen Magnesium-, Aluminium und Eisengehalte der Profile der Chronosequenzstufen III und IV sind vergleichsweise gering. Offensichtlich sind die leichtlöslichen Mg-, Al- und Fe-Sulfatsalze bereits weitgehend ausgewaschen (Magnesium und Aluminium) oder teilweise als schwerlösliche sekundäre Sulfatphasen ausgefallt (für Eisen s. u.). Die pedogene Gipsbildung ist mikromorphologisch eindeutig nachweisbar. Die Abbildungen 2.4 und 2.5 zeigen typische Formen pedogener Gipsausfällungen, wie sie in allen untersuchten Böden häufig auftreten.



**Abb. 2.4** Pedogene Gipsausscheidungen in einem Hohlraum entlang eines Wurzelrestes. Bärenbrücker Höhe, 10-16 cm, + nicols, Länge des Bildmaßstabes: ca. 400  $\mu\text{m}$ .

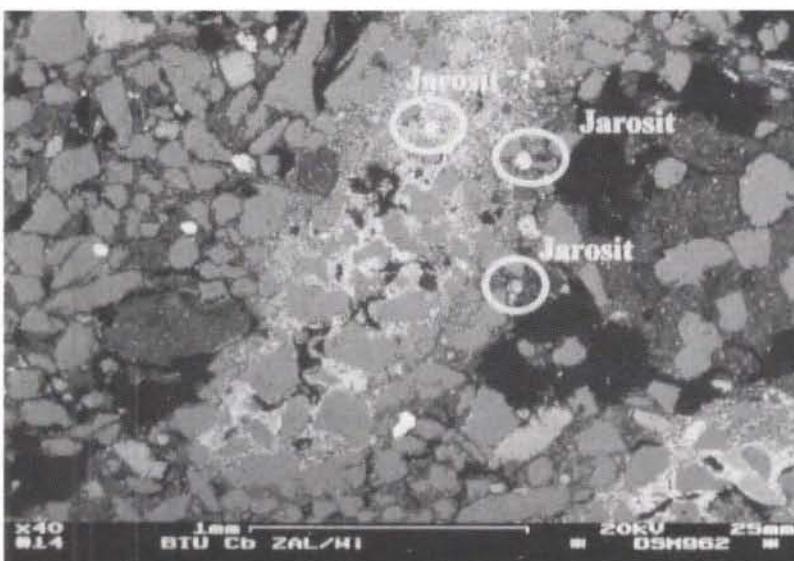


**Abb. 2.5** Pedogene, rosettenförmige Gipsausscheidung, Bärenbrücker Höhe, 10-16 cm, + nicols, Länge des Bildmaßstabes: ca. 200  $\mu\text{m}$ .

Pedogene Gipsbildung als Produkt der Verwitterung ist für unterschiedlichste Klimabedingungen und aus verschiedenen Regionen für pyrithaltige Sedimente beschrieben (z.B. van Breemen 1973, 1982; Schaffer et al. 1979; Poetsch 1996; Krätschmar & Shoba 1997).

Eine eindeutige mikromorphologische Identifizierung schwerlöslicher, sekundärer Eisenoxyhydroxosulfate ist einzige auf der Grundlage mineraloptischer Untersuchungen nicht möglich. Weiterführende Untersuchungen von offenen, polierten Dünnschliffen am REM, gekoppelt mit EDX gestatten hingegen die Identifizierung und Kennzeichnung dieser Mineralphasen.

Im Tiefenbereich 48-52 cm des Profils Bärenbrücker Höhe sind im Dünnschliff stellenweise Hohlräume mit einem plasmaartigen, extrem feinkörnigen Material verfüllt, das unter dem Lichtmikroskop teilweise als hellbräunlich-gelber, die Mineralkörper umkleidender Saum und teilweise als schluffkörniggroße, annähernd kreisrunde leuchtend gelbe Aggregate, zu erkennen ist. Bei diesen beiden sekundären Ausfällungen handelt es sich nach REM-EDX-Analysen um zwei verschiedene Eisenmineralphasen (s. Abbildung 2.6).



**Abb. 2.6** REM-Aufnahme eines Dünnschliffs aus dem Profil Bärenbrücker Höhe, 48-52 cm. Das helle Material, das die Hohlräume zwischen den sandkörniggroßen Quarzen in der Bildmitte ausfüllt, hat nach EDX-Untersuchungen die für das Eisenhydrosulfatmineral Schwermannit kennzeichnende elementare Zusammensetzung (s. Text).

Die gekennzeichneten kreisförmigen Ausfällungen weisen nach EDX-Untersuchungen die für Jarosit typischen K-, Fe- und S-Gehalte auf.

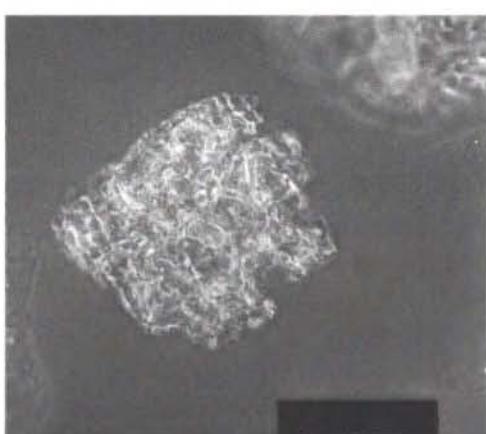
Die unter dem Lichtmikroskop leuchtend gelben, annähernd kreisrunden Ausfällungen konnten eindeutig als K-Jarosit, mit einem Fe/S-Molverhältnis von ca. 1,5:1 und dem für Jarosit typischen Kaliumgehalt charakterisiert werden. Jarosit ist, wie auch Gips, als kennzeichnendes sekundäres Mineral pyrithaltiger Substrate beschrieben (zusammenfassend: Doner & Lynn 1989).

Die hellbräunlich gelbe, plasmaartige Ausfallung weist hingegen Fe/S-Molverhältnisse zwischen 6,5/1 und 8,2/1 auf und ist annähernd kaliumfrei. Die ermittelten Fe/S-Molverhältnisse liegen in dem Bereich, der für das Eisenhydroxosulfatmineral Schwertmannit beschrieben wird (Bigham et al. 1990, 1992, 1994; Fitzpatrick et al. 1992).

Swertmannit wird erst seit jüngerer Zeit neben Jarosit als typische Sekundärbildung aus der Pyritverwitterung angesehen (Bigham et al. 1990, 1992, 1994). Die durchgeführten mikromorphologischen Untersuchungen belegen, daß neben Gips auch schwerlösliche, sulfathaltige Eisenmineralphasen pedogen gebildet werden. Eine weitergehende Kennzeichnung der hier gefundenen Eisenoxyhydroxosulfatphase, z.B. mittels XRD, ist aufgrund der sehr geringen Gehalte und der festen Einbindung in die Bodenmatrix jedoch nicht mit vertretbarem Aufwand möglich.

#### 2.3.4 Ausmaß der Feldspatverwitterung am Beispiel des Profils am Standort Bärenbrücker Höhe

Die sehr starke Mobilisierung von Aluminium, Calcium und Magnesium lässt eine intensive Lösungsverwitterung primärer Minerale, insbesondere in den Unterböden der Profile erwarten. Zur qualitativen Kennzeichnung der Mineralverwitterung wurde der Verwitterungsstatus von K-Feldspäten der Feinsandfraktion am Phasenkontrastmikroskop an jeweils 100 Körnern ermittelt. Die Abbildungen 2.7 und 2.8 zeigen Beispiele für Feldspäte der Verwitterungsstufen "gering verwittert" (Abbildung 2.7) und "stark verwittert" (Abbildung 2.8).



**Abb. 2.7** Gering verwitterter K-Feldspat der Feinsandfraktion, Phako, Länge des Bildmaßstabes: 50 µm. **Abb. 2.8** Stark verwitterter K-Feldspat der Feinsandfraktion, Phako, Länge des Bildmaßstabes: 50 µm.

Diese Methode ist einerseits sehr sensitiv und ermöglicht es, Verwitterungsprozesse bereits im Initialstadium zu erkennen, und sie ist andererseits recht unsensibel gegenüber einer vertikalen Inhomogenität des bodenbildenden Ausgangsmaterials (Read et al. 1996). Quantitative Aussagen zum Ausmaß der Mineralverwitterung (und Tonmineralneubildung), wie sie auf der Grundlage von Mineralverwitterungsbilanzen getroffen werden können (Bronger et al. 1976, Bronger & Heinkele 1989, 1990, Heinkele 1990) sind jedoch nicht möglich.

Die Tabelle 2.7 zeigt die relative Verteilung von K-Feldspäten der vier Verwitterungsstufen von "gering" bis "stark verwittert" von Proben des Profils Bärenbrücker Höhe im Vergleich zu dem unverwitterten Substrat der oberen Briesker Folge. Da sich die mineralogische Zusammensetzung des Materials der Oberen Briesker Folge nur wenig von dem Substrat des Profils am Standort Bärenbrücker Höhe unterscheidet, sind Vergleiche zwischen diesen Substraten zulässig.

**Tab.2.7** Relativer Anteil von K-Feldspäten nach Verwitterungsstufen von Proben des Profils am Standort Bärenbrücker Höhe und der oberen Briesker Folge.

Tiefe [cm]	relativer Anteil an Verwitterungsstufen [%]			
	gering	mittel bis gering	mittel bis stark	stark
0-6	19,6	33,0	30,6	16,8
6-10	12,3	39,3	25,6	22,8
10-50	9,1	32,9	28,8	29,2
50-60	11,9	32,4	33,3	22,4
60-80	21,6	35,3	25,0	18,1
80-100	7,8	25,5	34,4	32,3
Briesker Folge:	34,6	32,7	24,9	7,8

Während die K-Feldspäte der Oberen Briesker Folge zu über 65% den Verwitterungsstufen "gering" und "mittel bis gering" und weniger als 8 % der Stufe "stark verwittert" zugeordnet werden konnten, wurde in den meisten Proben des Profils am Standort Bärenbrücker Höhe über 50 % der Feldspäte als "mittel bis stark" und "stark" verwittert gekennzeichnet. Da K-Feldspäte als vergleichsweise stabil in Bezug auf pedochemische Verwitterung gelten, ist zu vermuten, daß die weniger verwitterungsstabilen Phyllosilikate, Hornblenden und Pyroxene ebenfalls einem pedochemischen Zerfall unterliegen.

## 2.4 Schlußfolgerungen

Das Ausmaß einzelner bodenbildender Teilprozesse kohle- und pyrithaltiger Kippsubstrate der untersuchten Chronosequenz ist deutlich zeitabhängig. So ist mit einer Zunahme des Bodenbildungsalters eine verstärkte Akkumulation rezenter organischer Substanz, eine voranschreitende Pyritoxidation und eine beginnende Verlage-

rung der bei der Pyritoxidation pedogen gebildeten Salze aus dem oberen Mineralboden zu verzeichnen.

Die Pyritoxidation initiiert intensive Versauerungs- und Versalzungsprozesse, die innerhalb weniger Jahre eine tiefgreifende Veränderung bodenchemischer Parameter bewirkt. Trotz eines vergleichsweise sehr kurzen Beobachtungszeitraumes sind bereits Mineralverwitterungs- und Mineralneubildungsprozesse nachweisbar. Insgesamt sind die Kippböden aus diesen Substraten durch eine äußerst dynamische Pedogenese gekennzeichnet.

Die Akkumulation rezenter organischer Substanz sowie die Verlagerung von Salzen haben zu einer Annäherung der bodenchemischen Eigenschaften der untersuchten Bodenprofile der älteren Standorte (Chronosequenzstufen III und IV) an Bedingungen, wie sie für „natürliche“ Böden auf sandigen Substraten kennzeichnend sind, geführt. Dies betrifft im wesentlichen die jeweiligen organischen Auflaghorizonte sowie den obersten Mineralboden. Auch in den unteren Mineralböden ist mit zunehmendem Alter eine Verringerung der Gehalte an löslichen Salzen durch Auswaschung sowie Bildung schwerlöslicher Mineralphasen zu verzeichnen. Dennoch sind auch nach über dreißig Jahren die unteren Mineralböden durch extrem niedrige pH-Werte und hohe Salzgehalte gekennzeichnet.

## 2.5 Danksagung

Die Autoren danken der Deutschen Forschungsgemeinschaft für die Förderung der Untersuchungen im Rahmen des BTUC Innovationskollegs Bergbaufolgelandschaften (Förderungskennzeichen INK 4/A1).

Herrn Dr. Becker-Heidmann, Universität Hamburg sei für die Durchführung der <sup>14</sup>C-Untersuchungen und Herrn Th. Beckmann, Braunschweig für die Herstellung von Dünnenschliffen herzlich gedankt.

Herrn C. Düker, Herrn Dr. E. Weber und Frau U. Weiß, Lehrstuhl Bodenschutz und Rekultivierung, BTU Cottbus, danken wir für die Daten der Lagerungsdichten von Ai- und Ah-Horizonten der Versuchsstandorte bzw. für bodenchemische Daten des Profils der Versuchsfläche Weißagker Berg.

Die Autoren bedanken sich bei Herrn Dr. W. Wiehe, Zentrales Analytisches Labor der Fakultät Umwelwissenschaften und Verfahrenstechnik der BTU Cottbus für die gewissenhafte Durchführung der REM-EDX-Untersuchungen sowie für die engagierten und stets hilfreichen Diskussionen.

## 2.6 Literatur

Ad-hoc-Arbeitsgruppe Boden der Geologischen Landesämter und der Bundesanstalt für Geowissenschaften und Rohstoffe der Bundesrepublik Deutschland: Bodenkundliche Kartieranleitung. 4. Auflage, Stuttgart: E.Schweizerbart'sche Verlagsbuchhandlung. 1994.

- Becker-Heidmann, P.: Die Tiefenfunktionen der natürlichen Kohlenstoffisotopengehalte von vollständig dünnsschichtweise beprobten Parabraunerden und ihre Relation zur Dynamik der organischen Substanz in diesen Böden. Hamburger Bodenkundl. Arbeiten 13 (1989) 1-225.
- Beyer, L., Schulten, H.R., Fruend, R., & Irmler, U.: Formation and properties of organic matter in forest soil, as revealed by ist biological activity, wet chemical analysis, <sup>13</sup>C-NMR spectroscopy and pyrolysis-field ionization mass spectrometry. Soil Biol. Biochem. 25 (1993) 587-596.
- Bigham, J.M., Schwertmann, U., & Murad, E.: A poorly crystallized oxyhydroxysulfate of iron formed by bacterial oxidation of Fe(II) in acid mine waters. Geochim. Cosmochim Acta 54 (1990) 2743-2758.
- Bigham, J.M., Schwertmann, U., & Carlson, L. 1992.: Mineralogy of precipitates formed by the biogeochemical oxidation of Fe(II) in mine drainage. In: Skinner, H.C.W. & Fitzpatrick, R.W. (Eds.): Biomineralization processes of iron and manganese: modern and ancient environments. Catena Supplement 21 (1992) 219-232.
- Bigham, J.M., Carlson, L. & Murad, E.: Schwertmannite, a new iron oxyhydroxysulfate from Pyhäsalmi, Finland, and other localities. Mineralogical Magazine 58 (1994) 641-648.
- Bronger, A. & Heinkele, T.: Paleosol sequences as witnesses of Pleistocene climatic history. In: Bronger, A. & Catt, J.A. (Eds.): Paleopedology - Nature and application of paleosols. Catena Supplement 16 (1989) 163-186.
- Bronger, A. & Heinkele, T.: Mineralogical and clay mineralogical aspects of loess research. Quaternary International 7/8 (1990) 37-51.
- Bronger, A., Kalk, E. & Schroeder, D.: 1976. Über Glimmer- und Feldspatverwitterung sowie Umwandlung und Entstehung von Tonmineralen in rezenten und fossilen Lößböden. Geoderma 16 (1976) 21-54.
- Bullock, P., Federoff, N., Jongerius, A., Stoops, G., Tursina, T. & Babel, U.: Handbook of soil thin section discription. Wolverhampton:Waine Research Publications 1985.
- Doner, H.E. & Lynn, W.C.: Carbonate, halide, sulfate and sulfide minerals. In: Dixon, J.B. & Weed, S.B. (Eds.): Minerals in soil environments. Soil Science Society of America Book Series No. 1, Second Edition (1989) 279-330.
- Evangelou, V.P.: Pyrite oxidation and its control. Boca Raton, New York, London, Tokyo: CRC Press 1995.
- Fitzpatrick, R.W., Naidu, R & Self, P.: Iron deposits and microorganisms in saline sulfidic soils with altered soil water regimes in South Australia. In: Skinner, H.C.W. & Fitzpatrick, R.W. (Eds.): Biomineralization processes of iron and manganese: modern and ancient environments. Catena Supplement 21 (1992) 263-286.
- Gebhardt, H., Meyer, B. & Scheffer, F.: Mineralogische Schnelluntersuchung der Grobton-, Schluff- und Feinsandfraktion von Böden mit dem Phasenkontrastmikroskop. Zeiss Mitteilungen 4/7 (1967) 309-322.
- Häge, K.: Recultivation in the Lusatian lignite mining district - targets and prospects. In: Hüttl, R.F., Heinkele, Th., & Wisniewski, J. (Eds.): Mine site recultivation. Dordrecht, Boston, London: Kluwer Academic Publishers (1996) 43-57.
- Heinkele, T.: Bodengeographische und paläopedologische Untersuchungen im zentralen Lößplateau von China - ein Beitrag zur quartären Klima- und Landschaftsgeschichte. Schriftenreihe Institut für Pflanzenernährung und Bodenkunde der Universität Kiel Bd. 9 (1990).
- Horrocks, D.L.: Application of liquid scintillation counting. New York: Academic Press 1974.
- Illner, K. & Lorenz, W.D.: Das Domsdorfer Verfahren zur Wiedernutzbarmachung von Kippen und Halden des Braunkohlenbergbaus. Berlin: Humboldt-Universität zu Berlin, Institut für Landschaftspflege 1965.
- Jenny, H.: The soil ressource. Origin and behaviour. Ecological Studies 37 (1980). New York, Heidelberg, Berlin: Springer.
- Katzur, J. & Haubold-Rosar, M.: Amelioration and reforestation of sulfurous mine soils in Lusatia (East Germany). In: Hüttl, R.F., Heinkele, Th., & Wisniewski, J. (Eds.): Mine site recultivation. Dordrecht/Boston/London: Kluwer Academic Publishers (1996) 17-32.

- Krasilnikov, P.V. & Shoba, S.A.: Morphological diagnostics of sulfides oxidation in soils of Karelia. In: Shoba, S., Gerasimova, M. & Miedema, R. (Hrg): Soil micromorphology, studies on soil diversity and dynamics, Proc. 10th International Working Meeting on Soil Micromorphology. Moscow, Wageningen (1997) 114-119.
- Poetsch, T.: Pedogene Verwitterung der teriären Sedimente im Bereich der Niederen Geest bei Schwarzenbek (Schleswig-Holstein). In: Landesamt für Geologie und Umwelt des Landes Schleswig Holstein (Hrg.): Böden als Zeugen der Landschaftsentwicklung. - Festschrift zum 80. Geburtstag von Prof. Dr. H.E. Stremme (1996) 93-100.
- Ponomarev, A.J.: Methoden zur chemischen Analyse von silikatischen und karbonatischen Gesteinen (in russisch). Moskau, Izdl., ANSSSR 1961.
- Read, G., Kemp, R.A. & Rose, J.: Development of a weathering index and its application to a buried soil chronosequence in Southeastern England. *Geoderma* 74 (1996) 267-280.
- Rumpel, C., Keplin, B., Kögel-Knabner, I. & Hüttl, R.F.: Bodenökologische Parameter eines Kippenbodens unter Laubwald-Aufforstung. *Mittl. Dtsch. Bodenkdl. Ges.* 83 (1997) 187-191.
- Rumpel, C., Knicker, H., Kögel-Knabner, I., Skjemstad, J.O. & Hüttl, R.F.: Types and chemistry of organic matter in reforested lignite-rich mine soils. *Geoderma* (1998) (im Druck).
- Schaffer, W.M., Nielsen, G.A., Dollhopf, D.J. & Temple, K.: Soil genesis, hydrological properties, root characteristics and microbial activity of 1- to 50-year-old stripmine spoils. EPA-600/7-79-100 (1979).
- Schroeder, D.: Soils - facts and concepts. Bern: International Potash Institute 1984.
- Thum, J.: Humusakkumulation auf forstlich genutzten Kippböden des Braunkohlenreviers südlich von Leipzig. *Arch. Acker- und Pflanzenbau und Bodenkunde* 22 (1978) 615-625.
- van Breemen, N.: Soil forming processes in acid sulfate soils. In: Dost, H. (Eds.) Acid sulphate soils. Proc. 1st Int. Symp. IRLI Publ., 18 (1973) 66-130.
- van Breemen, N.: Genesis, morphology and classification of acid sulfate soils in coastal plains. In: Kittrick, J.A., Fanning, D.S. & Hossner, L.R. (Eds.): Acid sulfate weathering. SSSA Special Publication 10 (1982) 95-108.
- Walter, E.: Untersuchungen zur Heterogenität bodenchemischer Parameter eines Kiefernbestandes der Tagebaukippe Tröbitz-Süd. Diplomarbeit BTU Cottbus (unveröffentlicht) 1996.