



GEOGRAPHISCHES INSTITUT  
Winterthurerstrasse 190

UNIVERSITÄT ZÜRICH  
CH - 8057 Zürich

## GEO 211.2 Bodengeographie



**Michael Schmidt**  
**Alexander Heim**

basierend auf dem Skript von Peter Fitze (1998)

# Inhaltsverzeichnis

## **1 Was ist ein Boden?**

Definition, Hauptbestandteile, Literatur

## **2 Anorganische Komponenten**

Ausgangsmaterial, Verwitterung, Neubildungen

## **3 Organische Komponenten**

Humus und Humusformen

## **4 Physikalische Bodeneigenschaften**

Bodengefüge, Bodenstruktur, Porensystem, Bodenwasser und Bodenluft

## **5 Chemische Eigenschaften und Verhalten eines Bodens**

Ionenaustausch, Bodenazidität, Redoxverhalten

## **6 Bodenbildende Faktoren und Prozesse**

Faktoren (Klima, Ausgangsmaterial, Topographie, Organismen, Zeit)

Prozesse (Turbation, Transformation, Translokation inkl. Tonverlagerung, Podsolierung, Carbonatisierung)

## **7 Bodenklassifikation**

Bodenprofil und Horizontbezeichnungen

## **8 Die Böden Mitteleuropas**

Terrestrische und Hydromorphe Böden, Karbonatböden

## **9 International gebräuchliche Klassifikationssysteme**

Klassifikationsprinzipien, World Reference Base for Soils

## **10 Zonale Böden Europas**

Russische Klimasequenz, Steppenböden

## **11 Böden ausserhalb Europas**

Böden arider Klimate, Tropische Böden, Permafrostböden, intrazonale Böden

## **12 Bodenbewertung**

## **13 Lernziele**

# 1. Was ist ein Boden?

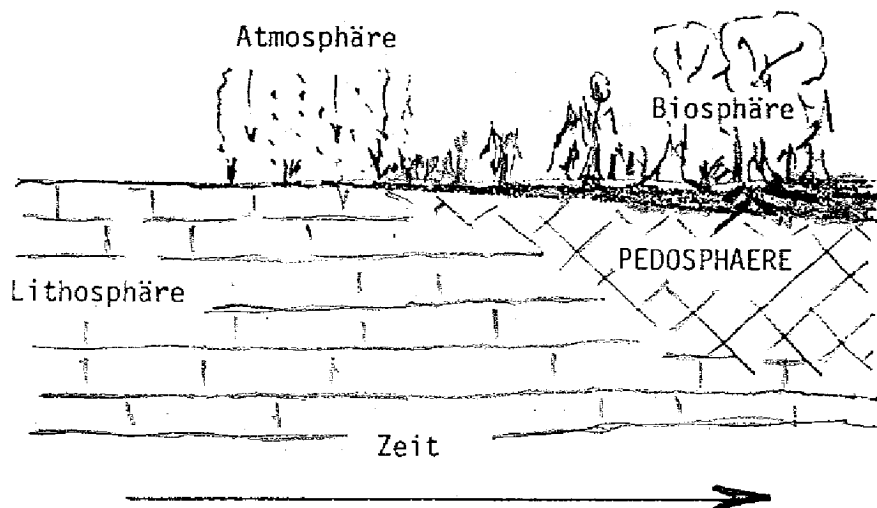
## 1.1 Der Boden: Definition und allgemeine Entstehung

### Definition:

Böden sind belebte Mehrphasensysteme, die unter dem Einfluss von Gestein, Klima, Relief, Zeit, Organismen und menschlicher Aktivität an der Erdoberfläche entstehen. Böden bilden die Standorte für höhere Pflanzen und damit die Lebensgrundlage für Tiere und Menschen

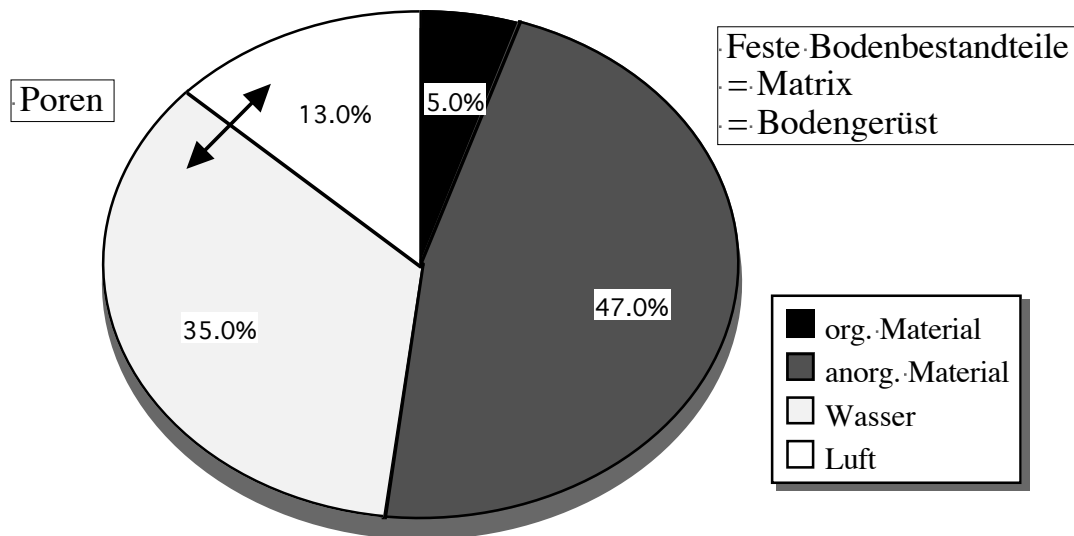
### Warum Bodenkunde?

- Neugier an der Natur
- Funktion im Naturhaushalt (Bodenschutzgesetze)
- Boden als Planungsgrundlage (Land- und Forstwirtschaft, Flächennutzungsplanung, Naturschutzplanung)

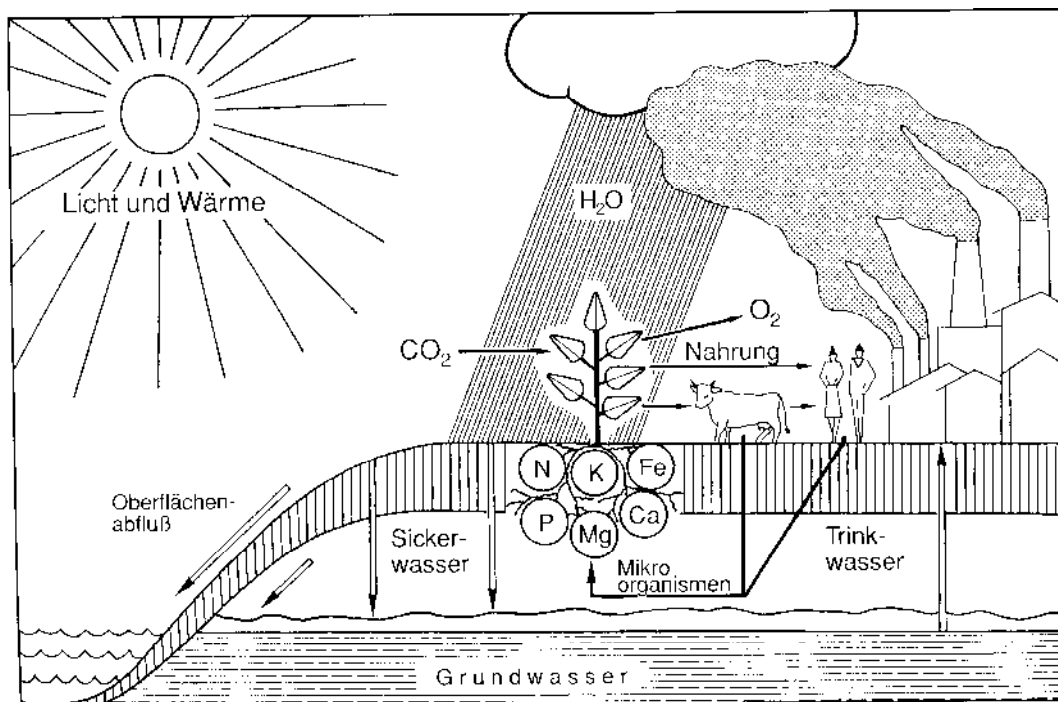


**Figur 1.1** Entstehung der Pedosphäre als Raum-Zeit-System. Der Boden (oder in seiner Gesamtheit die Pedosphäre) ist ein typisches Grenzphänomen.

Zu den wichtigsten Aufgaben des Bodens gehören die Verankerungsmöglichkeiten für die Pflanzenwurzeln und deren Schutz vor Licht und extremen Temperaturen, die Bildung, Speicherung und Nachlieferung von Nährstoffen an die Pflanzen sowie die Regulierung des Wasser- und Gashaushaltes im Wurzelbereich. Daneben wirkt der Boden als Filter- und Puffersystem für Boden- und Grundwasser. Um diese Aufgaben zu erfüllen, muss sich ein Boden aus festen Bodenbestandteilen (anorganisches und organisches Material) und einem Porensystem (mit Wasser bzw. Luft gefüllt) zusammensetzen, im Durchschnitt wie in Fig. 1.2 dargestellt. Der Boden stellt somit ein klassisches **Dreiphasen-System** dar.



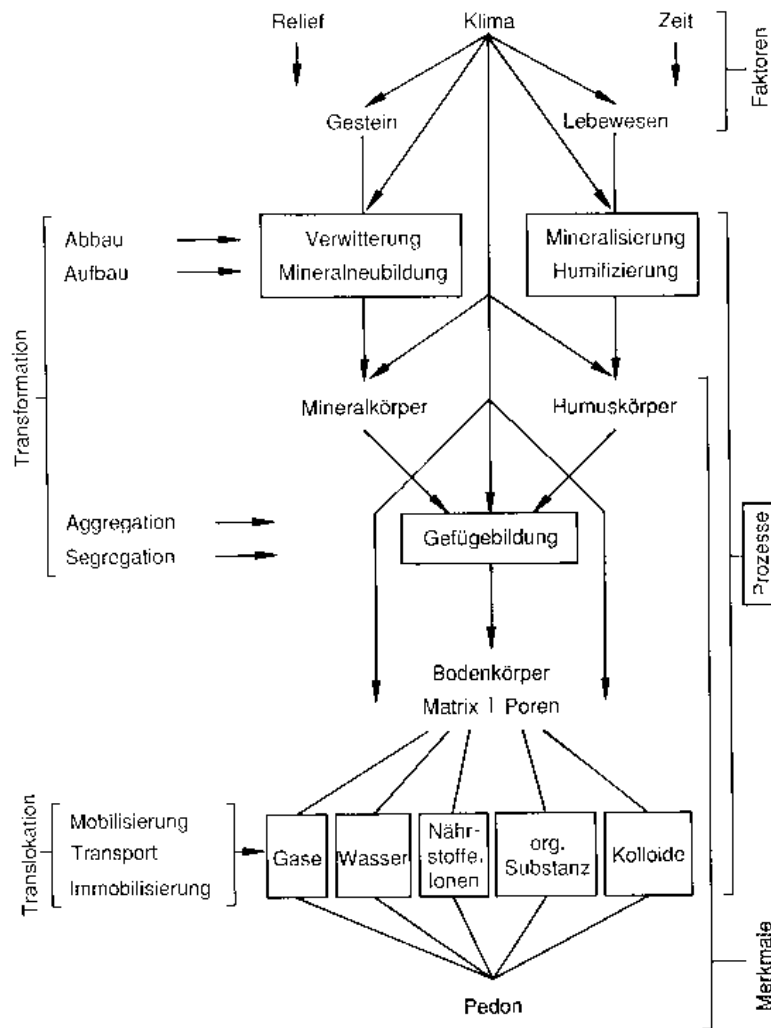
Figur 1.2 Durchschnittliche Zusammensetzung eines Bodens



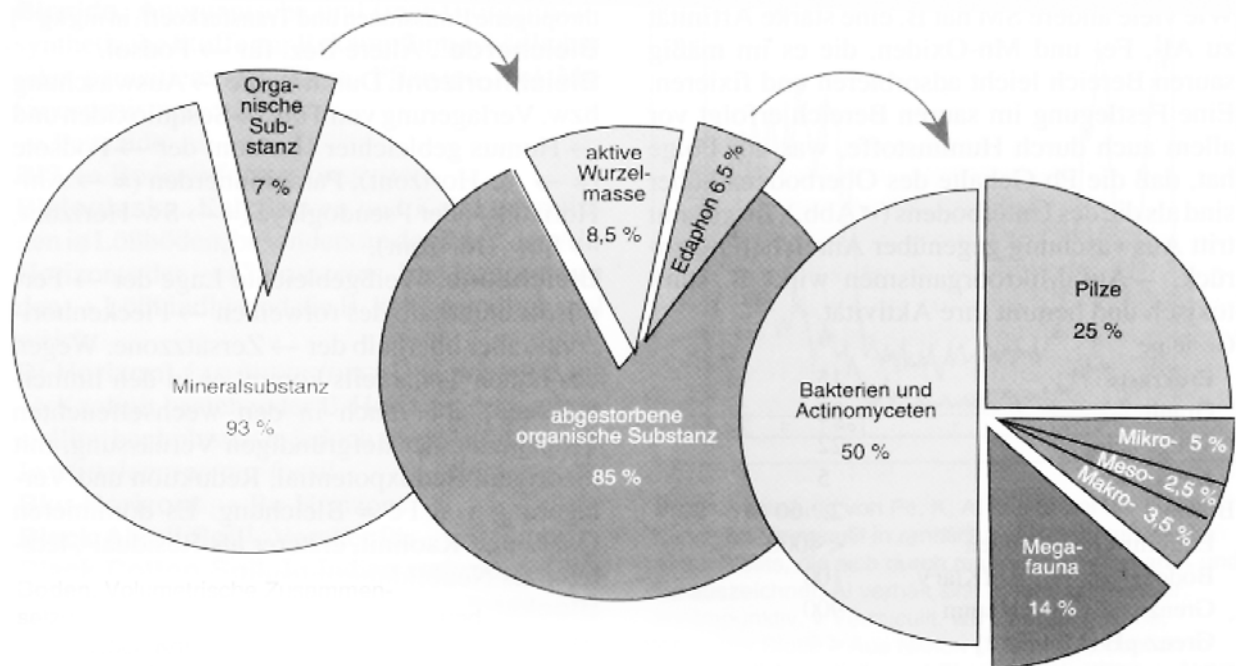
Figur 1.3 Böden im Ökosystem (Gisi 1997).

### Böden als Naturkörper in Ökosystemen

- Teil der belebten Erdkruste des Festlandes
- Atmosphäre, Vegetation, Boden, Gestein,
- Bodenbildende Faktoren (Gestein, Relief, Klima, Zeit, Organismen)
- Drei-Phasen-System (fest, flüssig, gasförmig)
- Böden in der Landschaft verknüpft durch Energieflüsse, Wasser- und Stoffumlagerung
- Filter, Puffer, Transformator
- Lebensraum, Produktion, Geschichte



Figur 1.4 Faktoren, Prozesse und Merkmale als Kausalkette (Gisi 1997)



Figur 1.5 Boden Volumetrische Zusammensetzung der wichtigsten anorganischen und organischen Komponenten eines Waldbodens unter besonderer Berücksichtigung des Organismenbesatzes (Hintermaier-Erhard & Zech 1997).

### **Bestandteile des Bodens**

Die anorganischen oder mineralischen Bestandteile bestehen aus Skelettmaterial ( $> 2$  mm) und Feinerde ( $< 2$  mm). Die Feinerde gliedert sich in die drei Fraktionen Sand ( $2 - 0.06$  mm), Schluff [=Silt] ( $0.06 - 0.002$  mm) und Ton ( $< 0.002$  mm).

Die organische Bodensubstanz (umgangssprachlich auch Humus) setzt sich aus abgestorbenen Pflanzenteilen, aus toten Lebewesen sowie aus Um- und Abbauprodukten zusammen. Organische Bodensubstanz besitzt im Allgemeinen ein grosses Speichervermögen für Wasser und Nährstoffe. Im Verlauf der chemischen Verwitterung entstehen Oxide und Hydroxide, die ebenfalls zu den mineralischen Bestandteilen gerechnet werden. Tone können schon ursprünglich in einem Boden als Sediment vorkommen (geogen) oder erst durch chemische Umbauprozesse im Lauf der Zeit (pedogen) entstehen.

Die Feinerde ist für die Nachlieferung von Nährelementen und ihre Zusammensetzung für das Porensystem verantwortlich. Tone besitzen ausserdem meist eine sehr aktive Oberfläche, die sie zu einem hohen Wasser- und Nährstoffspeichervermögen befähigt.

Chemische Bodenuntersuchungen werden meist nur an der Feinerde durchgeführt (Angaben in Gewichts - %), bei Bilanzierungen oder Flächenbezug muss aber unbedingt der Skelettanteil und das Porenvolumen berücksichtigt werden (Angaben in Volumen - %).

Der Aufbau des Porensystems ist für den Luft- und Wasserhaushalt eines Bodens entscheidend. Es werden allgemein drei Porenkategorien unterschieden: Grobporen ( $> 50 \mu\text{m}$ ), Mittelporen ( $50 - 0.2 \mu\text{m}$ ) und Feinporen ( $< 0.2 \mu\text{m}$ ). Die groben Poren sind vor allem für den Lufthaushalt verantwortlich, da das Niederschlagswasser daraus gravitativ meist rasch entfernt wird. In den Mittelporen wird Wasser über eine längere Zeit gespeichert, es kann von den Pflanzen genutzt werden. Das in den feinen Poren vorhandene Wasser wird so stark festgehalten, dass es von der Pflanzenwurzel dem Bodensystem nicht mehr entzogen werden kann. In sandigen Böden dominieren die Grobporen, in tonigen die Feinporen.

Die Ausführungen zeigen, dass die Komponenten eines Bodens zum Teil schon ursprünglich vorhanden waren oder sich im Verlauf der Zeit durch chemische oder biochemische Ab- und Umbauprozesse neu gebildet haben. Zu diesen neugebildeten Substanzen gehören neben organischer Bodensubstanz, Oxiden und Tonmineralien auch die Ton-Humuskomplexe, eine enge Verbindung zwischen Ton- und Humuspartikeln, welche für eine günstige Bodenstruktur (Gefüge) mitverantwortlich sind.

Je nach Konstellation dieser Umweltfaktoren entstehen unterschiedliche Bodentypen mit einem charakteristischen Profilaufbau, also einer Abfolge von sog. Bodenhorizonten, die durch bestimmte Merkmale gekennzeichnet sind.

Size Scale (m)	Mineral Particles	Soil organic matter		Aggregations	Pores
		Non-living	Living		
10 <sup>-10</sup> (Å)	Atoms	Humus and Dissolved organic matter	Atoms	Organo-mineral colloids	Micropores
10 <sup>-9</sup> (nm)	Simple molecules		Simple molecules		Adsorbed and inter-crystalline water
10 <sup>-8</sup>	Amorphous minerals		Biopolymers - polysaccharides - protein - lignin - lipids		Mesopores
10 <sup>-7</sup>	Clay	Particulate organic matter	Microbial and plant cellular residues	Soil microorganisms - actinomycetes - bacteria - fungi	$\Psi_m < -1500$ kPa
10 <sup>-6</sup> (µm)					
10 <sup>-5</sup>	Sand	Herbaceous shoot residues	Soil microfauna - protozoa - nematodes	Micro-aggregates	Plant available water
10 <sup>-4</sup>					
10 <sup>-3</sup> (mm)	Rocks		Soil Fauna - mites - collembola - ants - worms	Macro-aggregates	Aeration
10 <sup>-2</sup>					
10 <sup>-1</sup>					
10 <sup>0</sup> (m)					

$\Psi_m$  = soil water matric potential

Figur 1.6

Die Größenverhältnisse im Boden. Dieser Autor, ein Bodenbiologe, zählt (anders als wir!) auch lebende Organismen zur organischen Bodensubstanz (Baldock, J.A. 2002. Interactions of organic materials and microorganisms with minerals in the stabilization of soil structure. In (eds.: P.M. Huang et al.) "Interactions between Soil Particles and Microorganisms." IUAPC, Wiley pp. 85-131).

## Literaturauswahl

Das vorliegende Skript zur Vorlesung "Bodengeographie" vermittelt die grundsätzlichen theoretischen Kenntnisse zum Verstehen des komplexen Systems 'Boden'. Das Skript ist das Gerüst der bodenkundlichen Ausbildung an unserem Institut. Für detailliertere und vertiefende Studien sind zusätzliche Lehrmittel unumgänglich.

### Nachschlagewerke

Hintermaier-Erhard G., Zech W. 1997. Wörterbuch der Bodenkunde, Enke, Stuttgart, 338 S. **G/H/E**

Schröder D., Blum W. E. H. 1992. Bodenkunde in Stichworten, 5. Aufl., Hirt, Berlin, 175 S. **G/H/E**  
(Kurzes Repetitorium, teilweise nicht mehr auf dem neusten Stand)

Zech W., Hintermaier-Erhard G. 2002. Böden der Welt, Ein Bildatlas, Spektrum., Heidelberg, 120 S. **G/H/E**

### Lehrbücher

Eitel B. 2001. Bodengeographie, 2. Aufl., Westermann, Braunschweig, 244 S., **H** (Einführung in die Bodenverbreitung und Klassifikation)

Gisi U., Schenker R., Schulin R., Stadelmann F., Sticher H. 1997. Bodenökologie; 2. Aufl., Thieme, Stuttgart, 350 S. **G/H/E**

Scheffer F., Schachtschabel P. 2002. Lehrbuch der Bodenkunde, 15. Aufl., Spektrum, Heidelberg, 593 S. **G/H/E** (Für 82 CHF das Standardwerk)

### Kartierung

Brunner J. 1997. Kartieren und Beurteilen von Landwirtschaftsböden, Eidg. Forschungsanstalt für Agrarökologie und Landbau FAL., Zürich-Reckenholz, 1 Ordner (mehrere Zählungen). **G/H/E**

Sponagel, H. 2005. Bodenkundliche Kartieranleitung, 5. Aufl., Schweizerbart'sche Versandbuchhandlung, Stuttgart, 438 S. **G/H/E**

**Standorte der Bücher: G = GIUZ, H = HBI, E = ETH**



## 2. Anorganische Komponenten: Ausgangsmaterial, Verwitterung, Neubildungen

### 2.1 Anorganische Ausgangsmaterialien der Bodenbildung

**Gesteine** (Definition: Gesteine bestehen aus Mineralien)

- Magmatite (Granit, Basalt)
- Sedimente locker – fest (Sand (-Stein), Mergel, Löss, Flugsand)
- Metamorphite (Gneis, Schiefer)

#### Minerale

Silikate  $\text{SiO}_4$ -Tetraeder vernetzt zu Gerüsten, Schichten verknüpft durch Kationen

- Feldspäte (3-D Gerüste)
- Glimmer (blättchenförmig)
- Pyroxene, Amphibole, Olivine
- Tonminerale (sekundär = pedogen = durch Bodenbildung entstanden)

#### Oxide und Hydroxide

- |                                  |                        |
|----------------------------------|------------------------|
| • Quarz $\text{SiO}_2$           | meist primäres Mineral |
| • Goethit, Hämatit (Ferrihydrit) | sekundäre Minerale     |
| • Gibbsit, Bauxit (Al-Oxide)     | sekundäre Minerale     |

#### Karbonate

- Calcit ( $\text{CaCO}_3$ )
- Dolomit (Ca-/Mg-Karbonat)

#### Sulfate

- Gips ( $\text{CaSO}_4$ )

#### Sulfide

- Pyrit, Markasit ( $\text{FeS}_2$ )

#### Phosphate

- Apatit

### 2.2. Verwitterung

#### Physikalische Verwitterung

- Temperatursprengung (heiss/ kalt)
- Frost (Wasser/ Eis)
- Salzsprengung

Es entstehen keine neuen Minerale

#### Chemische Verwitterung

Minerale verhalten sich individuell verschieden gegenüber Verwitterung

- sie sind physikalisch, chemisch, thermodynamisch stabil. d.h. sie bleiben erhalten z.B. Quarz, Zirkon

- sie sind instabil, d.h. sie verwittern, z.B. Kalkstein, Feldspat  
Salze > Karbonate > Silikate > Quarz
- Auflösung durch Hydratation  
Wasser = Dipol H<sub>2</sub>O  
z. B. Kochsalz: NaCl in H<sub>2</sub>O → Na<sup>+</sup> + Cl<sup>-</sup>  
Dissoziation H<sub>2</sub>O in H<sup>+</sup> und OH<sup>-</sup> (Proton + Hydroxygruppe)

Bei der Hydratation haben Ionen der Minerale das Bestreben sich mit H<sub>2</sub>O-Molekülen zu umgeben. Die dabei frei werdende Hydratationsenergie vermag unter Umständen die Gitterenergie zu übertreffen, wodurch sich der Stoff auflöst, beispielsweise beim NaCl. Hydratation ist in unserem gemässigten Klima von untergeordneter Bedeutung.

- Oxidation (Verbraunung)  
Luftzutritt bewirkt Umwandlung von zweiwertigen Metallen in dreiwertige Form  
vereinfacht: Fe (II)-O-Si + H<sub>2</sub>O → Fe (III) OH + SiOH  
Beispiel Pyrit- (FeS<sub>2</sub>) Verwitterung: 4 FeS<sub>2</sub> + 15 O<sub>2</sub> + 10 H<sub>2</sub>O → 4 FeOOH + 8 H<sub>2</sub>SO<sub>4</sub>

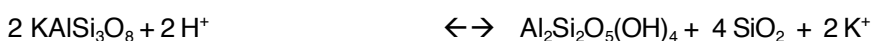
Der Prozess der **Oxidation** erfasst jene Minerale mit zweiwertigem Fe oder Mn. Im sauerstoffhaltigen Milieu können diese Elemente oxidiert werden. Durch die Ladungsveränderung verlassen diese oder andere Ionen das Mineralgitter und schwächen so den Gitterzusammenhalt. Die oxidierten Ionen werden zum Teil als schwerlösliche Oxide auf der Mineraloberfläche wieder ausgefällt. Fe bewirkt auf diese Weise eine rostbraune Färbung auf dem Mineral. Oxidierte Manganausfällungen sind meist schwarzbraun gefärbt. Durch die Gitterschwächung im Rahmen der Oxidation wird auch der Hydrolyse Vorschub geleistet.

- Hydrolyse bzw. Protolyse  
im humiden Klima Hauptverwitterungsprozess  
je mehr H<sup>+</sup> (d.h. saurer) desto intensiver die Verwitterung

Zwei Beispiele:



Kalziumkarbonat (=Kalk) + Protonen ↔ Hydrogencarbonat + Kalzium (=Nährelement)



Kalifeldspat + Proton ↔ Kaolinit + Kolloide + Kalium (Nährelement)

**Hydrolyse** ist die Reaktion eines Minerals mit den Ionen des Wassers (H<sup>+</sup>, OH<sup>-</sup>), wobei in vielen Fällen der Angriff durch die H<sup>+</sup>-Ionen der Säuren die dominante Rolle spielt (Protolyse). Ein typischer Protolyseprozess ist die Auflösung des Kalks durch kohlenensäurehaltiges Wasser zu Hydrogencarbonat, das mit dem Sickerwasser weggeführt wird (Prozess der Entkarbonatisierung von Sedimentgesteinen und Böden). Darum löst sich umso mehr Kalk auf, je höher der Partialdruck des CO<sub>2</sub> im Wasser ist. Dabei spielt vor allem die Bodenluft eine entscheidende Rolle, ist doch dieser Partialdruck wegen der mikrobiellen Tätigkeit im Boden sehr viel höher als in der Atmosphäre.

Auch silikatische Mineralien unterliegen der Hydrolyse. So können sich zum Beispiel aus dem Kalifeldspat über molekulare Zwischenprodukte Aluminiumhydroxid, Ton (z.B. Kaolinit), Kieselsäure und Kalilauge bilden. Entscheidend für die dauernde Weiterführung des Verwitterungsprozesses ist die Wegfuhr von Endprodukten mit dem Sickerwasser oder über die Pflanzenaufnahme, die Bildung schwerlöslicher Hydrolyseprodukte (Tonminerale, Oxide) sowie die ständige Neutralisation der bei der Hydrolyse entstehenden OH<sup>-</sup>-Ionen durch H<sup>+</sup>-Ionen der meist sauren Bodenlösung (letztere Reaktion ist bereits ein Beispiel für die später beschriebene Pufferung der Bodenlösung durch die Silikatverwitterung). Verwitterung oder Bodenbildung ist also gleichzusetzen mit Anreicherung von relativ stabilen

Endprodukten, in erster Linie **Tonminerale und Oxide** (wobei der Begriff Oxide als Sammelbegriff für die metallischen Oxide, Hydroxide und deren Übergangsformen anzusehen ist).

- **Komplexierung**  
 Fe, Al, Mn reagieren mit organischen Säuren  
 (erzeugt durch Wurzeln, Mikroorganismen etc. → fördern Mineralauflösung)

Bei der **Komplexierung** werden verschiedene Metalle (vor allem Fe, Al, Mn und diverse Schwermetalle) durch organische Liganden stark gebunden und gemeinsam immobilisiert oder verlagert (je nach Eigenschaft der organischen Komplexbildner). Die organischen Verbindungen werden von den Pflanzen ausgeschieden oder bei der Humifizierung neu gebildet. Komplexierung dürfte für die eigentliche Zerstörung der meisten Minerale von untergeordneter Bedeutung sein.

### 2.3 Verwitterungsprodukt Tonminerale: Neubildung

**Tonminerale 'Schichtsilikate' aus Kombination von**

- T** Tetraederschichten  $SiO_4$  und
- O** Oktaederschichten  $AlO_4(OH)_2$

#### 2-Schicht-Tonminerale (= Dioktaedrische Tonminerale)

z.B. Kaolinit

- T** kleiner Abstand zwischen Schichten
- O** -> **Sorption (Aufnahme von Molekülen und Ionen)**
- T** nur an Oberfläche, Spalt- oder Bruchstücken
- O**

#### 3-Schicht-Tonminerale (= Trioktaedrische Tonminerale)

z.B. Illit, Smectit

- T** grosser/ variabler Abstand zwischen Schichten
- O** -> **Sorption in Zwischenräumen Wasser, Ionen**
- ⊥
- austauschbare Kationen

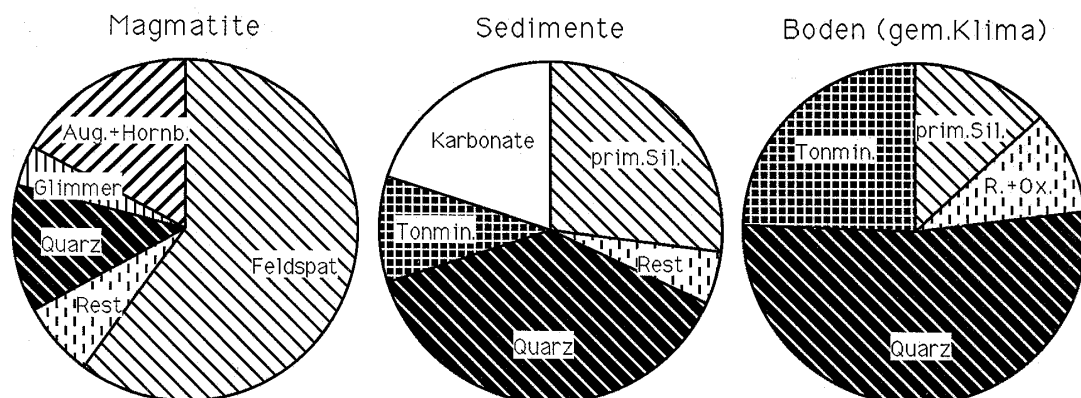
**T**

**O**

⊥

grosse Bedeutung für Kationenaustauschkapazität (KAK)

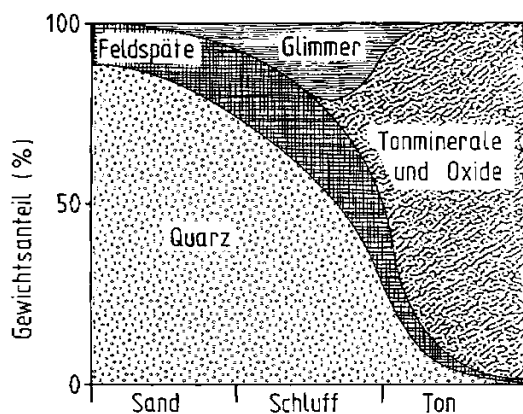
-> hohe KAK, d.h. der Nährstoffhaushalt des Bodens ist verbessert



**Figure 2.1** Mittlere Zusammensetzung von Magmatiten, Sedimenten und einem Boden

Bei den Magmatiten dominieren die silikatischen Mineralien. Böden in gemässigten Klimaten sind je nach Reifegrad charakterisiert durch einen relativ hohen sekundären Ton- und Oxidanteil, die übrigen Mineralien sind nur noch in kleinen Mengen vorhanden oder sind passiv angereichert (Quarz). Sedimentgesteine nehmen eine Zwischenstellung ein, an neugebildetem Material ist hier das Karbonat hervorzuheben. Der Weg von den Magmatiten und Sedimentgesteinen zum Boden ist durch die Prozesse der Verwitterung vorgegeben, die physikalische Verwitterung einerseits, welche durch Sprengungen aller Art (Frost, Temperatur, etc.) zu einer Zerkleinerung der Korngrössen und damit zu einer starken Oberflächenvergrösserung führt, und der chemischen Verwitterung andererseits, welche die eigentliche Zerstörung der primären und eine Um- und Neubildung zu sekundären (pedogenen) Substanzen bewirkt.

Bei den neugebildeten mineralischen Substanzen stehen wie schon erwähnt Tone und Oxide im Vordergrund (Fig. 2.2). ist. Diese beiden Gruppen können demnach auch als Endprodukte der Verwitterung angesehen werden (gewisse Tonminerale sind allerdings nicht sehr stabil). Bei der Nomenklatur muss zwischen der Tonfraktion (alles Material  $< 2 \mu\text{m}$ ) und den Tonmineralien (sekundär gebildete Schichtsilikate) und der Bodenart Ton (Korngrössengemisch mit hohem Anteil der Tonfraktion) unterschieden werden.



**Figure 2.2** Mittlere Gehalte der verbreitetsten Minerale in den drei Kornfraktionen von Böden des gemässigt-humiden Klimabereiches

Die im Verlauf der Pedogenese **neugebildeten Tonminerale** sind aus verschiedenen Gründen ausserordentlich wichtig:

- Tone sind Schichtsilikate und besitzen deshalb die Möglichkeit, Wasser zwischen die Elementarschichten ein- oder an ihre Oberfläche anzulagern, sie können quellen oder schrumpfen und spielen darum im Wasserhaushalt eine entscheidende Rolle.
- Tone sind fast immer negativ geladen, die bei uns entstehenden Tone sogar beträchtlich. Diese Ladung ist im inneren Bau begründet (sog. isomorpher Ersatz der Zentralatome verbunden mit Ladungsänderungen). Dank dieser Ladung sind Tone die bevorzugten Zwischenträger von positiv geladenen Nährstoffen ( $\text{K}^+$ ,  $\text{Ca}^{2+}$ ,  $\text{Mg}^{2+}$ , ...), welche bei Bedarf wieder via Bodenlösung an die Pflanzenwurzeln abgegeben werden können.
- Tone können dank ihrer Ladung und ihrer aktiven Oberfläche relativ stabile Verbindungen mit den Humussubstanzen eingehen. Sie bewahren damit den Humus vor einer allzu schnellen Zersetzung und helfen mit, eine Krümelstruktur im Boden aufzubauen.

**Oxide, Hydroxide und ihre Zwischenstufen** stellen letztlich das Endprodukt der Verwitterung dar. Die wichtigsten Oxide (neben dem Quarz) sind Fe-, Al- und Mn-Oxide. Sie verleihen den Böden eine braune bis rotbraune (Fe) oder dunkelgraue bis schwarze (Mn) Farbe. Die Löslichkeit aller Oxide ist relativ gering, erst in stark sauren Böden ist sie von Bedeutung, dagegen sind die reduzierten Formen der Fe- und Mn-Oxide (wie sie unter anaeroben Bedingungen oft auftreten) auch bei normalen pH-Verhältnissen relativ mobil und somit leicht verlagerbar.

### 3. Organische Komponenten

#### 3.1 Organische Bodensubstanz

**Definition:**

Alle im und auf dem Boden befindlichen abgestorbenen und umgewandelten pflanzlichen und tierischen Reste, z. B.

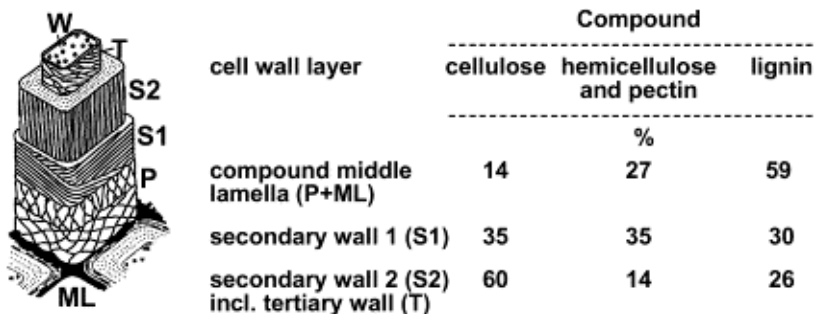
- Abgestorbene Blätter, Nadeln, Wurzeln, Pilzhyphen, Tierkörper
- Kot, Holzkohle
- Umwandlungs- und Abbauprodukte (Huminstoffe)

**Bodenorganismen** (gehören nicht zur organischen Bodensubstanz)

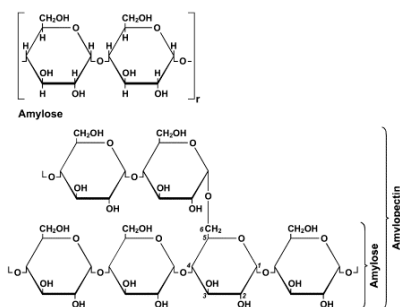
- Maulwurf, Ziesel, Blindschleiche, Schnecke, Regenwurm, Insektenlarve, Pantoffeltierchen, Pilze, Algen, Bakterien

#### 3.2 Pflanzliches Ausgangsmaterial

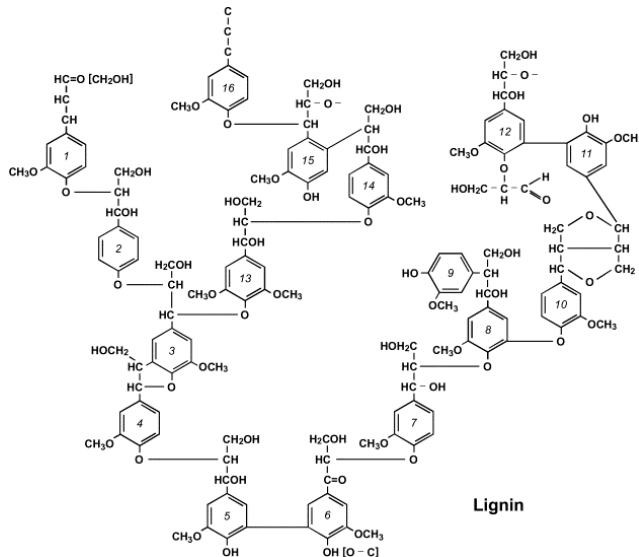
- Cellulose: häufigstes Biopolymer, kristalline Eigenschaften
- Hemicellulose / Lignin: hochmolekulare, dreidimensionale Substanz in verholzten Pflanzen, Bestandteil der Zellwände von Gefäßpflanzen, Farnen
- Lipide: Zellwandbestandteile von Pflanzen und Mikroorganismen



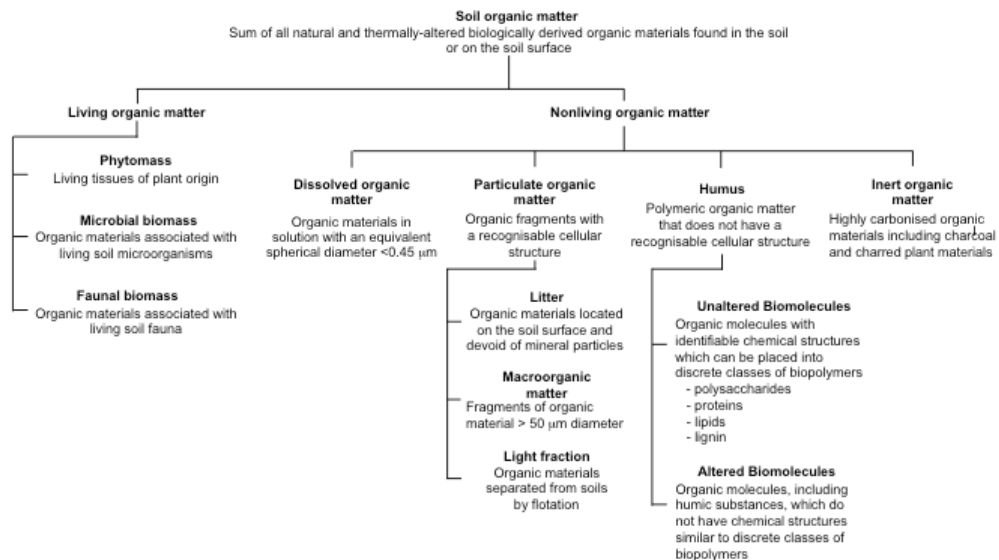
**Figur 3.1** Struktur und chemische Zusammensetzung der Zellwand verholzter Pflanzen. P+ML: Mittelschicht; S1: Sekundärwand, S2+T: Sekundärwand 2 incl. Tertiärwand (Kögel-Knabner 2002, Soil Biol. Biochem. 34, 139-162).



**Figur 3.2** Struktur von Stärke-Komponenten: Beispiel Amylose und Amylopectin (Kögel-Knabner 2002, Soil Biol. Biochem. 34, 139-162)



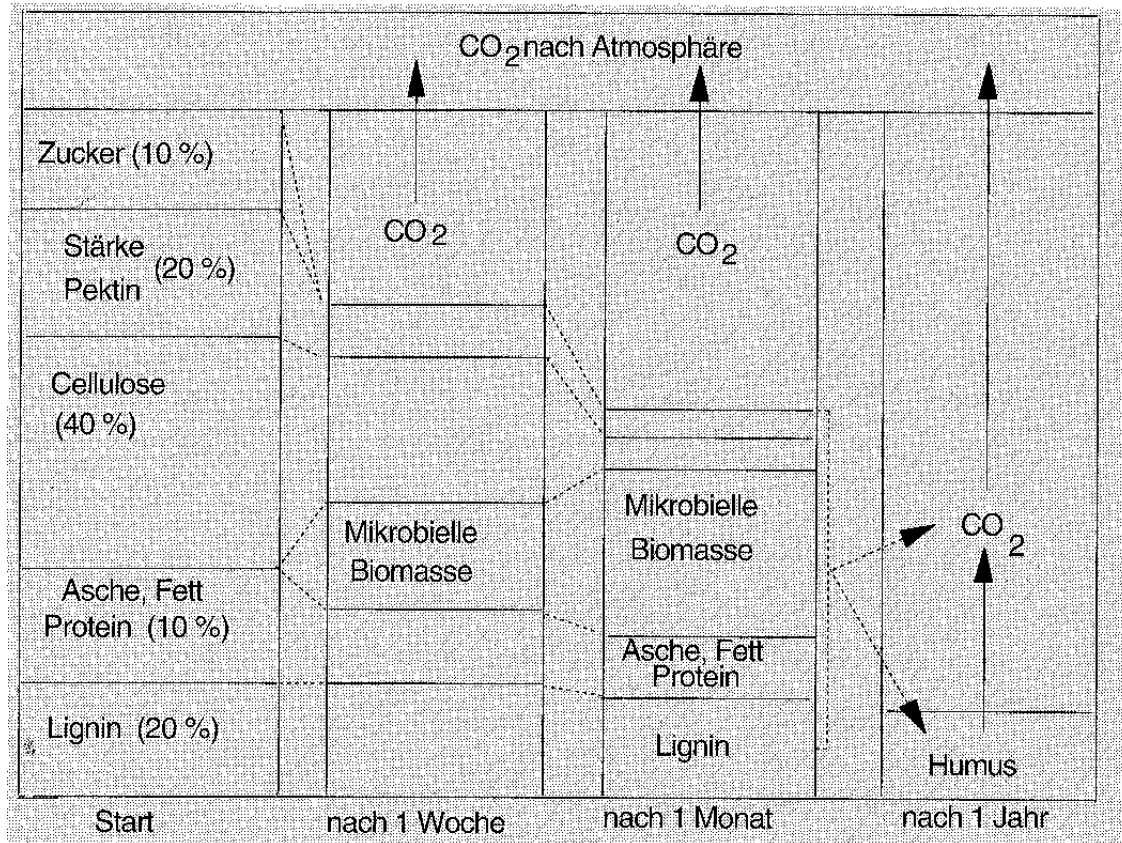
**Figur 3.3** Model für Fichtenlignin (aus Adler, 1977 in Kögel-Knabner 2002, Soil Biol. Biochem. 34, 139-162).



**Figur 3.4** Die Bestandteile der organischen Bodensubstanz (engl.: Soil Organic Matter). Organische Bodensubstanz wird umgangssprachlich auch Humus genannt. Organische Bodensubstanz ist die gesamte abgestorbene Biomasse und deren Umwandlungsprodukte. Dieser Autor, ein Bodenbiologe, zählt (anders als wir!) auch lebende Organismen zur organischen Bodensubstanz (Baldock J.A. 2002. Interactions of organic materials and microorganisms with minerals in the stabilization of soil structure. In P.M. Huang et al. (Eds.) Interactions Between Soil Particles and Microorganisms. Impact on the Terrestrial Environment. IUPAC pp. 85-131.)

### 3.3 Abbauprozesse der organischen Substanz

- Mineralisierung = vollständiger mikrobieller Abbau zu CO<sub>2</sub> und H<sub>2</sub>O und Freisetzung von Pflanzennährelementen wie Mg, Fe, N, P, S
- Humifizierung = Umwandlung in Huminstoffe = stark umgewandelte (hochmolekulare Substanzen ohne makroskopisch erkennbare Gewebestruktur
  - a. mikrobielle Resynthese, b. selektive Anreicherung



Figur 3.5 Fortschreitender Abbau der organischen Bodensubstanz (aus Haider 1996).

### 3.4 Huminstoffe keine definierte chemische Verbindung

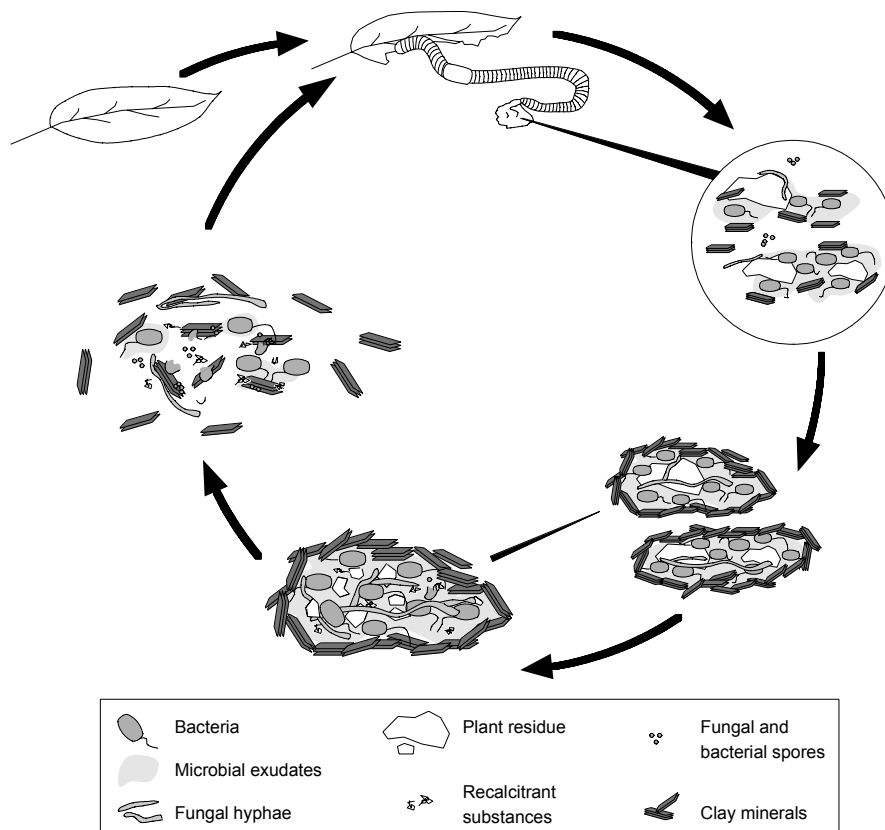
- **chemische Fraktionen**  
3 "klassische" Fraktionen (Humin-, Fulvosäure, Humin)
- **physikalische Fraktion**  
Auftrennung nach Grösse und Dichte

Aus den ursprünglich in den Organismen vorhandenen organischen Verbindungen (Kohlenhydrate, Eiweisse, Fette, Wachse, Lignin, Gerbstoffe, etc.) sowie ihren mineralischen Verbindungen werden durch die komplexen mikrobiellen und biochemischen Prozesse Huminstoffe synthetisiert und anorganische Verbindungen freigelegt (Prozesse der Humifizierung und der Mineralisierung). Unter gleichbleibenden äusseren Bedingungen stellt sich im Oberboden ein Gleichgewicht zwischen Humusanlieferung und Humusabbau ein, woraus ein für einen Boden charakteristischer Humusgehalt resultiert. Der Prozess der Humifizierung findet vor allem statt, wenn der pH-Wert nicht extrem sauer oder basisch ist, wenn im Boden genügend Nährstoffe für die Mikroorganismen vorhanden sind, wenn die Streu gut zersetzbar ist (niedriges Verhältnis C:N, da Mikroorganismen für die Körpersubstanz vor allem N benötigen), wenn Luft-, Feuchtigkeits- und Temperaturverhältnisse für die mikrobiellen Prozesse günstig sind (Bodenstruktur!).

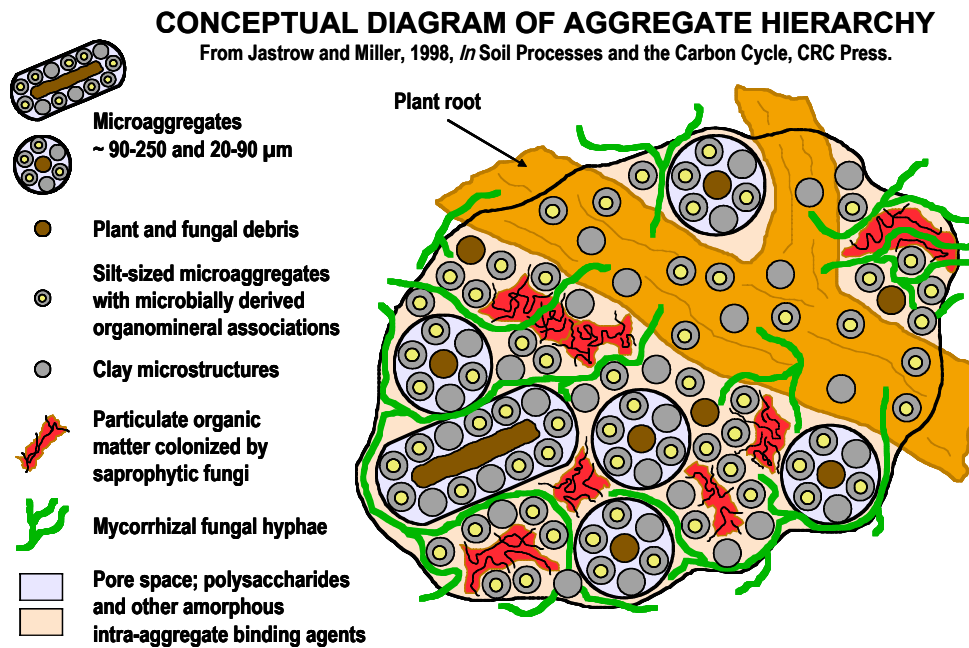


Der Gehalt an organischer Substanz ist beispielsweise in Böden des gemässigten Klimabereichs im allgemeinen niedriger, je höher die Jahresmitteltemperatur ist, da mit höherer Temperatur der Abbau stärker gefördert wird als die Produktion. Höhere Niederschläge haben wiederum eine abbauhemmende Funktion wegen länger möglichen anaeroben Phasen im Boden zur Folge, womit der Humusgehalt wieder ansteigt. Ebenfalls abbauhemmend (und damit humuserhöhend) wirken sich unter Umständen längere Trockenheitsphasen aus: Im Tessin liegen die Humusgehalte in den Braunerden generell höher als in der Nordschweiz. Ebenso können kleinräumig südexponierte Hänge niedrigere Humusgehalte als die nordexponierten aufweisen, da bei höherer Temperatur der Abbau beschleunigt ist, aber auch der umgekehrte Fall ist denkbar, wenn bei zu grosser Trockenheit in Südexposition der Abbau wieder stark gehemmt ist.

Traditionell wurde die organische Bodensubstanz in drei Fraktionen entsprechend ihrer Lauge- bzw. Säurelöslichkeit aufgeteilt: Fulvosäuren, Huminsäuren und die Humine, die sogenannten Huminstoffe. Diese Aufteilung ist wissenschaftlich jedoch nicht klar begründet, und die Übergänge zwischen den Fraktionen sind gleitend.



**Figur 3.6** Schema der Assoziation organischer Substanz in Aggregaten. Schematic representation of the relation of clay-OM associations to OM dynamics and to aggregate dynamics. Clay-OM associations are formed in the vicinity of decomposing plant remnants, due to microbial activity. These are building blocks for stable aggregates which would persist a few years. The disruption of aggregates upon microbial decay releases very stable clay-OM associations, involving protected exudates as well as humic substances. These associations would persist for decades. (after Chenu C., Puget P., Balesdent J. 1998, Clay organic matter associations in soils: Microstructure and contribution to soil physical stability. Proc. 16th World Congress of Soil Science, Montpellier).



**Figur 3.7** Konzeptionelles Modell der Aggregat-Hierarchie in Böden. Organische Bodensubstanz spielt eine bedeutende Rolle bei der Stabilisierung von Aggregaten. (Baldoek 2002, Interaction between Soil Particles and Microorganisms, eds. Huang et al. Wiley. nach Jastrow & Miller 1997)

Die **organische Bodensubstanz** ist im Boden aus folgenden Gründen wichtig:

**Nährstoffspeicher:** Die organische Bodensubstanz ist aufgrund ihrer funktionellen Gruppen sehr oberflächenaktiv und kann wie die Tonminerale Nährstoffionen absorbieren. Bei normalen pH-Verhältnissen im Boden (schwach bis mässig sauer) ist sie wie die Tonminerale negativ geladen.

**Wasserspeicherung:** Aufgrund ihrer komplexen und porösen Struktur besitzt die organische Bodensubstanz ein grosses Wasserbindungsvermögen.

**Bodenaggregation:** Durch Bindungen zwischen der organischen Bodensubstanz und mineralischen Komponenten (organo-mineralische Verbindungen, Ton-Humuskomplexe) wird im Boden ein stabiles Aggregatgefüge erzielt, das vor Erosion schützt. Gleichzeitig wird die organische Bodensubstanz dadurch lange Zeit vor einem mikrobiellen Abbau geschützt.

**Humusformen**

Alle Humussubstanzen eines Bodens von der Streu bis zur stark umgewandelten Bodensubstanz liegen je nach den Standortverhältnissen in ganz unterschiedlicher Ausprägung, Zersetzung und Horizontkombination vor. Diese unterschiedlichen aber charakteristischen Erscheinungsformen des Humus bezeichnet man als Humusformen.

- **Hydromorphe bzw. semi-Feuchthumusformen** (Feuchtmull, etc.), Anmoor (bei fast ständig hohem Grundwasserstand werden Huminstoffen nicht mehr weiter abgebaut, was zu einem sehr hohen Humusgehalt führt) und Torfen.
- **Terrestrische Humusformen:** Rohhumus, Moder, Mull

**Mull**

Mull bildet sich unter günstigen, nährstoffreichen Bedingungen, wodurch die Streu rasch abgebaut und humifiziert wird. Die Huminstoffe sind durch die reich vorhandene Bodenfauna gänzlich in den Mineralboden eingearbeitet, Ton-Humuskomplexe sind sehr häufig, die Bodenreaktion ist schwach sauer bis alkalisch, das C/N-Verhältnis niedrig (10-15). Es existiert faktisch nur der Ah-Horizont, der sehr mächtig sein kann, die Streu wird innerhalb eines Jahres abgebaut. Mull findet man vor allem unter Steppen- und Laubwaldvegetation sowie bei vielen Wiesen- und Ackerstandorten. Der Ah-Horizont ist meist nur sehr

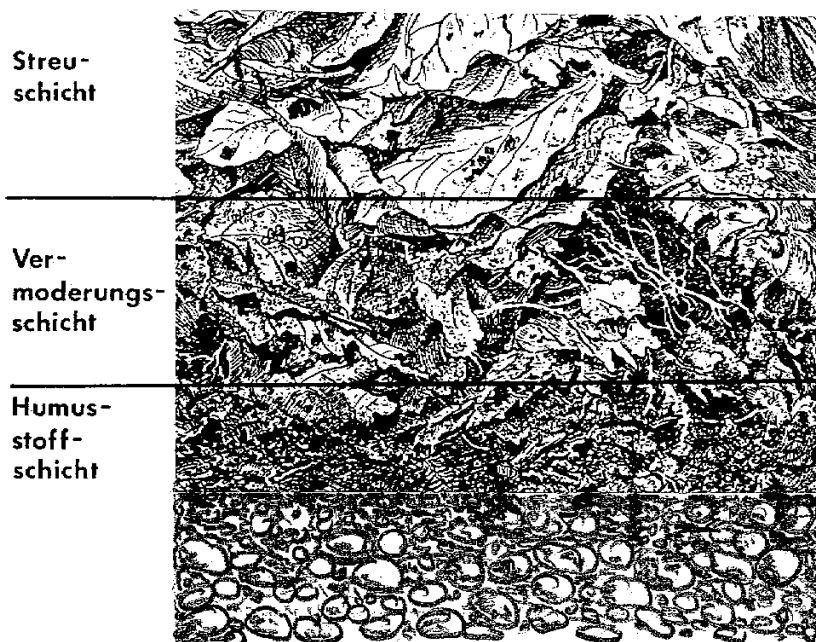
unscharf vom darunter liegenden B-Horizont zu trennen, da die intensive Bioturbation die Grenze stark verwischt.

**Rohhumus**

Diese Humusform, bei der die Auflagehorizonte dominieren, entsteht unter schlechten Standortbedingungen: nährstoffarme, saure und grobkörnige Substrate, Vegetation mit schlecht abbaubarer Streu (Heide, Koniferen) und wenig Nährstoffkationen, C/N-Verhältnis 30-40. Beim Rohhumus fehlt der Ah-Horizont fast vollständig. Es dominieren L- und F-Horizont, in feuchteren Regionen ist oft ein mächtiger H-Horizont vorhanden. Rohhumus ist vor allem im kühlfeuchten Klima verbreitet (subalpine Stufe, boreale Nadelwälder) auf silikatischem Material, selten auch auf grobblockigem Karbonatgestein. Im Rohhumus entstehen Fulvosäuren als Huminsäurevorstufen, die aufgrund ihrer niedermolekularen Form und leichten Löslichkeit den ganzen Boden durchdringen und damit zur zunehmenden Versauerung beitragen.

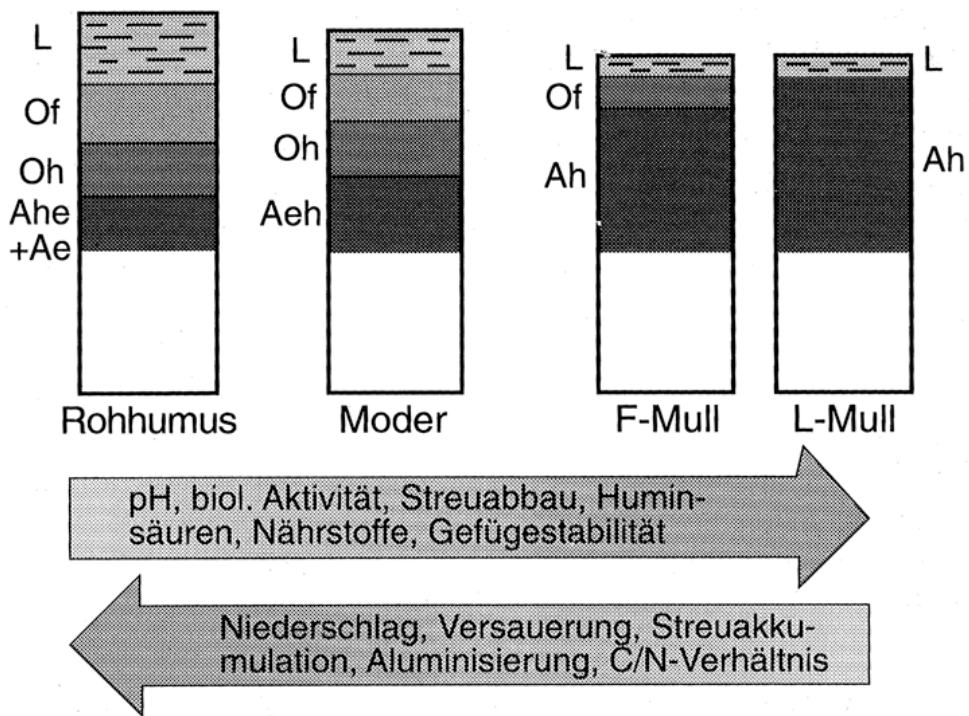
**Moder**

Zwischenform zwischen Mull und Rohhumus. Meist sind alle Auflagehorizonte vorhanden, aber unscharf gegeneinander abgegrenzt. Ein Ah-Horizont ist ebenfalls ausgebildet, aber deutlich von geringerer Mächtigkeit als beim Mull. Die Grenze gegen den darunter befindlichen B-Horizont ist recht deutlich ausgebildet.



**Figur 3.8**

Die organischen Horizonte eines Bodens. Von oben nach unten:  
 Organische Auflage (> 30 Massen % organische Substanz)  
 L unzersetzte organische Substanz: L (L von engl. "litter", Streuschicht)  
 Of halb zersetzte, aber noch strukturierte organische Substanz (f von "fermentiert"),  
 Vermoderungsschicht  
 Oh weitgehend zersetzte, humifizierte Substanz Oh (h von Humus)  
 Mineralboden (< 30 Massen % organische Substanz)  
 Ah mit Humus vermischt



**Figur 3.9** Schematische Humusprofile der terrestrischen Rohhumus, Moder, Mull, sowie physiko-chemische und entwicklungsbedingte Beziehungen (Hintermaier-Erhard & Zech 1997).

# 4. Physikalische Bodeneigenschaften

## 4.1 Korngrößenverteilung (= Körnung = Textur = Bodenart)

Mineralkörper: zerkleinerte Gesteinsbruchstück verschiedener Grösse, sekundäre Minerale (Tonmischung)

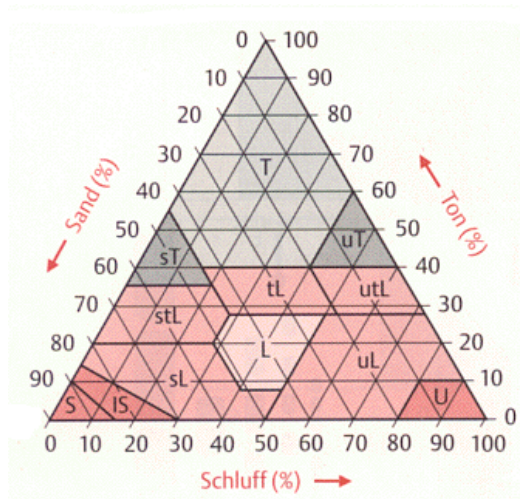
Grösse	Bezeichnung	Abkürzung	
>63 mm	Steine	X	<b>Bodenskelett</b>
2-63 mm	Kies	G	”
63-2000 $\mu\text{m}$	Sand	S	Feinboden
63-200 $\mu\text{m}$	Schluff/ Silt	U	”
<2 $\mu\text{m}$	Ton	T	”

Darstellungsformen:

- Körnungs-Summen-Kurven
- Körnungs-Dreieck  
z. B. Lts = Lehm tonig sandig = S: 50% U: 20% T: 30%

Einfluss auf:

- Speicherung (Nährstoffe, Schadstoffe, Wasser)
- Erodierbarkeit
- Wasserleitfähigkeit



**Figur 4.1** Die Festsubstanz (Matrix) kann durch verschiedene Trennverfahren (Sieben, Sedimentation) in Korngrößenklassen (grobe, mittlere, feine Körner) aufgetrennt werden. Die Zusammensetzung nach Masse wird Körnung (= Textur = Bodenart) genannt und kann z.B. im Körnungsdreieck dargestellt werden (aus Gisi et al., 1997, S. 26).

## 4.2 Lagerungsdichte (= Rohdichte = bulk density = $\rho$ )

Packungsdichte der Primärpartikel

Minerale (z.B. Quarz  $2.65 \text{ g}^{-1} \text{cm}^3$ ) + Porenvolumen

$\rho = \text{Masse der Partikel} / \text{Volumen}$

### 4.3 Porenvolumen

Bsp: Sandboden 1,1-1,7 g cm<sup>-3</sup>

Wichtig für -> Wasserspeicherung

### 4.4 Kennwerte Bodenwasserhaushalt (siehe auch Tafelbild)

- GPV – Gesamt Porenvolumen: sehr gering < 30 Vol %, hoch > 60 Vol%
- FK – Feldkapazität: Wassermenge im Boden (meist 15-45 Vol%), durch Kapillarkräfte gegen Schwerkraft gehalten
- LF – Luftkapazität: luftgefüllte Porenanteil
- PWP – Permanenter Welkepunkt: Wassermenge als 'Totwasser' in Feinporen gebunden (=nicht pflanzenverfügbar)
- NFK – nutzbare Feldkapazität: pflanzenverfügbarer Anteil des Bodenwassers
- Kf – Wasserleitfähigkeit im gesättigten Bereich (Grundwasser)  
Sand > Lehm >> Ton

Pflanzenverfügbares Wasser abhängig von:

- nFK
- Durchwurzelungstiefe und -intensität
- Grundwasserflurabstand

--> Praxis: Bewässerung, Niederschlagversickerung, Erosion, Hochwasser, GW-Menge und -Qualität

### 4.5 Bodengefüge (= Struktur = Aggregatgefüge)

- = aggregierte mineralische + organische Bodenbestandteile
- Einzelkornggefüge (nicht verklebt) Primär-Gefüge
  - Kohärentg. (verklebt) ”
  - Krümelg. Sekundär-Gefüge
  - Polydederg. ”
  - Säuleng. ”
  - Platteng. ”
  - "Scholle" (engl. clod) Tertiär-Gefüge

**Bodengefüge** ist die räumliche Anordnung der unregelmässig geformten festen Bodenbestandteile, die sich im Verlauf der Pedogenese einstellt. Das Gefüge nimmt grossen Einfluss auf das Porensystem eines Bodens. Grundsätzlich lassen sich drei Gruppen von Gefügen unterscheiden:

Beim **Einzelkornggefüge** (*Elementargefüge*) sind die Primärteilchen nicht miteinander verklebt. Schwache Kohäsion der Teilchen im feuchten Zustand durch Wassermenisken, zerrieselnder Zustand nach Austrocknung. Typische Gefügeform von ton- und humusarmen Sand- und Schluffböden.

Beim **Kohärentgefüge** sind die einzelnen Primärteilchen durch Hüllen von Rost, Kalk, Kieselsäure oder organischen Stoffen zusammengehalten und bilden eine ungegliederte Masse. Oft auch als *Kittgefüge* bezeichnet. Typische Gefügeform von Ortsteinen in Podsolen, Laterit in tropischen Ferralsolen oder Kalkanreicherungs-horizonten in Böden der gemässigten Klimate.

Beim **Aggregatgefüge** bilden Teile der Bodenmatrix separate Körper in verschiedenen Ausprägungen, die gegeneinander durch Hohlräume abgegrenzt sind. Der Zusammenhalt innerhalb der

Aggregate kann über chemische Brücken (Wasserstoff, Ionen), über Kittsubstanzen (Ton, Kieselsäure, Kalk, org. Substanz) oder über den sog. Lebendverbau (Pilzhyphe, Bakterien- und Wurmschleim) erfolgen. Unterteilung in:

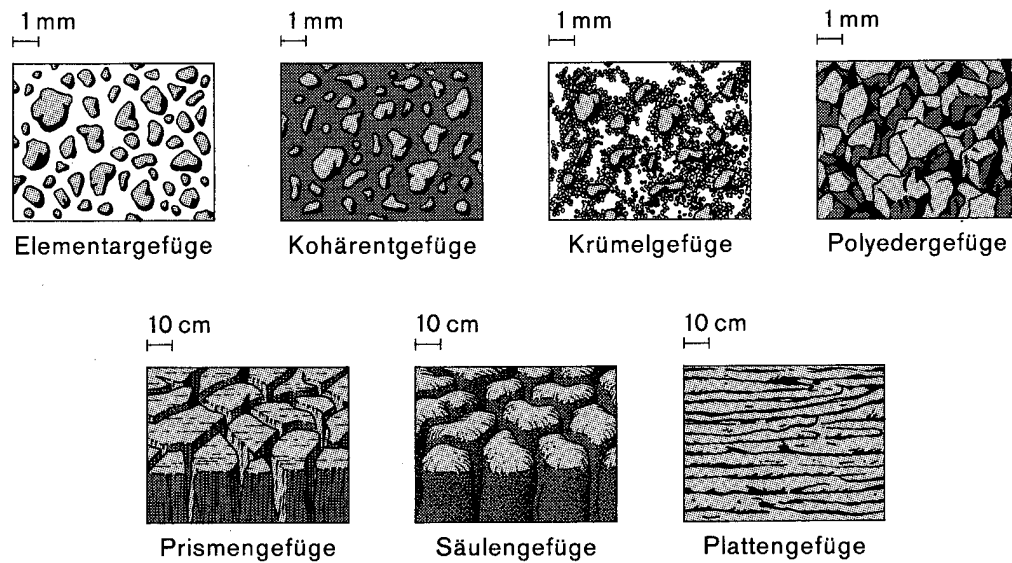
- **Krümelfüge:** rundliche, kleine, stabile Aggregate; häufig biologischer Ursprung (Regenwurmkot), charakteristisch für Oberboden unter Grünland und Oberböden mit Mullhorizonten.
- **Polyedergüge:** Im Gegensatz zum Krümelfüge durch Absonderungsvorgänge entstanden (Austrocknungs- und Schrumpfungsvorgänge). Überwiegend scharfe Kanten von 2 - 50 mm Länge. Porenanteil meist kleiner als beim Krümelfüge. Besonders in tonreichen Böden und Tonanreicherungs-horizonten von Parabraunerden.
- **Prismengüge:** Vertikale Aggregate von 10 - 300 mm Länge, meist unterhalb der Polyederzone. Typisch für tonreiche Stau- und Grundwasserböden.
- **Säulengüge:** Ähnlich dem Prismengüge aber mit gerundeten Seiten und Deckflächen. Das Säulengüge ist typisch für die stark quellfähigen Alkaliböden.
- **Plattengüge:** Horizontal gelagerte plattige Anordnung der Aggregate als Folge von Pressungen oder durch schnellen Wechsel der Belastung. Häufig unter Pflug- und Fahrspuren, aber auch unter Frosteinwirkung entstanden.

**Bodengefüge:**

Die Bezeichnungen der Gefügeformen sind nicht überall klar definiert, so sind im landwirtschaftlichen Sprachgebrauch auch die Begriffe "Bröckel" (rundliche Form, einige mm bis cm gross) und "Fragmente" (kantige Form, Grösse sehr unterschiedlich mit ganz unregelmässiger Hohlraumverteilung) gebräuchlich.

Die Aggregatbildung in einem Boden wirkt sich auf den Körnungseinfluss ausgleichend aus, indem sie in feinkörnigem Material grobe Poren schafft. Damit wird die Durchlüftung und die Lebensbedingungen im Boden verbessert. Auf der anderen Seite wird in den Aggregaten grobkörniger Böden der Anteil der mittleren und feinen Poren erhöht, womit die Wasserspeicherfähigkeit gesteigert wird. Das optimale Verhältnis von Substanz- zu Porenvolumen in einem Boden wird nur beim Aggregatgefüge, speziell beim Krümelfüge, erreicht. Mit der Aggregatbildung ist auch die Gefahr der Abschwemmung und Verwehung von Bodenmaterial verringert.

Eine Stabilisierung des Bodens durch Aggregation wird durch organische Stoffe, Kalk, verschiedene Kationen oder Oxide gefördert. Neben einer Verhinderung der Bodenverdichtung kann die Aggregatbildung in beschränktem Ausmass gefördert werden, indem in erster Linie das Bodenleben angeregt wird. Dies ist in neutralen und humusreichen Böden am besten gewährleistet, weshalb alle Massnahmen zur Förderung einer günstigen Bodenstruktur in diese Richtung zielen (organische Düngung, Mulchen, Kalkung).



Figur 4.2 Schema der wichtigsten Gefügeformen (aus Schroeder)

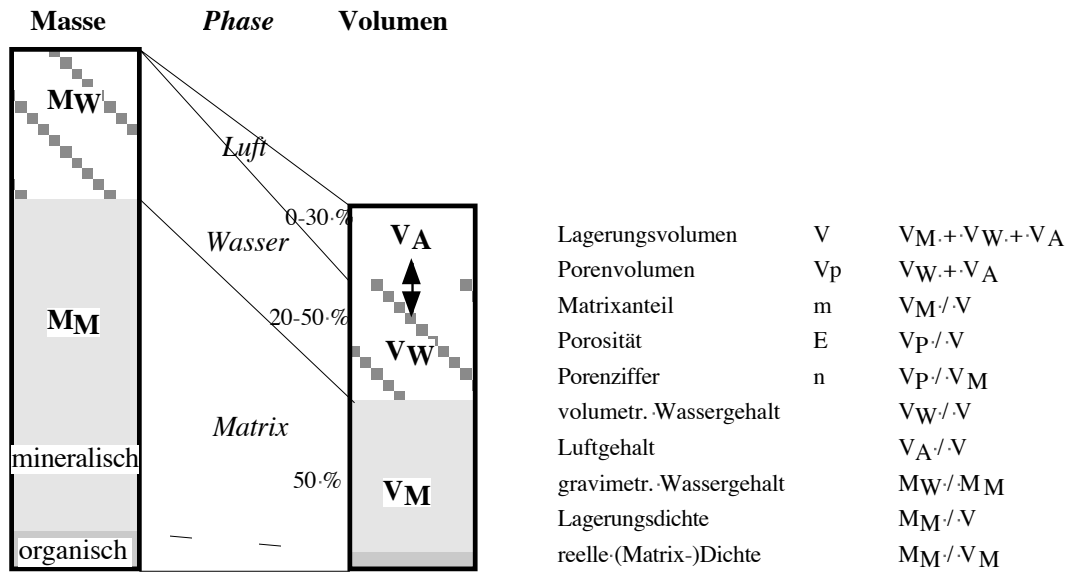
## 4.6 Wasserspeicherung und –nachlieferung

- Adsorptionswasser: Partikel binden  $H_2O$ -Moleküle durch van der Waals Kräfte oder H-Brücken
- Kapillarwasser: Kohäsionskräfte zwischen  $H_2O$ -Molekülen (siehe auch Tafelbild)  
Bsp.: Kapillare  
Steighöhe in Kapillare  $h$  (m) =  $3000 / \text{Durchmesser der Kapillare } d$  (m)
- Wasserspannung (Pa Pascal; hPa = mbar, log (Pa) = pF)

Bereits weiter oben wurde festgehalten, das Luft- und Wasserhaushalt vom Hohlraumsystem eines Bodens, und damit von der Bodenart (Körnung oder Textur) und vom Gefüge (Struktur), abhängig sind. Das den Boden infiltrierende Wasser geht in unseren Klimaten in Form von Sickerwasser endoperkolativ zum Grundwasser, oder es kann sich in bestimmten Tiefen als Stauwasser während einiger Zeit porenfüllend halten. Solche wassergesättigten Bereiche im Boden sind, falls sie mehr als ein paar Tage andauern, durch anaerobe Prozesse gekennzeichnet (Sauerstoffmangel, Reduktion, etc.) und manifestieren sich im Boden deutlich. In Trockenklimaten ist die Wasserbewegung durch die starke Evapotranspiration (mindestens jahreszeitlich) exoperkolativ (nach oben) gerichtet. An die Wasserbewegung gekoppelt sind auch die Verlagerungsvorgänge von gelösten oder dispergierten Stoffen (Ionen, Nährstoffe, best. Huminstoffe, feine Tonpartikel etc.). Diese Bodenlösung ist auch verantwortlich für den Transport der Nährstoffe von ihren Haftstellen an Tonmineralen oder Huminstoffen zur Pflanzenwurzel. Die Bodenlösung steht also immer im Gleichgewicht mit der von ihr umspülten Matrix.

Während das in den groben Poren durch den Einfluss der Schwerkraft rasch nach unten fließende Sickerwasser von der Pflanze nur zum kleinsten Teil genutzt werden kann, verbleibt das Wasser in den mittleren und feineren Poren als sog. Haftwasser (Kapillar- und Adsorptionswasser) längere Zeit im Boden drin und kann dadurch teilweise von den Wurzeln aufgenommen werden (vgl. Figur 4.4). Speziell das Adsorptionswasser wird von den Bodenpartikeln so stark festgehalten, dass die Saugkraft der Pflanze nicht mehr ausreicht, dieses Wasser zu extrahieren (Welkepunkt). Als Faustregel kann in einem durchschnittlichen Boden damit gerechnet werden, dass etwa 10 % des gesamten Bodenvolumens für die Pflanze leicht verwertbares Wasser (in erster Linie Kapillarwasser) darstellen.

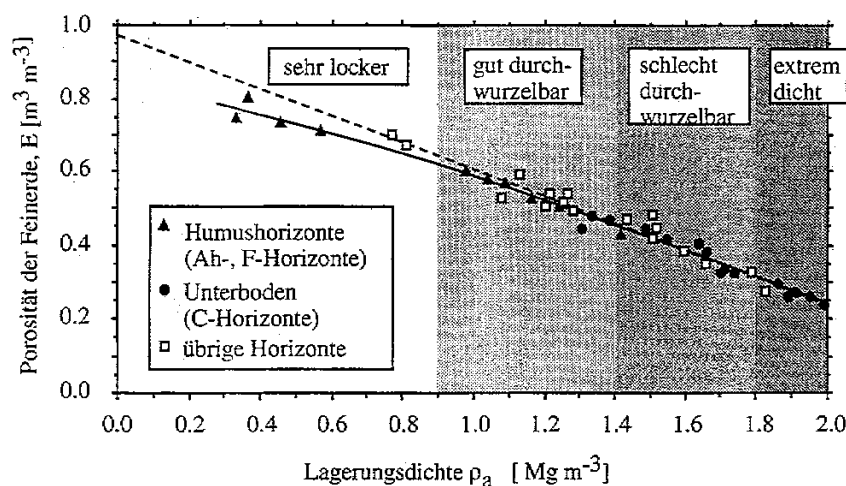




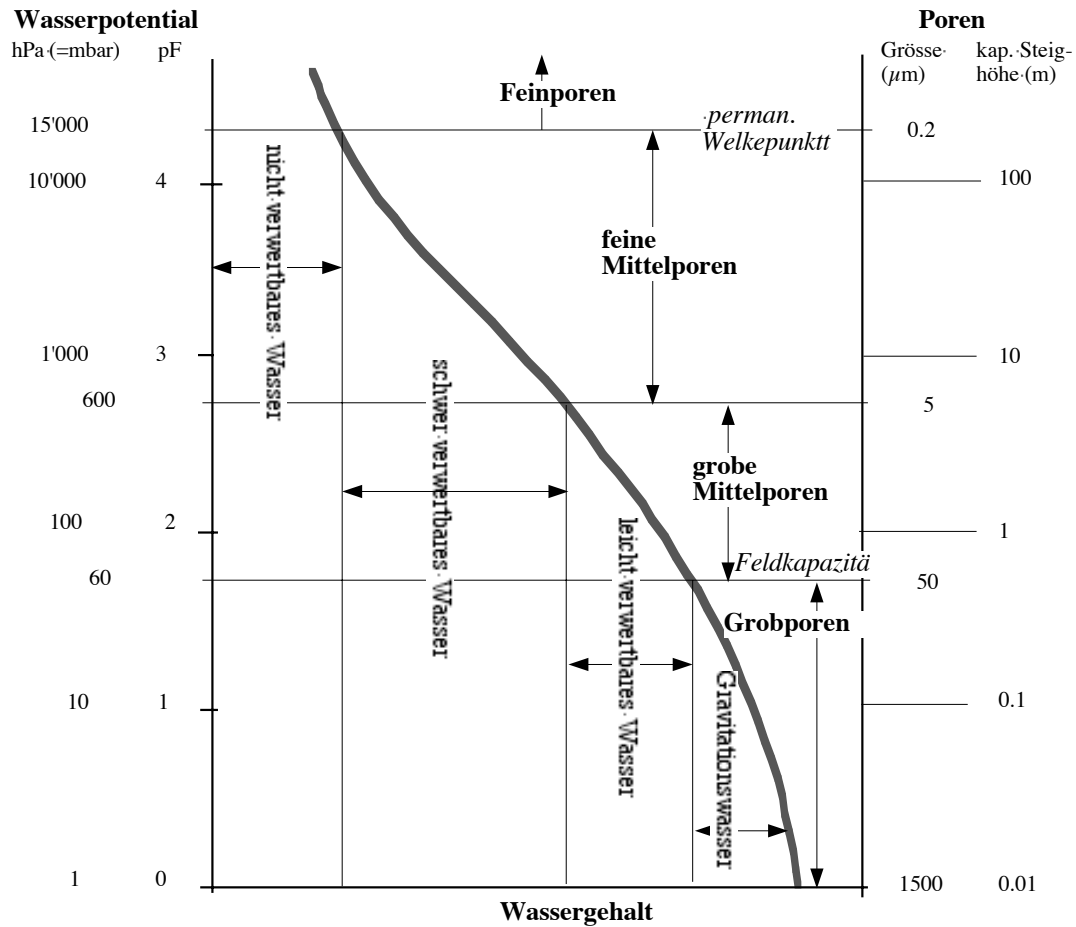
**Figur 4.3** Das Dreiphasensystem des Bodens sowie wichtige Kenngrößen zur Phasenzusammensetzung (nach Gisi)

Die Lagerungsdichte ist ein wichtiger Hinweis auf die physikalische Belastbarkeit sowie die Durchwurzelbarkeit eines Bodens: Zu niedrige Dichten führen zu einem raschen Zusammenpressen des Bodens auch bei schon geringen Belastungen, zu grosse Dichten führen zu Stauwassereffekten bzw. zu Durchlüftungsmangel und verhindern das Eindringen der Pflanzenwurzeln.

Als sehr lockere Böden werden Torfe oder vulkanische Ascheböden bezeichnet. Sie weisen eine Lagerungsdichte von  $< 0.9 \text{ g/cm}^3$  (z. Teil sogar  $< 0.5$ ) auf. Oberböden und Hauptwurzelraum liegen im Bereich von 0.9 - 1.1, Nebenwurzelräume sowie noch gut durchwurzelbare Unterböden von 1.1 - 1.3. Der bereich von 1.3 bis 1.5 wird als "leicht verdichtet" bezeichnet, in dichten Böden (1.5 - 1.7) dringen die Wurzeln nur noch schwer ein. Wenn der Boden eine grössere Dichte als 1.7 - 1.9 aufweist, sind meist keine Wurzeln mehr vorhanden (Figur 4.3).



**Figur 4.4** Lagerungsdichte, Porosität und Durchwurzelbarkeit (nach Flüeler, 1996)



**Figur 4.5** Zusammenhang zwischen Wasserpotential und Porensystem eines Bodens (nach Flühler, 1996)

Der Lufthaushalt eines Bodens ist anlog dazu von den grösseren Hohlräumen im Boden (Grobporen und Aggregatzwischenräume) abhängig. Sowohl Mikroorganismen als auch die Wurzeln benötigen für ihren Bau- und Energiestoffwechsel Sauerstoff aus der Bodenluft. Chemische Reaktionen, etwa die oxidativen Prozesse, sind ebenfalls auf den Sauerstoff angewiesen. Ohne genügende Durchlüftung (Vorherrschen von feinen Poren, ungünstiges Gefüge, längere Wassersättigung) stellen sich im Boden anaerobe Verhältnisse ein mit vorherrschenden Reduktionsprozessen und anaerob tätigen Mikroorganismen.

An der Zusammensetzung der Bodenluft ist interessant, dass der Sauerstoffgehalt gegenüber der atmosphärischen Zusammensetzung etwas niedriger, der CO<sub>2</sub>-Gehalt aber deutlich erhöht ist, da Bodenorganismen und Wurzeln Sauerstoff verbrauchen und CO<sub>2</sub> produzieren. Dadurch weist auch das Bodenwasser häufig einen höheren CO<sub>2</sub>-Partialdruck auf als atmosphärisches Wasser, was sich auf die Karbonatlösung verstärkend auswirken kann.

## 5. Chemische Bodeneigenschaften

### 5.1 Bodenazidität (= Säurezustand des Bodens)

Masszahl: pH-Wert Konzentration [ ] der Protonen [H<sup>+</sup>]

Dissoziation: H<sub>2</sub>O → H<sup>+</sup> + OH<sup>-</sup>  
 Wasser → Wasserstoff-Ion (= Proton) + Hydroxid-Ion

Tafelbild: Konzentration der H<sup>+</sup>-Ionen (mol/Liter), pH-Wert (-log [H<sup>+</sup>]) und Bezeichnung der Lösungen (1 mol = 6,023 x 10<sup>23</sup> Teilchen)

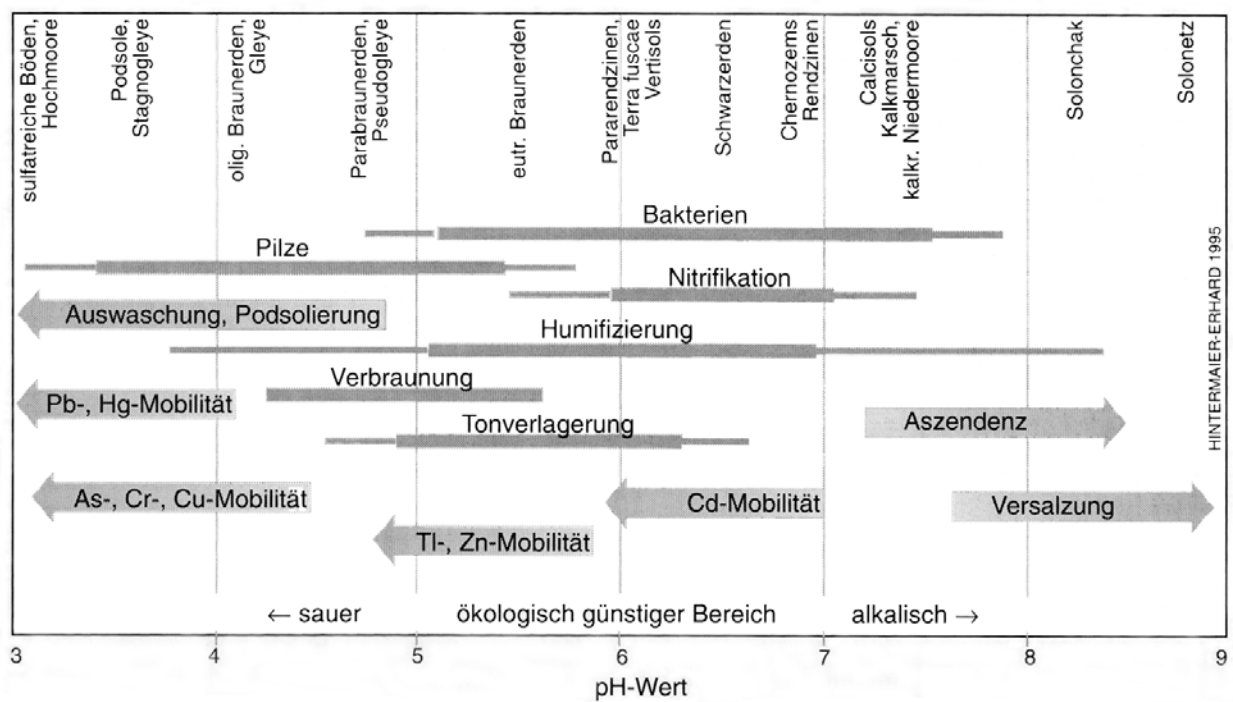
#### Definition:

pH-Wert ist der negative dekadische Logarithmus der Wasserstoff-Ionen Konzentration in wässriger Lösung.

Bodenazidität: Darunter versteht man den Säurezustand eines Bodens. Das Mass dafür ist der pH-Wert, also die Protonenkonzentration (genauer H<sub>3</sub>O<sup>+</sup>-Ionen) in der Bodenlösung. Die mitteleuropäischen Böden weisen einen pH-Wert zwischen 3 und 8 auf. In Trockengebieten ist die basische Reaktion (bis pH 10) häufiger, dort spricht man von Bodenalkalität. Der aktuellen Azidität, die in einer wässrigen Suspension gemessen wird, steht die potentielle (oder Gesamt-) Azidität gegenüber, welche zusätzlich noch die am Tauscher festgehaltenen H<sup>+</sup>- und Al<sup>3+</sup>-Ionen (die ebenfalls sauer reagieren) ermittelt. Die potentielle Azidität ist im Durchschnitt um 0,6 pH-Einheiten tiefer (abhängig vom jeweiligen pH-Wert) als die aktuelle, sie wird in einer schwachen CaCl<sub>2</sub>-Lösung bestimmt, weshalb die Art der Messlösung immer angegeben werden sollte. Ein Boden ist demnach sauer, wenn er in der Bodenlösung Protonen produzieren kann.

Warum ist der pH-Wertes wichtig? Der pH-Wert eines Bodens

- bestimmt wesentlich die pedogenetischen Prozesse (z.B. Silikatverwitterung, Tonverlagerung, Ab- und Umbau der organischen Bodensubstanz);
- beeinflusst das Pflanzenwachstum (z.B. Esche oder Ulme benötigen im Wurzelraum einen pH-Wert von > 5)
- ist wichtig für das Vorkommen von Bodenlebewesen (Regenwurm, Bakterien, Pilze)
- bestimmt die Verfügbarkeit von Nährstoffen für die Pflanze (Fig. 5.1 pH);
- verändert die Löslichkeit von Metallen (und Schwermetallen). Deren Löslichkeit ist allgemein bei sauren pH-Werten wesentlich grösser als im neutralen Bereich. Die Verfügbarkeit (auch der toxischen Metalle) nimmt daher mit abnehmendem pH-Wert zu.



**Figur 5.1** Bodenreaktion. pH-Bereiche von Bodentypen, Reichweite bodenbildender Prozesse sowie Mobilitätsbereiche wichtiger Schwermetalle (Hintermaier-Erhard & Zech 1997).

Beurteilung	pH-Wert (H <sub>2</sub> O)	pH-Wert (CaCl <sub>2</sub> )
stark alkalisch	> 8.2	> 8.2
alkalisch	7.7 - 8.2	7.7 - 8.2
schwach alkalisch	7.3 - 7.6	6.8 - 7.6
neutral	6.8 - 7.2	6.2 - 6.7
schwach sauer	5.9 - 6.7	5.1 - 6.1
sauer	5.3 - 5.8	4.3 - 5.0
stark sauer	3.9 - 5.2	3.3 - 4.3
sehr stark sauer	< 3.9	< 3.3

**Tabelle 5.1** Einstufung und Bewertung des pH-Wertes, gemessen in Ca Cl<sub>2</sub>-Lösung (BGS Dok. Nr. 5).

Die pH-Werte in einem Boden können auf kleinstem Raum stark schwanken und auch jahreszeitlich beträchtliche Unterschiede aufweisen.

## 5.2 Bodenversauerung

- Werte ≤ pH 7 zeigen Bodenversauerung
- biologische Atmungsaktivität (=CO<sub>2</sub>-Produktion)  
 $CO_2 + H_2O \leftrightarrow H_2CO_3 \leftrightarrow HCO_3^- + H^+$
- Mineralisierung von S- und N-Verbindungen  
 Nitrifizierung  $R-NH_2 + 2 CO_2 \rightarrow R-OH + NO_3^- + H^+$
- Pflanzenwurzeln (Rhizosphäre) geben H<sup>+</sup> ab  
 Anthropogener Säureeintrag (SO<sub>2</sub>, NO<sub>x</sub> reagieren zu Schwefel- bzw. Salpetersäure)

### 5.3 Säurepufferung

Pufferbereich pH	Puffersystem	Pufferreaktion
8-6.5	Carbonat	$\text{CaCO}_3 + \text{H}^+ \leftrightarrow \text{HCO}_3^- + \text{Ca}^{2+}$
< 7	Silikat	$(\text{SiO})\text{M} + \text{H}^+ \leftrightarrow (\text{SiOH}) + \text{M}^+$
3-5	Fe/ Al	$\text{Al}(\text{OH})_3 + 3\text{H}^+ \leftrightarrow \text{Al}^{3+} + 3\text{H}_2\text{O}$

M: Metall-Kationen (K<sup>+</sup>, Ca<sup>2+</sup>...)

#### Puffersysteme

**Pufferung durch Karbonate:** Gemäss der Kalklösungsgleichung werden die Protonen der Kohlensäure durch den Kalk zum schwach basischen  $\text{HCO}_3^-$  - Ion umgewandelt. Diese Reaktion karbonathaltiger Böden verhindert, dass der pH-Wert unter den Neutralbereich ( $\approx$  pH 6.5) absinkt.

**Pufferung an variablen Ladungen:** Die bereits beim Ionentausch erwähnten funktionellen Gruppen, die in neutralen Böden mit Kationen besetzt sind, können diese Kationen gegen die Protonen der Bodenlösung austauschen. Entsprechend der unterschiedlichen Säurestärken der verschiedenen Gruppen ist diese Reaktion in einem weiten pH-Bereich möglich (pH 8-3).

**Pufferung durch Silikate:** Vereinfacht ausgedrückt handelt es sich um die Silikatverwitterung durch Säuren, wobei im Gegenzug zur Protoneneinlagerung in die neuen Verwitterungsprodukte gewisse Metallkationen in Lösung gehen. Dieser Vorgang verläuft im sauren pH-Bereich irreversibel und sehr langsam ab.

**Pufferung durch Oxidhydroxide:** Vor allem Fe- und Al-hydroxide können mit den Protonen unter Wasserabspaltung reagieren, wobei die Metallionen anschliessend in gelöster Form in der Bodenlösung vorliegen. Diese Reaktion kann erst im stark sauren Bereich ( $<$  pH 4) stattfinden. Häufig kann ein erhöhter Al-Gehalt im Grundwasser ein Hinweis auf die extreme Bodensituation sein.



## 5.4 Kationenbindung und -austausch

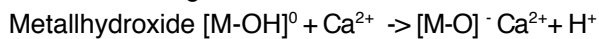
### Kationen:

Pflanzennährstoffe ( $\text{Ca}^{2+}$ ,  $\text{Mg}^{2+}$ ,  $\text{K}^+$ ) und Schadstoffe ( $\text{Al}^{3+}$ ,  $\text{Pb}^{2+}$ ,  $\text{Cd}^{2+}$ )

- **Bindungsplätze für Kationen im Boden**

- permanente Ladung (Tonminerale)

- variable Ladung



Ladung der Hydroxyl-Carboxyl-Gruppen ist pH-abhängig, d.h. niedriger pH, wenige Bindungsplätze (geringe  $\text{KAK}_{\text{eff}}$ )

- Kationenaustauschkapazität KAK ( $\text{mmol}_c/\text{kg}$  oder  $\text{mval}$  oder  $\text{meq}$ )

$\text{KAK}_{\text{pot}}$ : potentielle KAK = max. Anzahl Bindungsplätze

$\text{KAK}_{\text{eff}}$ : tatsächliche KAK, d.h.  $\text{pH} < 7$ :  $\text{KAK}_{\text{eff}} < \text{KAK}_{\text{pot}}$

Bsp.  $\text{KAK}_{\text{pot}}$

Stoffgruppe	KAK pot ( $\text{mmol}_c/\text{kg}$ )
Tonminerale	
Kaolinit (2-Schicht)	30-150
Illit (3-Schicht)	200-500
Smectit (3-Schicht)	700-1300
Metalloxide	30-250
organische Substanz	1800-3000

- **Kationenaustausch**

- Bindung schwach und reversibel

- alle Bindungsplätze immer mit Kationen belegt (->Austausch)

- Kationenbelegung im Gleichgewicht mit der Zusammensetzung der Bodenlösung aber: spezifische Bindungsstärke

Basensättigung (BS) = Anteil von  $\text{Ca}^{2+} + \text{Mg}^{2+} + \text{K}^+ + \text{Na}^+$  an  $\text{KAK}_{\text{eff}}$  in %

pH 7-8 neutral: BS > 90%

pH < 4 sauer: BS < 10%

--> wichtig für Bodenfruchtbarkeit

**Ionenaustausch** Zwischen der Bodenmatrix und der Bodenlösung finden Austauschvorgänge statt. An den Oberflächen der Festsubstanz können Moleküle, organische Stoffe und Ionen in verschiedener Weise adsorbiert werden (Wasserstoffbrücken, kovalente Bindungen, elektrostatische Kräfte) und in unterschiedlichem Mass auch wieder an die Bodenlösung abgegeben, also von der Festsubstanz desorbiert werden. Die wichtigste Art in den Böden ist der Ionenaustausch, bei dem geladene Bodenpartikel Ionen aus der Lösung durch elektrostatische Kräfte adsorbieren oder sie gegen andere eintauschen können. Dabei bezeichnen wir negativ geladene Austauscher als **Kationentauscher** und positiv geladene als **Anionentauscher**. Die wichtigsten Tauscher sind Tonmineralien, organische Bodensubstanz und (in kleinerem Ausmass) Oxide.

**Tonmineralien** sind aufgrund ihres inneren Baus immer negativ geladen, allerdings je nach Typ in unterschiedlichem Ausmass (Fig. 15). Diese negative Ladung bleibt unabhängig vom pH-Wert der Umgebungslösung erhalten. Man bezeichnet dies als permanente negative Ladung, Tone sind somit vorwiegend Kationentauscher.

Die **Organische Bodensubstanz** hat generell sehr hohe Ladungen (Tab. 5.2). Anders als bei den Tonmineralien ist die Ladung aber auf die funktionellen Gruppen der organischen Bodensubstanz beschränkt, in erster Linie -OH - und -COOH [Carboxyl]- Gruppen. Diese Gruppen weisen einen schwachen Säurecharakter auf und tendieren dazu, mit steigendem pH-Wert verstärkt zu dissoziieren (Protonen abzuspalten). Organische Bodensubstanz ist deshalb in neutralen bis mässig sauren Böden stets negativ geladen, wobei diese Ladung mit abnehmendem pH-Wert der Umgebungslösung abnimmt. Die organische Bodensubstanz weist also eine variable Ladung auf und sind in durchschnittlichen Böden Kationentauscher; im stark sauren Milieu können sie aber durch Protonenanlagerung zu Anionentauschern werden.

**Oxide** (Oxidhydroxide) des Fe und Al (und Si) weisen ebenfalls randliche -OH - Gruppen und damit nur variable Ladung auf. Das Ausmass dieser Ladungen ist in Böden mittlerer Breiten meist irrelevant, gewinnt aber in tropischen Böden an Bedeutung, da dort vielfach die permanente Ladung der Tone sehr gering ist.

Mit der Austauschkapazität (AK) wird die Summe der austauschbaren Ionen in Milliäquivalenten / 100 g Substanz ausgedrückt. Sie ist also ein Mass für die Anzahl der Ladungen am Bodentauscher. Unterschieden wird zwischen der Kationenaustauschkapazität (KAK) und der Anionenaustauschkapazität (AAK). Letztere ist in den mittleren Breiten aber unwichtig, da sich die pH-Verhältnisse unserer Böden zwischen 3 und 8 befinden, und somit aus den oben erwähnten Gründen die negativen Ladungen überwiegen. Böden der gemässigten Klimazonen sind vorwiegend Kationentauscher und können Anionen (z.B. Chlorid oder Nitrat) kaum festhalten!

Bei den am Austausch beteiligten Kationen handelt es sich vorwiegend um Ca-, Mg-, K-, (Na-), Al- und H-Ionen; in geringen Mengen (und in spez. Situationen)  $\text{NH}^+$ , Fe-Ionen, sowie in Spuren Schwermetallionen. Die austauschbaren Ionen Ca, Mg, K und Na werden als austauschbare Basen bezeichnet, was chemisch zwar nicht korrekt aber erfahrungsgemäss sinnvoll ist, da sie vor allem bei höheren Werten am Tauscher erscheinen bzw. Säuren abpuffern können. Al- und H-Ionen wirken dagegen sauer. Der Anteil der genannten Basen an der gesamten KAK wird als Basensättigung bezeichnet.



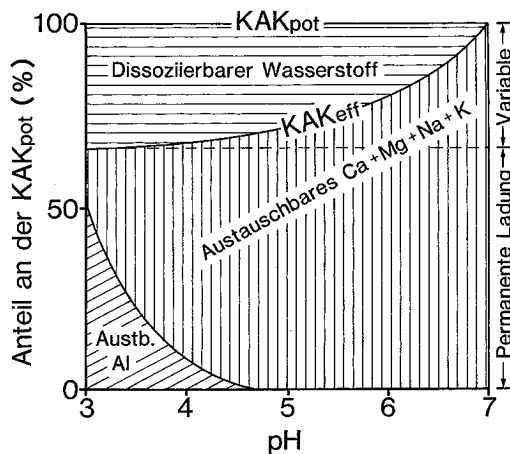
**Material** **Angenäherte Austauschwerte  
mmol(+)/100 g Trockengewicht**

organisches Bodenmaterial		150 - 500
Kaolinite Halloysite Chlorite Illite Smectite Vermiculite Allophane	 Tonmineralgruppen 	3 - 15
		5 - 10
		10 - 40
		10 - 40
		80 - 150
		100 - 150
		25 - 100
Aluminium- und Eisenhydroxide		4
Feldspäte		1 - 2
Quarz		1 - 2
Basalt		1 - 3
Zeolite (feldspatähnliches, lockeres Silikatgestein)		230 - 260

**Tabelle 5.2** KAK der wichtigsten Austauscher (nach Birkeland)

	pH (CaCl <sub>2</sub> )	C <sub>org</sub> (%)	KAK <sub>pot</sub> (mval/kg)	KAK <sub>eff</sub>	Sättigung (% von KAK <sub>eff</sub> )					
					Al	Ca	Mg	K	Na	
<i>Böden unter Acker (Mitteleuropa)</i>										
Parabraunerde (Löß, Straubing)	6,3	1,4	170	140	0	80	15	5	<1	
Schwarzerde (Löß, Hildesheim)	7,2	1,6	180	180	0	90	9	0,5	0,4	
Kleimarsch (Wesermarsch)	5,1	2,7	370	250	0	50	42	3	5	
Pelosol (Liaston, Franken)	6,7	2,4	220	170	0	83	8	9	0	
Podsol (Sand, Celle)	5,2	2,5	120	30	0	86	6	7	1	
<i>Böden unter Wald (Mitteleuropa)</i>										
Podsol (Granit, Bayer. Wald)	2,6	11,7	–	68	65	22	6	4,6	2,6	
Pseudogley (Löß, Bonn)	3,8	5,7	184	54	69	13	<2	6	11	
Braunerde (Löß/Bims, Vogelsberg)	2,9	19,8	600	120	85	5,8	4,2	5,0	0	
<i>Böden anderer Klimate</i>										
Vertisol (Sudan)	6,8	0,9	452	470	0	71	25	0,4	3,8	
Andisol (Hawaii)	4,5	11,7	531	133	3,7	71	20	3,8	2,2	
Oxisol (Brasilien)	3,5	2,8	130	26	89	2,7	3,5	3,1	1,2	
Ultisol (Puerto Rico)	3,5	3,3	256	72	72	15	8,3	2,8	1,4	
Aridisol (Arizona, USA)	9,9	0,4	364	–	0	45	5,5	2,5	47	

**Tabelle 5.3** Sorptionsverhältnisse einiger Oberböden (aus Scheffer/Schachtschabel)



**Figur 5.2** Schematische Darstellung der KAK-Verhältnisse (aus Scheffer / Schachtschabel) in einem Boden mit ca. 20 - 30% Ton, vorwiegend Dreischichttonminerale, und 2 -3% Humus

Die Haftfestigkeit der Ionen am Austauscher hängt im Wesentlichen ab von:

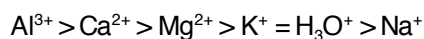
**Ladungsgrösse:** grundsätzlich werden höherwertige Kationen besser adsorbiert als niederwertige ( $\text{Al}^{3+} > \text{Ca}^{2+} > \text{Na}^+$ );

**Ionengrösse:** Bei gleichwertigen Kationen ist der Durchmesser der hydratisierten Ionen entscheidend. Je dünner die Hydrathülle, desto besser die Haftung (Ladungsabschirmung);

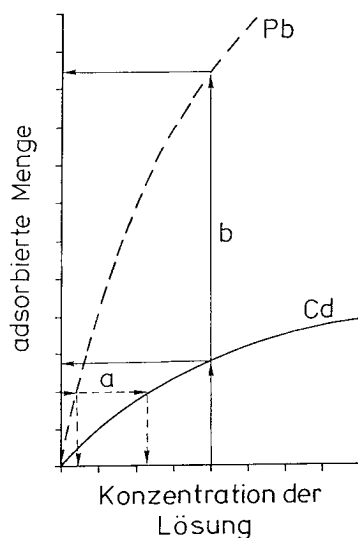
**Austauschereigenschaften:** Tauscher mit hoher Ladungsdichte bevorzugen mehrwertige Kationen gegenüber einwertigen;

**Ionenkonzentration und Ionenverhältnisse** (Konkurrenz) in der Lösung

Daraus ergibt sich ohne Berücksichtigung von spezifischen Bindungen grundsätzlich die folgende Reihe abnehmender Haftfestigkeit:



Im Gleichgewichtszustand ist die Zusammensetzung des Kationenbelags nach bestimmten Regeln mit der Gleichgewichtslösung (Bodenwasser) verknüpft. Grundsätzlich gilt für ein einzelnes Kation, dass sein Anteil am Kationenbelag mit steigender Konzentration in der Bodenlösung ansteigt. Beim Austausch konkurriert aber jedes Kation mit andern gleichzeitig anwesenden Kationen und wird deshalb bis zu einem gewissen Mass selektiv adsorbiert. Die mathematische Beziehung zwischen der Konzentration in der Gleichgewichtslösung und der adsorbierten Menge eines bestimmten Ions wird als Adsorptionsisotherme bezeichnet (Fig. 5.3). Adsorptionsisothermen haben keine allgemeine Gültigkeit, je nach der Bodenzusammensetzung (Humus, Ton) und der am Austausch beteiligten Ionengarnitur können diese Kurven für ein bestimmtes Ion ganz unterschiedlich aussehen.



**Figur 5.3** Beziehung zwischen gelösten und adsorbierten Stoffen (Adsorptionsisothermen schematisch für Blei und Cadmium)

#### • Anionentausch

Wie bereits erwähnt ist der Anionentausch und die unspezifische (also rein elektrostatisch bedingte) Adsorption von Anionen in unseren Böden von untergeordneter Bedeutung, da die Zahl der positiv geladenen Tauscherplätze sehr klein ist und sich vor allem auf Huminstoffe und Oxide beschränkt. Grössere Mengen an Oxiden sind allerdings auch bei nur schwach sauren Verhältnissen in der Lage, eine gewisse Menge von Anionen zu adsorbieren, was für tropische Böden wichtig ist. Die Anionen  $\text{NO}_3^-$ ,  $\text{SO}_4^{2-}$  und  $\text{Cl}^-$  werden deshalb bei uns nur sehr schwach gebunden und rasch wieder aus dem Boden

ausgewaschen. Spezifische Formen der Adsorption finden sich beim Phosphat in Bindungen an die Oxide des Fe und Al, da hier durch Ligandaustausch sehr feste Bindungen eingegangen werden.

Fig. 5.4 zeigt das Beispiel einer Chlorid-Adsorption an Kaolinit. Dieses für tropische Verhältnisse typische Tonmineral enthält praktisch keine permanente negative Ladung, die positive Ladung (unterhalb etwa pH 6.5) beruht wahrscheinlich auf den randlichen OH-Gruppen, die im saurer werdenden Milieu zusätzliche Protonen aufnehmen und somit eine schwache positive Gesamtladung entwickeln können.

Für die Herkunft der Protonen im Boden existieren verschiedene Quellen:

Durch die Atmung der Mikroorganismen und Wurzeln wird im Boden selbst  $\text{CO}_2$  freigesetzt, das mit Wasser zu Kohlensäure reagiert. Aus Gründen der Elektroneutralität gibt die Wurzel im Gegenzug zur Kationenaufnahme  $\text{H}^+$  in die Bodenlösung ab (bei Anionenaufnahme  $\text{OH}^-$ ). Beim Abbau organischer Substanzen können organische Säuren gebildet werden (Oxalsäure, Salpetersäure, Schwefelsäure).

Oxidative Prozesse (etwa die Nitrifikation von  $\text{NH}_4^+$  zu  $\text{NO}_3^-$  oder teilweise von  $\text{Fe}^{2+}$  zu  $\text{Fe}^{3+}$ ) sind in der Lage, Protonen zu produzieren. Neben der bodeninternen Säureproduktion gelangen zusätzlich vor allem starke Säuren über den Niederschlag ins Pedosystem und tragen so zur verstärkten Bodenversauerung bei.

In unseren Klimaten ist die Bodenversauerung im Lauf der Zeit ein natürlicher Vorgang, da Protonen ständig nachgeliefert werden, andere (basisch wirkende) Kationen aber über die Pufferreaktionen und den Verbrauch durch Fauna und Flora über das Sickerwasser oder den Biomassenentzug aus dem Bodensystem entfernt werden. Je älter ein Boden grundsätzlich ist, desto saurer reagiert er. Da die Protonen von aussen in das System gelangen oder vor allem im Oberboden entstehen, ist im Boden generell eine Zunahme des pH-Wertes von oben nach unten vorhanden. Der Boden hat aber verschiedene Möglichkeiten, dieser Versauerung Widerstand entgegenzuhalten, indem er die Protonen neutralisieren oder abpuffern kann. Es stehen ihm verschiedene Puffersysteme zur Verfügung, wobei nicht jeder Boden die gleichen Möglichkeiten besitzt. Pufferung bedeutet ein annäherndes Konstanthalten des pH-Wertes trotz Zufuhr von Protonen, was wiederum bedeutet, dass nicht jede "Versauerung" (= Protonenzufuhr) über den pH-Wert gemessen werden kann.

**Adsorption of  $\text{Cl}^-$  and  $\text{SO}_4^{2-}$  by a Kaolinitic Soil and of  $\text{Cl}^-$  by a Montmorillonitic Soil in Relation to pH<sup>a</sup>**

KAOLINITIC SOIL (mmole sorbed $\text{kg}^{-1}$ )			MONTMORILLONITIC SOIL (mmole sorbed $\text{kg}^{-1}$ )	
pH	$\text{Cl}^-$	$\text{SO}_4^{2-}$	pH	$\text{Cl}^-$
7.2	0	0	6.8	0
6.7	3	10	5.6	0
6.1	11	27	4.0	0.5
5.8	24	36	3.0	1
5.0	44	52	2.8	4
4.0	60	—		

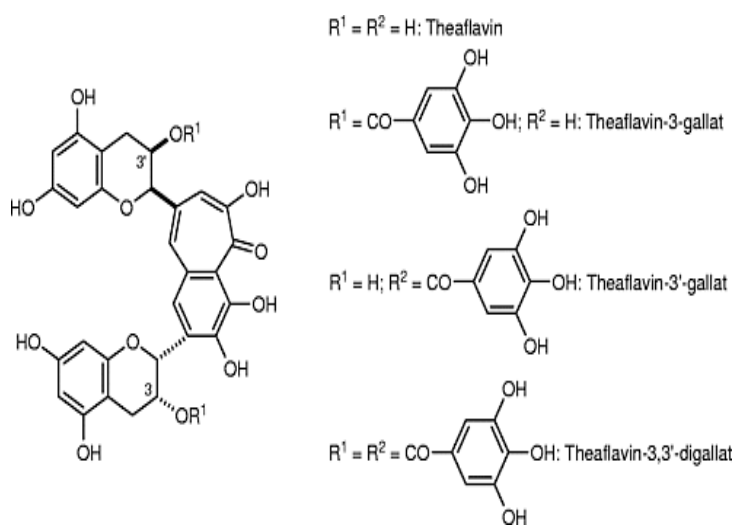
<sup>a</sup> From F. E. Bear (Ed.), *Chemistry of the Soil*, ACS Monograph Series No. 160, 1964, p. 198.

**Tabelle 5.4**  $\text{Cl}^-$  - Adsorption an Kaolinit bei verschiedenen pH-Werten (aus Bohn)

### Hörsaalversuch Variable Ladung

Modellsubstanz schwarzer Tee (*Camellia sinensis*). Einige der Polyphenole (Thearubigine) im schwarzen Tee zeigen eine charakteristisch hellere oder dunklere rot-braune Färbung je nach Ladung an den funktionellen Gruppen als Folge des pH-Werts ( $H^+$ -Konzentration) der Lösung.

pH	$H^+$ -Konzentration im Wasser	Protonierung der funktionellen Gruppen der Polyphenole	Färbung der Lösung
hoch	gering	gering	dunkel
niedrig	hoch	hoch	hell



Theaflavine: Sammelbezeichnung für durch enzymat. Oxidation von Catechinen über die entsprechenden o-Chinone entstehende Benzotropolon-Derivate des schwarzen Tees (*Camellia sinensis*)

## 5.5 Redoxverhalten

Viele anorganische Bodenreaktionen und alle biologischen Reaktionen der Elemente C, S und N sind Redoxreaktionen, also Elektronenverschiebungsvorgänge. Eine Verbindung liefert die Elektronen (e<sup>-</sup> - Donator), die andere empfängt sie (e<sup>-</sup> - Akzeptor). Oxidation des einen Stoffes ist immer verbunden mit Reduktion des anderen, wobei Oxidation Verlust eines Elektrons bzw. Erhöhung der Wertigkeit bedeutet. In der Natur ist der Sauerstoff der stärkste Elektronenakzeptor, der wichtigste Elektronendonator ist die organische Substanz:

Organische Bodensubstanz (e <sup>-</sup> - Donator) (= Reduktionsmittel)	CO <sub>2</sub> + H <sub>2</sub> O + ... Bakt. Oxidation (O <sub>2</sub> als e <sup>-</sup> -Akzeptor) (= Oxidationsmittel)
--	---

am Beispiel des **Kohlehydrat-Abbaus**:

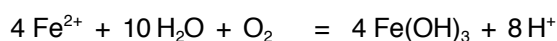
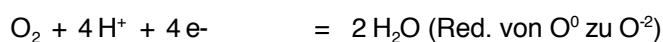
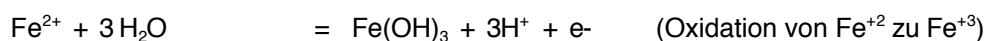


Beim Fehlen von Sauerstoff findet der Humusabbau durch anaerobe Bakterien statt, wobei als e<sup>-</sup> - Empfänger andere Substanzen dienen, z.B. NO<sub>3</sub><sup>-</sup>, welches reduziert wird (bis zu den Gasen N<sub>2</sub>O und N<sub>2</sub>), oder in einer nächsten Phase Mangan und Eisen (vgl. Tabelle der Redoxpotentiale). Bei extrem schlechten Potentialen (lange Phasen der Anaerobie) kann SO<sub>4</sub><sup>2-</sup> zu H<sub>2</sub>S oder CO<sub>2</sub> zu CH<sub>4</sub> reduziert werden.

Redoxreaktion	E <sub>7</sub> (V)
Beginn der NO <sub>3</sub> -Reduktion	0,45 – 0,55
Beginn der Mn <sup>2+</sup> -Bildung	0,35 – 0,45
O <sub>2</sub> nicht mehr nachweisbar	0,33
NO <sub>3</sub> <sup>-</sup> nicht mehr nachweisbar	0,22
Beginn der Fe <sup>2+</sup> -Bildung	0,15
Beginn der SO <sub>4</sub> <sup>2-</sup> -Reduktion und Sulfid-Bildung	- 0,05
Beginn der CH <sub>4</sub> -Bildung	- 0,12
SO <sub>4</sub> <sup>2-</sup> nicht mehr nachweisbar	- 0,18

**Tabelle 5.5** Experimentell ermittelte Redoxpotentiale bei pH 7 (aus Scheffer / Schachtschabel)

Das Redoxpotential, das in einer Bodensuspension in V gemessen wird, ist ein Mass für den Redoxzustand eines Bodens: Hohe Werte in gut durchlüfteten, sauren Böden und niedrige Werte unter neutralen, anaeroben Bedingungen. Beispiel für die Oxidation von Fe<sup>2+</sup> zu Fe<sup>3+</sup> durch den Sauerstoff (Rostbildung bei der Verwitterung Fe<sup>2+</sup>-haltiger Silikate, etwa Biotit):



Aus diesen Gleichungen zeigt sich auch, dass Redoxreaktionen mit Protonenverbrauch oder -produktion, also mit pH-Änderungen, verbunden sind. Eisen und Mangan prägen durch ihr

Redoxverhalten viele Böden bzw. pedogenetischen Prozesse. Sie sind je nach pH-Bedingungen und Redoxpotentialen in fester oder gelöster Form im Boden vorhanden, wie die Stabilitätsfelder belegen:

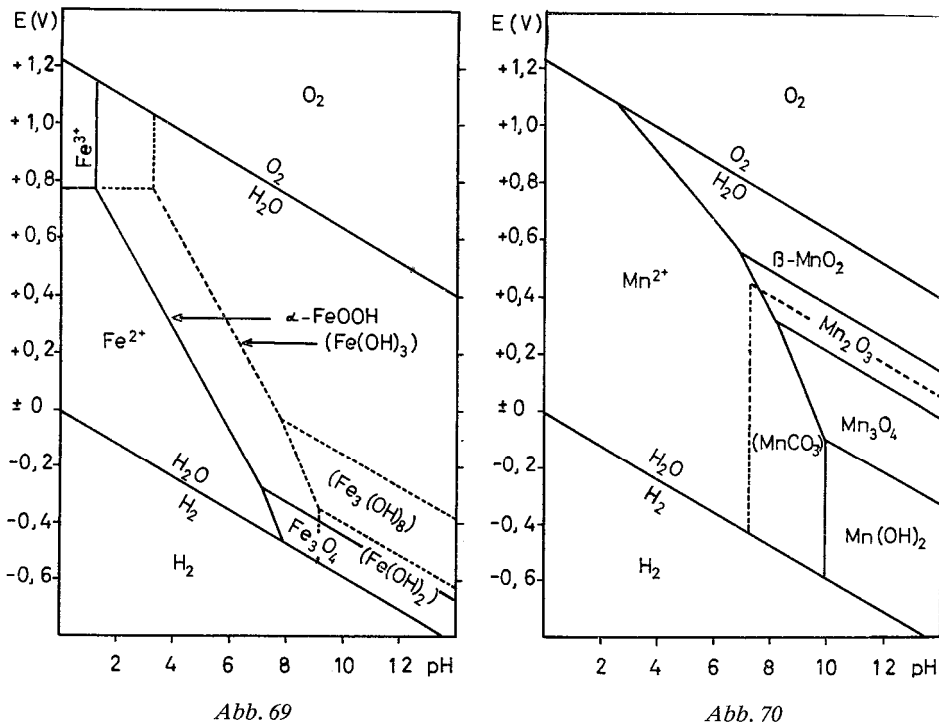


Abb. 69 Stabilitätsfelder von  $\text{Fe}^{3+}$ ,  $\text{Fe}^{2+}$ ,  $\alpha\text{-FeOOH}$  und  $\text{Fe}_3\text{O}_4$  (mit gestrichelten Linien von  $\text{Fe}(\text{OH})_3$ ,  $\text{Fe}_3(\text{OH})_8$  und  $\text{Fe}(\text{OH})_2$ ) in Abhängigkeit von Redoxpotential, pH-Wert und Ionenaktivitäten von  $10^{-5}$  Mol/l unter Standardbedingungen ( $10^5$  Pa,  $25^\circ\text{C}$ )

Abb. 70 Stabilitätsfelder von  $\text{Mn}^{2+}$ ,  $\beta\text{-MnO}_2$ ,  $\text{Mn}_2\text{O}_3$ ,  $\text{Mn}_3\text{O}_4$  und  $\text{Mn}(\text{OH})_2$  in Abhängigkeit von Redoxpotential, pH-Wert und Ionenaktivitäten von  $10^{-5}$  Mol/l unter Standardbedingungen ( $10^5$  Pa,  $25^\circ\text{C}$ ). Mit gestrichelten Linien Stabilitätsfeld für  $\text{MnCO}_3$  bei einem  $\text{CO}_2$ -Gehalt der Bodenluft von 1 % ( $P_{\text{CO}_2} = 10^3$  Pa)

Figur 5.4 Stabilitätsfelder von Fe und Mn (aus Scheffer / Schachtschabel)

Eisen ist demzufolge unter normalen pH-Verhältnissen (pH 3 - 7) als Festsubstanz im Boden immobilisiert als  $\text{Fe}^{3+}$ , sofern gute Durchlüftung gewährleistet ist. Nach Wassersättigung kann es (schon nach Stunden bis Tagen) als  $\text{Fe}^{2+}$ -Ion gelöst und damit auch verlagert werden. Ähnliches gilt auch für Mangan, allerdings erfolgt die Lösung rascher. Böden mit jahreszeitlich starken Wassergehaltsänderungen zeigen also typische Verlagerungsmerkmale von Fe und Mn: marmorierte Stellen, Konkretionen, bleiche Verarmungs- und rostige Anreicherungsstellen, schwarze Manganflecken. In Fig. 5.4 sind einige dieser Prozesse nach Sättigung mit Wasser in einem Boden festgehalten.

Einige wichtige bodenkundliche und ökologische Konsequenzen, die sich aus diesen komplexen Redoxreaktionen ergeben, zeigt folgende unvollständige Aufstellung:

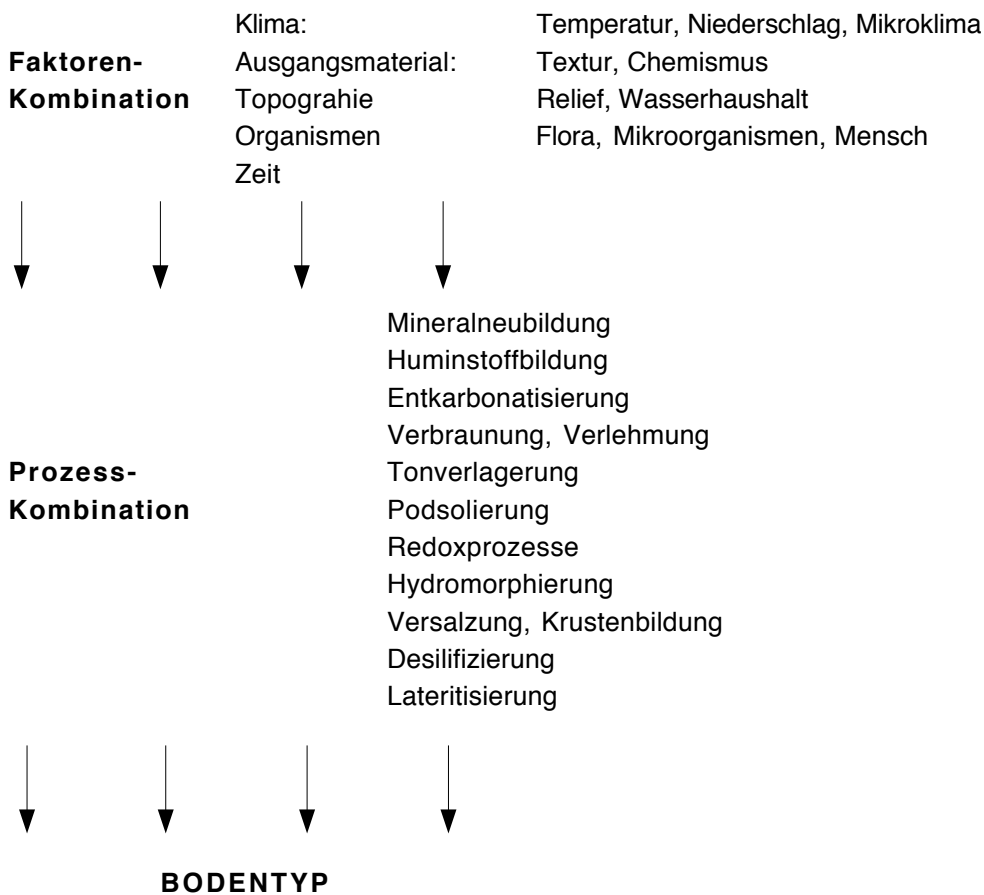
- Eine Düngung mit  $\text{NO}_3^-$  sollte nur bei trockener Witterung und bei nicht wassergesättigten Böden vorgenommen werden, da Nitrat als Anion schlecht adsorbiert wird und ausserdem die Gefahr von Stickstoffverlust besteht, falls bei Sauerstoffmangel im Boden das Nitrat zu Lachgas ( $\text{N}_2\text{O}$ ) oder molekularem Stickstoff reduziert wird (Denitrifizierung).
- In vernässten Böden mit demzufolge tiefem Redoxpotential ist Eisen und Mangan in grösserem Ausmass in reduzierter, also mobiler und damit auch pflanzenverfügbarer Form vorhanden. Die Grenzen der Pflanzentoxizität können unter Umständen überschritten werden (speziell bei Nassreisfeldern).

- 
- Da Redoxreaktionen im Boden pH-Änderungen hervorrufen, kann aufgrund dieser Reaktionen der Boden-pH jahreszeitlich beträchtlich schwanken (Humusabbau als jahreszeitlich nicht gleichförmig ablaufender Redoxprozess, Wassersättigung gewisser Böden im Frühjahr,...).
  - Wasserbeeinflusste Böden lassen sich am Bodenprofil durch ihre farblichen Eigenschaften erkennen: marmorierter Charakter, Rostflecken, Rostzonen abwechselnd mit gebleichten Zonen, schwarze Konkretionen oder Überzüge.v.

# 6 Bodenbildende Faktoren und Prozesse

## 6.1 Bodenbildende Faktoren

Schematisch kann man sich die Bodenbildung nach Fig. 6.1 so vorstellen, dass aufgrund einer Kombination von Faktoren (also den herrschenden Umweltbedingungen) eine Reihe von pedogenetischen Prozessen ausgelöst werden, die nach einer gewissen Zeit einen charakteristischen Bodentyp hervorbringen. Diese Vielzahl von Faktoren- und Prozesskombinationen zeigt bereits, dass eine eindeutige bodengenetische Interpretation äusserst schwierig aus dem Endergebnis, dem Bodentyp, abzuleiten ist. Im Prinzip ist jeder Boden ein Individuum und jedes Klassifikationssystem demzufolge eine grobe Vereinfachung der tatsächlichen Verhältnisse.



**Figur 6.1** Schematische Entstehung eines Bodentyps

Eine Bodenentstehung lässt sich am besten verstehen, wenn von allen Faktoren nur einer verändert und die übrigen konstant gehalten werden. Wir beobachten beispielsweise die Böden entlang eines Hanges, vom Oberhang bis zum Tal. Die Veränderungen müssen dann in erster Linie reliefbedingt sein, die beobachteten Böden bilden eine sog. *Toposequenz*. Unterschiedlich alte Böden bei sonst gleichen Bedingungen lassen sich in einer *Chronosequenz* zusammenfassen. Ähnliche Sequenzen lassen sich auch für die andern Faktoren ableiten.

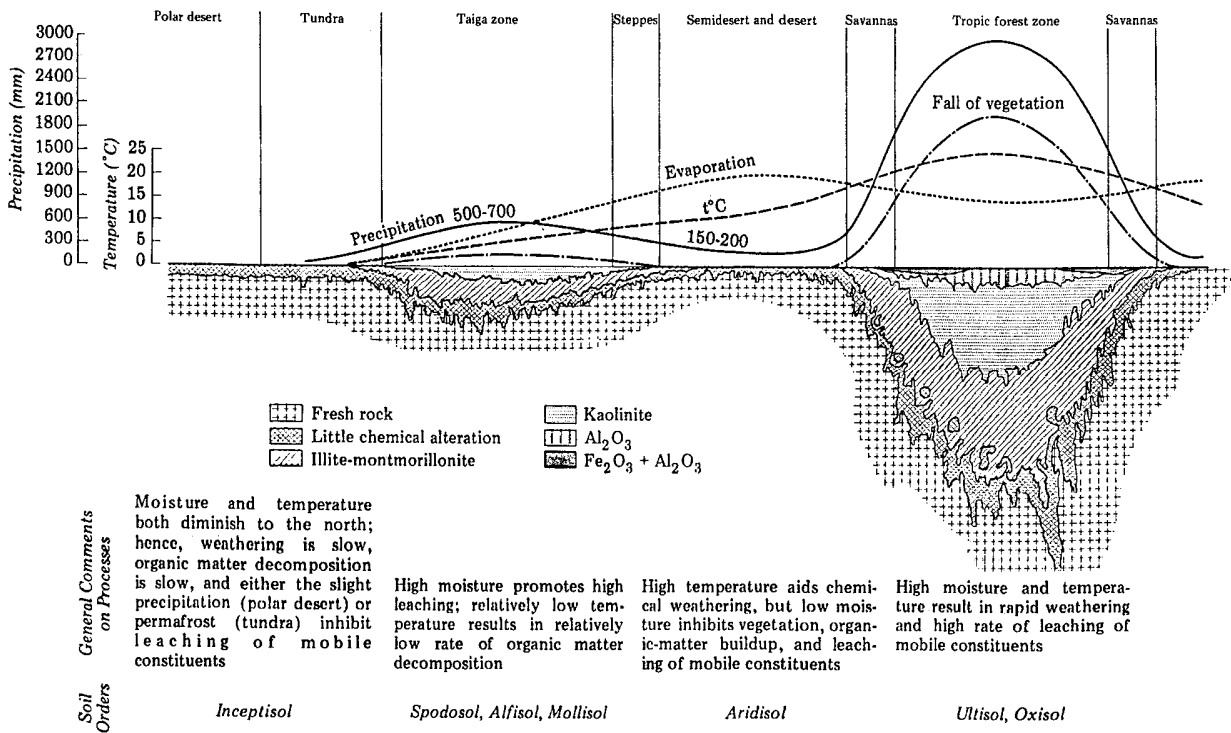
Wir bezeichnen einen Boden als rezent, wenn er sich durch die momentan herrschende Faktorenkombination erklären lässt. Reliktische Böden sind auch den heutigen Umweltbedingungen ausgesetzt, sie weisen aber eindeutige Merkmale auf, die auf eine frühere, veränderte Faktoren-



konstellation schliessen lassen. Fossile (= begrabene) Böden sind durch Übersättungen im Untergrund konserviert worden.

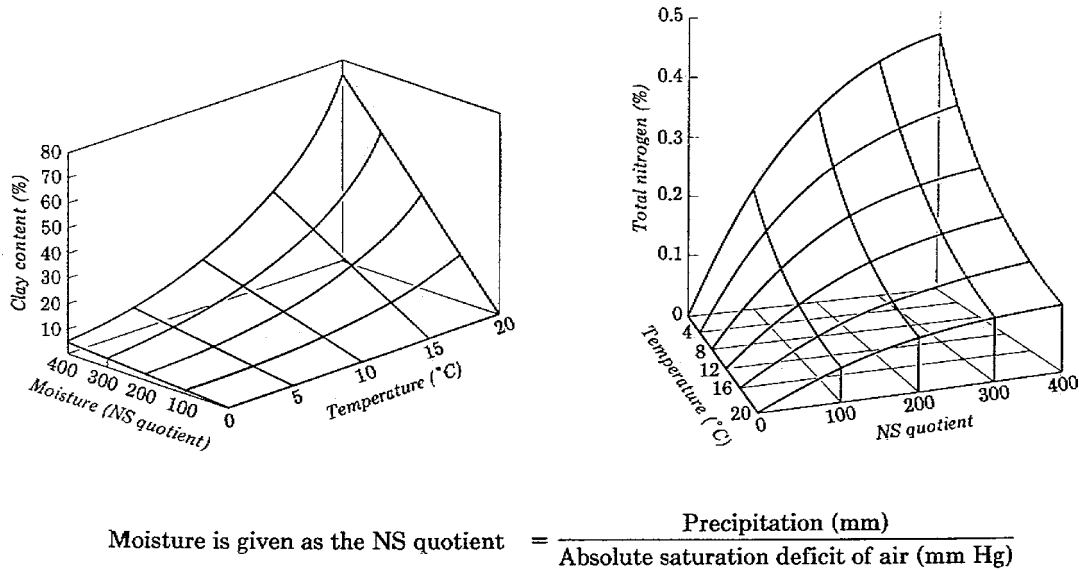
### 6.1.1 Klima

Entsprechend den Klimazonen lassen sich weltweit grundsätzlich auch Bodenzonen ableiten. Der Faktor Klima ist ein entscheidender Faktor, der sich auch auf den Faktor Organismen auswirkt. Viele Böden lassen sich somit als *zonale Böden* primär aus dem Klima erklären. Dies gilt aber nicht in jedem Fall der Nordamerikanischen und Eurasischen Ebenen (Fig. 6.2).



**Figur 6.2** Zusammenhang zwischen Klima, Verwitterungstiefen und Verwitterungsprodukten (aus Birkeland, nach Strakov)

Die beiden nachstenden Graphiken von Jenny aus dem Jahre 1935 (Fig. 6.3) belegen ebenfalls eine deutliche Klimaabhängigkeit des Ton- und Humusgehaltes. Sie zeigen aber gleichzeitig auch, dass für den Boden meist nicht das Makroklima sondern das Mikroklima entscheidend ist. Die unterschiedlichen Gehalte an Ton oder Humus lassen sich beispielsweise leicht durch unterschiedliche Hangexposition innerhalb desselben Grossklimas erklären.



**Figur 6.3** Klimaabhängigkeit von Ton- und Stickstoffgehalt (aus Birkeland)

In Tabelle 6.1 soll der Begriff des zonalen Bodentyps verdeutlicht werden, indem nur der Teilfaktor Niederschlag bei sonst mehr oder weniger gleichbleibenden Verhältnissen variiert wird. Auch beim Niederschlag ist nicht nur der Jahresmittelwert sondern dessen zeitliche Verteilung für die Bodenentwicklung verantwortlich (dauernd durchfeuchteter Boden oder Trockenzeit mit Senkung der Bodenaktivität).

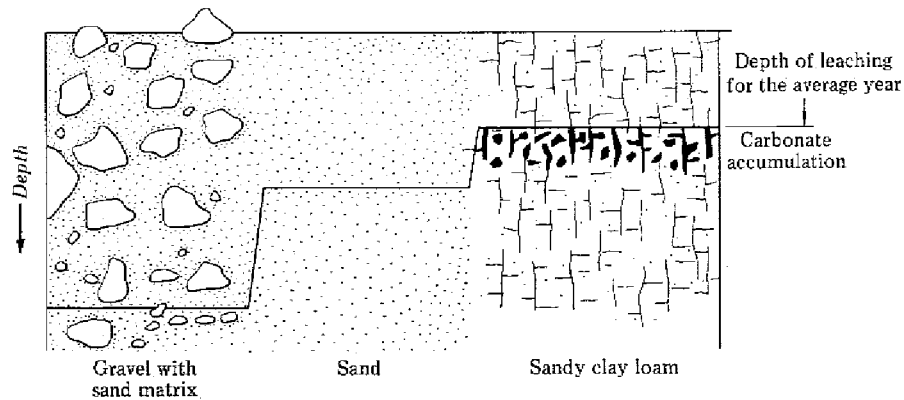
Beziehungen zwischen Niederschlagsmenge (N) und einigen Bodeneigenschaften .  
Gestein: Löß; mittl. Jahrestemp. 11,1 °C

N (mm/a)	Ton %	AK mval/ 100 g	pH	Bodentyp
370	15	12	7,8	Kastanozem
500	19	16	7,0	Chernozem
750	23	24	5,2	Phaeozem
900	26	27	5,2	

**Tabelle 6.1** Beziehungen zwischen N und einigen Bodeneigenschaften (aus Scheffer / Schachtschabel 2002)

### 6.1.2 Ausgangsmaterial

Sowohl die Textur des Materials und dessen Chemismus beeinflussen die Bodenbildung. Die **Textur** oder die Körnung ist für die Reaktion des Bodens mit dem Wasser verantwortlich. Je feiner ein Boden, desto grösser die innere Oberfläche, die mit der Bodenlösung in Kontakt treten kann und die mineralischen Umwandlungsprozesse beschleunigt. Grobkörniges Material fördert die Versickerung (Endoperkolation) und damit die Verlagerungsvorgänge (Fig. 6.4), während in tonigem Material die Gefahr der Stauwasserbildung erhöht ist. Ein häufig auftretendes Phänomen ist die Nachzeichnung von ursprünglichen Texturunterschieden durch die Bodenbildung, indem etwa lithogene Inhomogenitäten (z.B. Grundmoräne über Schotter) von der Bodenbildung nicht übersprungen werden.



**Figur 6.4** Texturabhängige Tiefen der Entkarbonatisierung (aus Birkeland)

Die **chemische bzw. die mineralogische Materialzusammensetzung** wirkt sich auf die Art der Umwandlungsprodukte und die Geschwindigkeit der pedogenetischen Prozesse aus. Karbonathaltiges Feinmaterial verhindert z.B. die Hydrolyse der silikatischen Mineralien (und damit auch eine Tonneubildung) wegen der Karbonatpufferung, so dass sich ein erkennbarer Boden erst nach viel längerer Zeit einstellt als auf reinem silikatischem Material. Granite vergrusen wegen der hohen Oxidationsempfindlichkeit des Biotits sehr rasch und können schon in wenigen hundert Jahren eine deutliche Verbraunung zeigen, wogegen quarzsandreiche Feinerde wegen der Stabilität des Quarzes in unseren Klimaten auch nach sehr langer Zeit kaum eine Horizontierung erkennen lässt. Der Anteil ursprünglich vorhandener Fe- oder Al-Verbindungen entscheidet auch, ob überhaupt sekundäre Oxide in grösserem Ausmass das Bild des Bodens prägen. Die Zusammensetzung des Gesteins wirkt sich schliesslich auch in Form der Nährstoffe auf die Vegetation aus, indem etwa reine Kalke oder Serpentin eine sehr einseitige und somit ungünstige Nahrungsgrundlage bilden.

Bei Bodenbildung auf reinen Karbonatgesteinen, ist die Karbonatlösung als einziger ablaufender Prozess grundsätzlich in allen feuchten Klimaten anzutreffen ist. Den so entstehenden Boden, der primär nicht klimabedingt ist, bezeichnen wir als intrazonalen Boden.

### 6.1.3 Topographie

Die Topographie (Relief) wirkt sich vielfältig auf die Bodengenese aus, hauptsächlich über die generelle Lage im Gelände, speziell die Exposition, die Hangdynamik und den Grund- bzw. Hangwassereinfluss

Unterschiede in der Exposition wirken sich über das Mikroklima und die Vegetation auf den Boden aus. Ein klassisches Beispiel aus der Schweiz ist die Untersuchung von Braun-Blanquet, Pallmann und Bach aus dem Jahr 1954 vom Posa-Hügel (1900 m) im Schweizer Nationalpark:

Exposition:	S	E	NE	NNW
Humus/m <sub>2</sub> -Gesamttiefe (kg)	4.7	16.7	28.9	49.7
Mächt. d. Humushorizonte (cm)	5	10	17	28
Vegetationsgesellschaft	Rhod.-Mugetum		Carici-Pinetum	

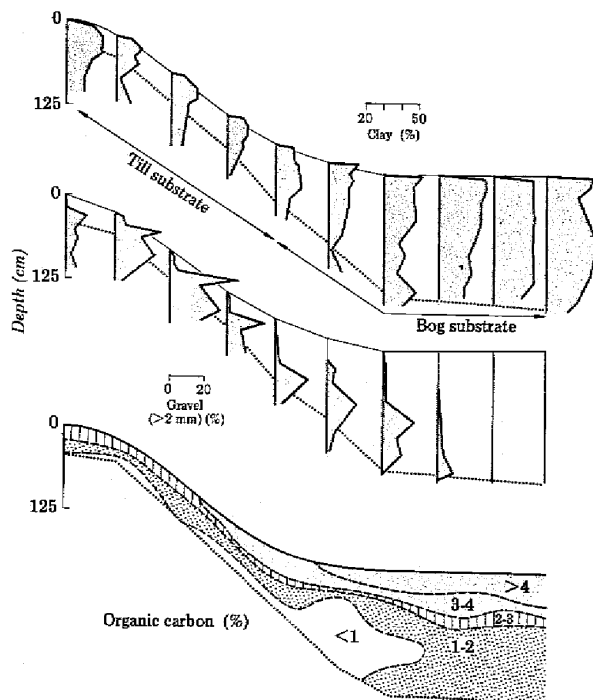
Diese Unterschiede sind darauf zurückzuführen, dass von der Süd- zur Nordexposition

- die Verdunstung abnimmt
- die 'bodenwirksame' Mitteltemperatur abnimmt
- Dauer und Höhe der Schneedecke zunimmt
- der Anteil der Säurezeiger und der Deckungsgrad zunimmt.

Dieses Beispiel darf nicht verallgemeinert werden, es belegt aber generell, dass innerhalb eines grossklimatischen Raumes für die Bodenentwicklung Durchfeuchtung und Bodentemperaturen einen entscheidenden Einfluss ausüben.

Die Beeinflussung der Bodenbildung durch die **Hangdynamik** beruht darauf, dass Böden aufgrund ihrer Lage im Gelände unterschiedlichen Bedingungen ausgesetzt sein können:

- Teilweise oberflächlich abfliessendes Niederschlagswasser bewirkt am Mittelhang Bodenabschwemmung und die Akkumulation dieses Materials am Hangfuss (Kolluvium). Unterschiedliche Profilmächtigkeiten und Bodeneigenschaften sind die Folge (Fig. 33, aus Birkeland).
- Bei oberflächlich abfliessendem Hangwasser muss zwangsläufig in der Mulde mehr Wasser versickern, eine stärkere Auswaschung und Versauerung ist die Folge.
- Von der Kuppe her kann durch den Bodenbereich durchfliessendes Hangwasser in die Mulde gelangen und hier dem Boden wieder Stoffe zuführen, die hier der Versauerung entgegenwirken.
- In der Mulde kann das verstärkt anfallende Sickerwasser nicht schnell genug durch den Boden perkolieren, Stauwassereffekte können die Folge sein.

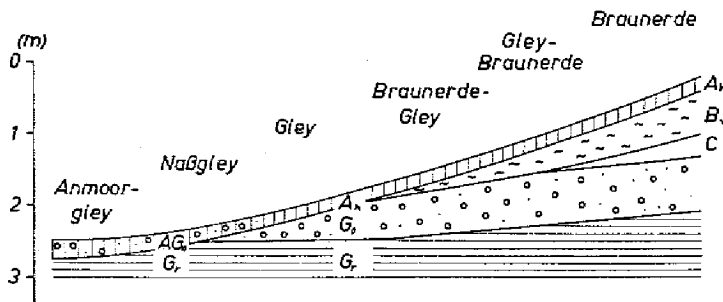


**Figur 6.6**

Eine Catena ist eine regelhafte Abfolge von Böden entlang eines Hanges. Beziehungen zwischen Korngrösse bzw. org. C und der Hangtopographie (Iowa). Die punktierte Linie trennt am Hang die Moräne von darüberliegenden Sedimenten; am Hangfuss zeigt sich nur noch der junge Hangschutt (Kolluvium) (aus Birkeland)

Wie aus der Aufzählung hervorgeht, können auch die am Hang ablaufenden Prozesse nicht generalisiert werden, da je nach der herrschenden Situation bei der Perkolation unterschiedliche Effekte auftreten können. Der Einbezug der Hangdynamik in die bodengenetische Interpretation gehört zu den schwierigsten Kapiteln der Feldbodenkunde.

Die Wasserbeeinflussung wurde bereits bei der Hangdynamik angetönt. Ausgeprägte reliefbedingte Unterschiede ergeben sich vor allem dann, wenn Böden am Hangfuss oder in Mulden durch das Grundwasser mitgeprägt werden, wie das aus Fig. 34 hervorgeht. Im periodischen Überschwemmungsbereich von Flusstälern können sich zudem Aueböden (Fluvisole) bilden.



**Figur 6.7** Catena, hier ein Beispiel für eine Bodengesellschaft in Abhängigkeit vom Grundwasser (Scheffer 2002)

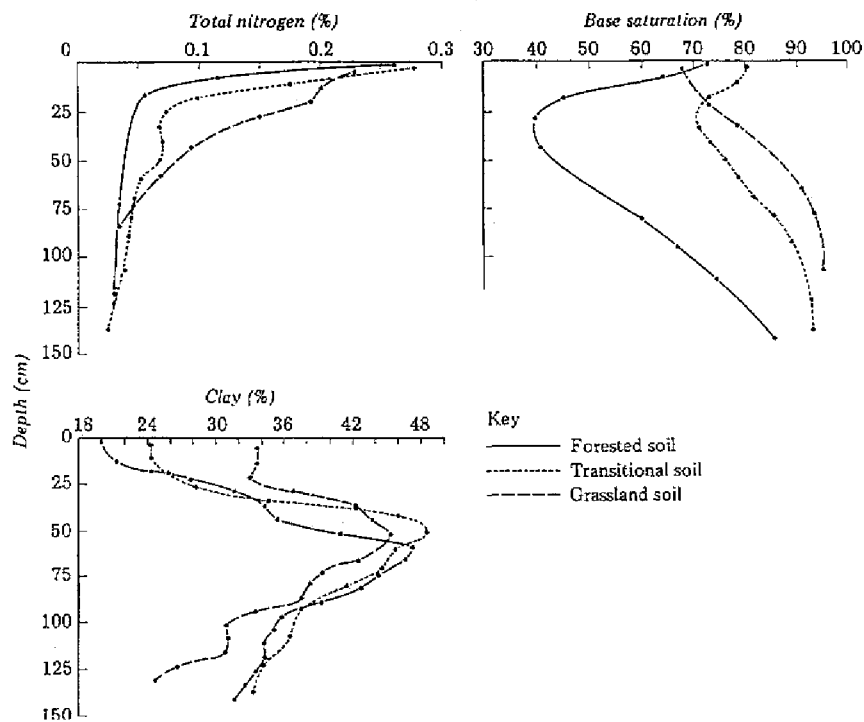
In einer Landschaft weisen Böden in unterschiedlichen Hangpositionen offensichtlich reliefbedingte Zusammenhänge zueinander auf. Eine solche Bodenabfolge wird als Toposequenz bezeichnet. Um die Verwandtschaft dieser Böden untereinander auszudrücken, wird dafür häufig der Begriff *Catena* verwendet, der 1936 erstmals von Milne in den wechselfeuchten Tropen verwendet wurde (Rotlehme an den Hängen, dunkle Tonböden in der Ebene).

### 6.1.4 Organismen

Die Beeinflussung der Bodenbildung erfolgt primär über die Vegetation, Bodenfauna und Flora; meist wird auch die anthropogene Beeinflussung dazu gerechnet. Der Faktor Organismen darf aber nur beschränkt als eigenständiger Faktor angesehen werden, da er einerseits stark vom Klima (Makro- und Mikroklima) abhängig ist und andererseits auch vom Boden selbst über Rückkoppelungen wieder beeinflusst wird.

Die **Vegetation** beeinflusst die Bodenbildung, indem

- durch die Art und die Dichte der Vegetationsbedeckung das Mikroklima weitgehend bestimmt wird,
- die Wurzeln den Boden zusammenhalten und so vor Abspülung schützen,
- Wurzelgänge und Röhren abgestorbener Wurzeln die Infiltrationskapazität für Sickerwasser fördern,
- sie die Streu für den Aufbau der organischen Bodensubstanz liefert,
- sie als Ionenpumpe aus dem Unterboden mineralische Nährstoffe über Biomasse, Streuproduktion und Mineralisation wieder dem Oberboden zuführt, weshalb sich im Oberboden oft inverse pH-Profile einstellen,
- in Stammnähe durch Stammabflusswasser die Bodenversauerung verstärkt und oft die Bodenbelastung durch Schadstoffe stark erhöht ist ('Todesringe').

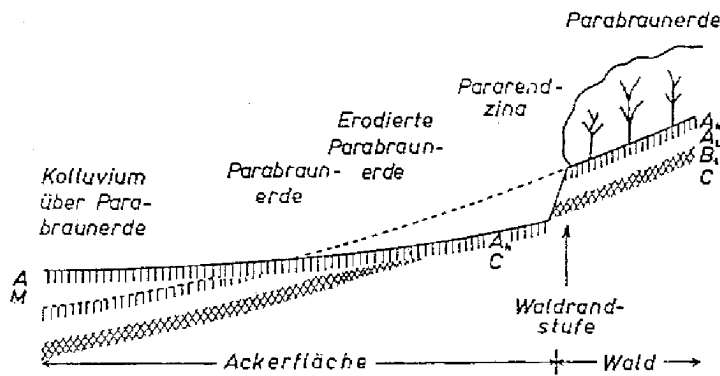


**Figur 6.8** Variation einiger Bodeneigenschaften über die gesamte Bodentiefe unter verschiedener Vegetationsbedeckung an der Wald-Prärie - Grenze (aus Birkeland)

**Bodenfauna und Bodenflora** bestimmen die biologische Aktivität in einem Boden. Dabei wird bei genügender Aktivität:

- Streu (durch Fauna, Pilze und Bakterien) zerkleinert, zersetzt und zu neuen Huminstoffen aufgebaut und auch wieder mineralisiert (Nährstofffreisetzung),
- der gesamte Stickstoffkreislauf (spez. Nitrifikation und Denitrifizierung) durch verschiedene Bakterien (aerob und anaerob) aufrechterhalten,
- durch bestimmte Bakterien der Luftstickstoff in die pflanzenwertbare Form des Ammoniums oder des Nitrats umgewandelt (Stickstofffixierung),
- die Symbiose zwischen Wurzelspitzen und Mykorrhizapilzen gefördert
- durch die sog. Bodenatmung ein hoher  $\text{CO}_2$ -Gehalt in der Bodenluft erreicht, was für die Karbonatauflösung wichtig ist,
- durch die Schleimabsonderung von Bodentieren und bei Darmpassage durch den Regenwurm die Aggregatbildung gefördert (Lebendverbauung),
- durch die Wühltätigkeit der Bodentiere (Mäuse, Hamster etc.), die sog. Bioturbation, die organische Substanz in den Boden eingearbeitet.

Die **menschliche Tätigkeit** reicht von der kaum merklichen Beeinflussung bis zu anthropogenen Böden. Bei der landwirtschaftlichen Nutzung ist an primärer Stelle die (schon aus dem Mittelalter stammende) Rodung zu sehen, die vielfach zu extremen Erosionsproblemen führt:



**Figur 6.9** Boden-Catena in einem Löss-Parabraunerde-Gebiet in Abhängigkeit von der Erosion nach Rodung (Scheffer / Schachtschabel 2002)

Durch die Düngung können die chemischen Eigenschaften eines Bodens verändert werden, so dass meistens die landwirtschaftlich genutzten Böden nährstoffreicher und weniger sauer sind als die benachbarten Waldstandorte.

Durch die Pflugarbeit entsteht häufig ein künstlicher Pflughorizont mit einer markanten Grenze zum nicht gepflügten Unterboden. Gleichzeitig wird dadurch die Durchlüftung und damit auch die Humusmineralisation gefördert. Daneben können aber auch Verdichtungsphänomene durch das Gewicht der Maschinen hervorgerufen werden, die ihrerseits wiederum Anlass zu verstärkter Erosion oder Stauwassereffekten sind.

Drainage kann in positivem Sinn die Durchlüftung eines Bodens verbessern oder bei stark torfigen Böden in negativer Weise die Humusmineralisation so beschleunigen, dass Bodensackungen und Trinkwasserbeeinflussungen die Folgen sind (Nitrat-Problem). Auch die Grundwasseranhebung, etwa im Zusammenhang mit dem Aufstau eines Flussabschnittes, kann in arideren Regionen zu verstärkter Evapotranspiration und damit zur Versalzung führen (Bsp. Wallis).

Bei der forstlichen Nutzung kann beispielsweise die Aufforstung ehemaliger Mischwaldgebiete durch Fichte zu einer zersetzungsrésistenteren Streuauflage und damit zur Rohumbildung mit verminderter biologischer Aktivität führen.

Schliesslich stellen heute auch die Immissionen durch anthropogene Schadstoffe ein grosses Problem dar: Schwermetalle über die Düngung und die Luftdepositionen, anthropogene Säuren über den Niederschlag, Salzbeeinflussung von den Strassen etc.

Diese unvollständige Aufzählung soll belegen, dass heute kaum noch anthropogen unbeeinflusste Böden existieren. Es ist schwierig, im Einzelfall den menschlichen Einfluss zu konkretisieren und gegenüber dem natürlichen abzugrenzen, wenn die Landschaftsgeschichte zu wenig bekannt ist. Es sollte gerade die Aufgabe der Bodengeographie sein, solche Zusammenhänge zwischen der theoretischen Bodenentwicklung einerseits und der durch den Menschen beeinflussten Landschaft andererseits zu ergründen.

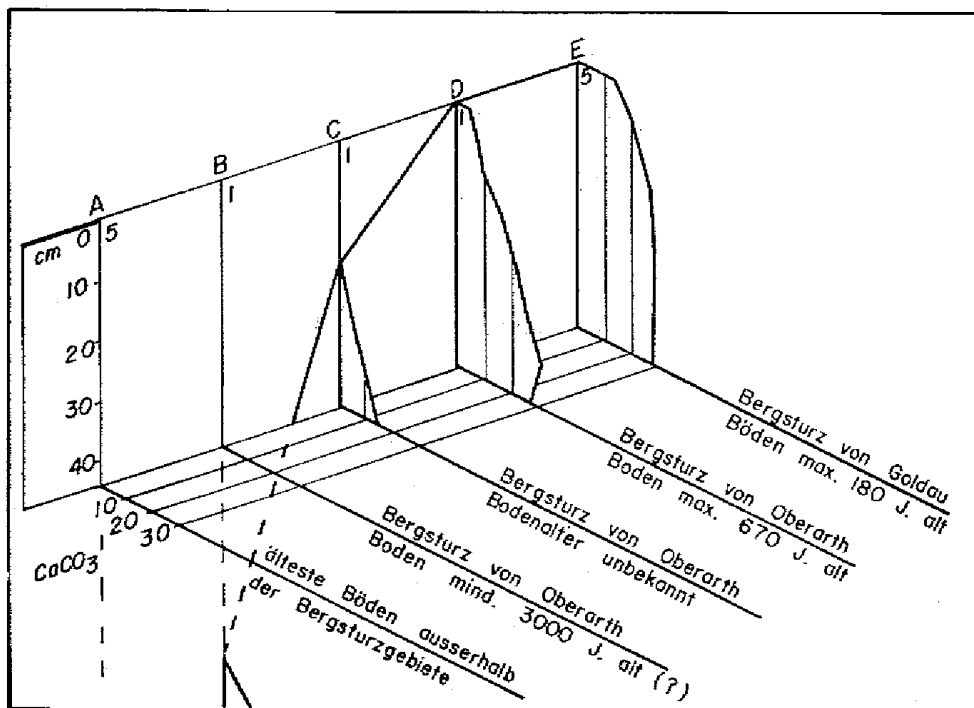
### 6.1.5 Zeit

Grundsätzlich ist der Zeitfaktor kein bodenbildender Faktor im engeren Sinn, durch ihn lässt sich nur der Entwicklungszustand eines Bodens beschreiben. Von einem Gesteinsboden entwickelt sich unter den jeweils herrschenden Bedingungen (Faktorenkombination) ein Reifestadium eines Bodens, das oft als Klimaxboden bezeichnet wird. Im Verlauf seiner Entwicklung wird ein Boden in Feuchtklimaten generell

humusreicher, seine Azidität nimmt zu, die Horizontdifferenzierung wird deutlicher, das Profil mächtiger und die Farben intensiver. Nach dem Erreichen des Reifestadiums verändert sich der Bodentyp nicht mehr grundsätzlich, sofern die Umweltbedingungen gleichbleibend sind, sondern nur noch graduell und vor allem in seiner Profilmächtigkeit.

Dabei ist zu berücksichtigen, dass in unterschiedlichen Klimaregionen und Ausgangsgesteinen die Geschwindigkeit der Bodenbildung ganz unterschiedlich sein kann, so entsteht etwa auf kristallinem Material im alpinen Raum schon in einigen hundert Jahren ein typischer Podsol, während auf karbonathaltigem Material im Mittelland einige tausend Jahre für die Bildung einer geringmächtigen Braunerde erforderlich sind. Es muss dabei aber immer auch in Betracht gezogen werden, dass bei langdauernder Entwicklung (z.B. während des Postglazials) die übrigen Faktoren nicht unbedingt als konstant angesehen werden können.

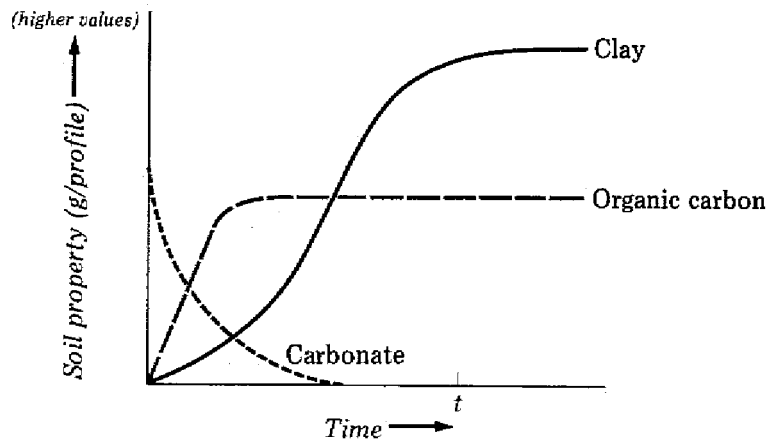
Zeitabfolgen von Böden bei sonst gleichbleibenden Bedingungen bezeichnet man als Chronosequenzen. Das folgende Beispiel (Fig. 37) aus der Diplomarbeit von Meili (1982) zeigt die Entkarbonatisierung auf Molassemergel im Verlauf der Zeit am Rossberg.



**Figur 6.10** Karbonatgehalt (in %) von Böden am Rossberg. Bei den Standorten A und E sind die Mittelwerte von 5 Profilen dargestellt, bei den übrigen Standorten handelt es sich um Einzelprofile.

Die verschiedenen Bodenveränderungen laufen aber nicht gleichsinnig und gleich schnell ab. Die Humusbildung beispielsweise erreicht im allgemeinen schon nach wenigen hundert Jahren einen Gleichgewichtszustand zwischen der Anlieferung und der Mineralisierung, während auf Mischgestein die Versauerung erst nach Tausenden von Jahren eine starke Verlangsamung erfährt. Dann allerdings sind in den oberen Profilabschnitten kaum noch Unterschiede zwischen verschieden alten Böden festzustellen.



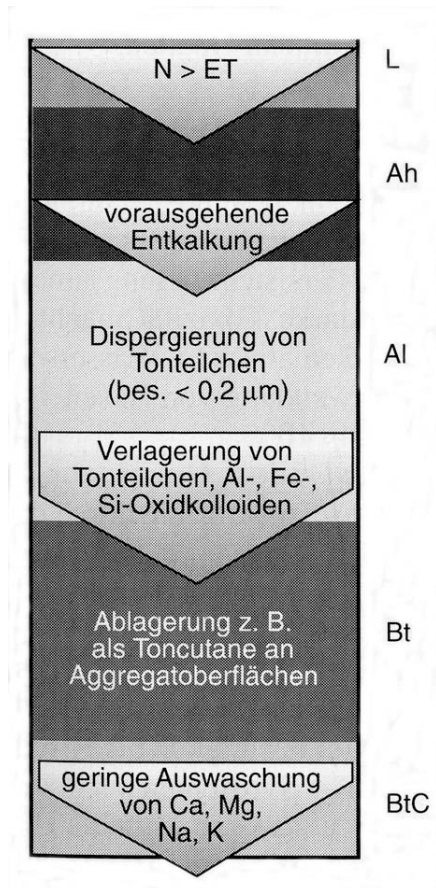


**Figur 6.11** Hypothetische Veränderungen unterschiedlicher Bodeneigenschaften im Verlauf der Zeit (aus Birkeland)

## 6.2 Bodenbildende Prozesse

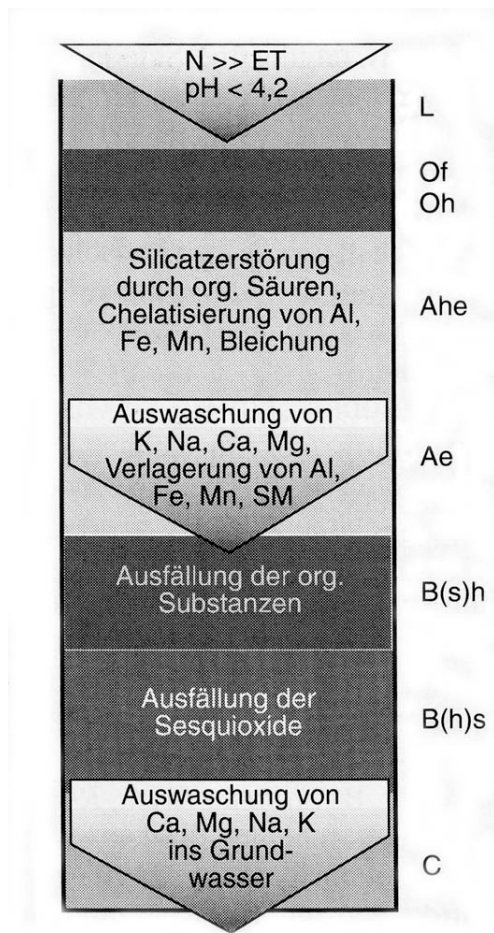
Böden = dynamische Systeme mit Ein-/Austrag von Wasser, Biomasse, Energie

- **Turbation** (= Durchmischung)
  - Bioturbation (Maulwurf, Regenwurm...)
  - Kryoturbation (z.B. Frostmusterböden)
  - Peloturbation (Schrumpfungsrisse in Tonböden)
- **Transformation** (= Umwandlung)
  - Humusbildung (-> Kap. Abbau organischer Substanz)
  - Verbraunung (-> Kap. Oxidation)
  - Verlehmung (-> Kap. sekundäre Tonminerale)
  - Gefügebildung (-> Kap. Bodengefüge)
- **Translokation** (= Verlagerung)
  - Salzverlagerung (Anreicherung wasserlöslicher Salze im Boden) durch -Niederschlag, - kapillaren Aufstieg von salzhaltigem Grund- oder Bewässerungswasser (-> Strassen-Tausalze)
  - Tonverlagerung (Lessivierung)  
mechanische Verfrachtung des Feintons (< 0.2  $\mu\text{m}$ ):  
Tonminerale, Oxide, Organo-Metall-Verbindungen als peptisierte Kolloide aus Oberboden in tiefere Horizonte (-> Parabraunerde)



**Figur 6.12** Schematische Darstellung der Teilprozesse der Lessivierung (Hintermaier-Erhard & Zech 1997).

- Podsolierung (Bildung von Podsolen)  
bei stark sauren Bedingungen -> Fe Al (Hydr)Oxide + org. Substanz gelöst und verlagert (-> Podsol)



**Figur 6.13** Schematische Darstellung der Teilprozesse der Podsolierung (Hintermaier-Erhard & Zech 1997).

- Carbonatisierung  
Anreicherung von Karbonaten im Boden  
Bsp. Lösskindl, Caliche, Calcrete (semiarides Klima)
- Ferralitisierung Bodenbildung in (Sub-)Tropen  
Lösung von Siliziumverbindungen und Auswaschung Fe-Al-Verbindungen Anreicherung im Oberboden ausgetrocknete Kruste = Laterit.

## 7. Bodenprofil und Horizontbezeichnungen

Die kleinste räumliche Bodeneinheit der Pedosphäre, die alle für einen Standort wichtigen Eigenschaften aufweist, bezeichnet man als Pedon, mit einer Tiefe von 0.5 bis 2 m (Bodenbildung) und einer Fläche von 1 bis mehreren Quadratmetern. Das Bodenprofil ist ein senkrechter Schnitt durch das Pedon. Dabei sind die verschiedenen horizontalen "Lagen" erkennbar, die einen Boden charakterisieren; sie werden als Horizonte bezeichnet.

**Achtung:** Bodenkundliche Horizonte sind nicht identisch mit sedimentologischen Schichten.

Die Entstehung und Abfolge von Horizonten im Profil ist das Ergebnis der bodenbildenden Prozesse (Verwitterung, Verlagerung, Anreicherung, etc.). Zum Klassifizieren werden die Bodenhorizonte mit Symbolen versehen: Grosse Buchstaben für die Haupthorizonte und Zusatzsymbole in Form von den Hauptsymbolen vorangestellten oder angehängten Kleinbuchstaben zu deren genaueren Charakterisierung. Dabei verwendet man die dem Hauptsymbol vorgestellten Zusatzsymbole zur Charakterisierung von geogenen (und anthropogenen) Eigenschaften (z.B. c... für "carbonatisch"). Sie sind (mit Ausnahme der Torfhorizonte) nicht obligatorisch im Gegensatz zu den nachgestellten Zusatzsymbolen, die die pedogenen Eigenschaften des Hauptsymbols näher charakterisieren (z. B. ...h für "humos").

Die folgende Zusammenstellung fasst oft gebrauchte Horizontbezeichnungen zusammen, ist aber nicht vollständig, Diese Systematik basiert auf der Bodenkundlichen Kartieranleitung (Arbeitsgruppe Boden 2004, 5. Auflage "KA5"), wie sich auch in deutschsprachigen bodenkundlichen Lehrbüchern verwendet wird. Es gibt aber auch andere Klassifikationssysteme. Sie basieren zwar auf dem gleichen Prinzip, verwenden aber zum Teil unterschiedliche, manchmal jedoch auch ähnliche oder sogar identische Horizontsymbole. Ausserdem können die Definitionen für einzelne Symbole zwischen den Klassifikationssystemen variieren. In der untenstehenden Tabelle werden die Horizontbezeichnungen der KA5 mit zwei weiteren Systematiken verglichen:

1. Mit der in der Schweiz verwendeten Systematik der FAL (Forschungsanstalt für Agrarökologie und Landbau), welche vor allem für die landwirtschaftliche Bodenkartierung verwendet wird
2. Mit der international verwendeten Systematik nach WRB (World Reference Base for Soil Resources).

Es folgt eine Aufzählung der häufig gebrauchten Haupt- und Zusatzsymbole. Für zusätzliche Informationen sei auf die oben erwähnte Kartieranleitung verwiesen. Links steht die Bezeichnung nach KA5, rechts die nach FAL und unterstrichen die Bezeichnung gemäss WRB. Ein Schrägstrich bedeutet, dass beide Varianten möglich sind.

**ORGANISCHE HORIZONTE**

&gt;30 % org. Substanz

KA5	FAL	Definition
<u>H</u>	T	Organischer Horizont mit > 30 Gewichts-% organischer Substanz, aus Resten torfbildender Pflanzen an der Oberfläche unter Wasserüberschuss gebildet. Ein vorangestelltes Zusatzsymbol ist notwendig (z.B. nH aus Resten Niedermoortorf bildender Arten).
L	L / OI	(engl. litter) Organischer Horizont aus Ansammlung nicht oder wenig zersetzter Pflanzen-substanz, mit < 10 Vol-% organischer Feinsubstanz.
<u>O</u>	<u>O</u>	Generell: <u>Organischer Auflagehorizont</u> mit > 30 Gewichts-% organischer Substanz (= Humus) und > 10 Vol-% organischer Feinsubstanz.
Of	F / Of	(engl. fermentation) O-Horizont mit zum Teil noch erkennbaren und zum Teil vollständig zersetzten Pflanzenresten, mit 10-70 Vol-% org. Feinsubstanz.
Oh	H / Oh	(= humos) O-Horizont, in dem die organische Feinsubstanz stark überwiegt (> 70 Vol-%)

**MINERALISCHE HORIZONTE**

&lt;30 % org. Substanz

**OBERBODEN**

KA5	FAL	Definition
<u>A</u>	<u>A</u>	Generell: Mineralischer Oberbodenhorizont mit < 30 Gewichts-% org. Substanz und entweder mit Humusakkumulation oder Verarmung an mineralischer Substanz (und evtl. auch Humus).
Ai	(A) / A	A-Horizont mit geringer Akkumulation von organischer Substanz und initialer Bodenbildung. Charakteristisch ist die Mächtigkeit von < 2 cm. Der Horizont ist oft nur lückig entwickelt (nach FAL dann als [A] bezeichnet).
<u>Ah</u>	<u>Ah</u>	A-Horizont mit Humusakkumulation. Mindestgehalt an Humus bei grobkörnigen Böden 0.6 Gewichts-%, bei sehr tonhaltigen Böden 1.2 Gewichts-%
Aa	Aa	(a von anmoorig) A-Horizont mit 15-30 Gewichts-% Humus; meist dunkelgraue bis schwarze Farbe und oft sehr schmierig; unter Grund- oder Stauwassereinfluss an der Oberfläche entstanden.
<u>Ap</u>	<u>Ap</u>	(p von Pflug) A-Horizont in Ackerbaugebieten mit markanter Grenze nach unten bei der Pflugtiefe in 15-30 cm unter der Oberfläche.
Al	<u>E</u>	(l von lessiviert) Oberbodenhorizont wegen der Tonverlagerung in den Unterboden aufgehellt und an Ton verarmt.
Ae	<u>E</u>	(e von eluvial) Oberbodenhorizont ausgebleicht durch Verlagerung von Humus und Eisenoxid in den Unterboden unter sauren Bedingungen (sog. Sauerbleichung). Die Bleichung rührt von den freigelegten Quarzkörnern her.
Axh		(x = biogen gemixt) Ah-Horizont rel. mächtig (> 1 dm) und starker Bioturbation (Regenwurmtätigkeit)

## UNTERBODEN

KA5	FAL	Definition
<u>B</u>	<u>B</u>	Generell: Mineralischer Unterbodenhorizont mit Veränderung der Farbe und des Stoffbestandes gegenüber dem Ausgangsmaterial durch Verwitterung und/oder Stoffanreicherung. Kein lithogenes Karbonat in der Feinerde.
Bv	<u>Bw</u>	(w bzw. v von weathered bzw. verwittert) B-Horizont durch Verwitterung in situ verbraunt und verlehmt (Tonbildung und/oder Lösungsrückstände). Bei einschichtigen Profilen (gleiches Substrat über alle Horizonte) gegenüber dem darunter folgenden Horizont um 1 pH-Stufe saurer sowie intensiver rot- oder gelbgefärbt. Relativ hohe KAK, meist tonreicher und mit pedogener Gefügebildung.
<u>Bh</u>	lh	B-Horizont durch Einwaschung (l von Illuviation) mit Humusstoffen angereichert. Der Gehalt an organischer Substanz ist höher als im darüber liegenden Ae-Horizont. Fe-Anreicherung nicht erkennbar. Farbe grau-schwarz.
<u>Bs</u>	Bfe	(s von Sesquioxiden – Fe- und Al-Oxiden –, fe von ferrum = Eisen) An Eisen und Aluminium angereicherter Horizont, meist intensiv rostrot gefärbt. Humusanreicherung nicht erkennbar.
Bsh	lfe,h	Bh-Horizont mit zusätzlich erkennbarer Sequioxid-Anreicherung. <b>Achtung:</b> Das dominante Zusatzsymbol steht immer am Schluss!
<u>Bt</u>	lt	(t von tonangereichert) B-Horizont, durch Einwaschung mit Ton angereichert. Tondifferenz gegenüber dem darüberliegenden Al-Horizont mind. 3 Gewichts-% bei grobkörnigen und 8 Gewichts-% bei tonreichen Böden.
IC	<u>C</u>	Generell: <u>Mineralischer Untergrundhorizont</u> aus lockerem (l von locker) Material (grabbar), bei ungeschichteten Profilen das Ausgangsmaterial der Bodenbildung.
mC	<u>R</u>	Generell: <u>Verfestigter Untergrundhorizont</u> (Felsunterlage, Grobblockiger Schutt) (m von massiv)
Cv		Angewitterter C-Horizont (geringerer Karbonatgehalt bei Lockermaterial oder bei Festgestein primär physikalisch aufgelockerter Verband); schwache Durchwurzelung oder leichte Farbveränderungen gegenüber dem ganz unverwitterten Ausgangsmaterial möglich.
Cn		absolut unverwittertes Locker- oder Festgestein
Cc	<u>Ck</u>	C-Horizont, erkennbar mit Sekundärcarbonat angereichert
<u>Cz</u>	Csa	C-Horizont mit Salzanreicherung
S	<u>Bg</u> , Bgg	Generell: <u>Mineralischer Unterbodenhorizont mit Stauwassereinfluss</u> und hydromorphen Merkmalen (gg intensiver als g)
Sw	Bg	S-Horizont, stauwasserleitend, zeitweise wasserführend. > 80 Flächen-% mit Nassbleichungsmerkmalen (aufgehellte Flecken) und Oxidationsmerkmalen (Rostflecken, Konkretionen)

Srw		Sw-Horizont mit langanhaltender Vernässung und deutlichen Reduktionsmerkmalen
Sd	Bgg	S-Horizont, wasserstauend; 50-70% Rost- und Bleichflecken und Marmorierung der Matrix (Aggregatoberflächen bleich, Aggregatinneres rostig); höhere Lagerungsdichte als der darüberliegende Sw-Horizont.
G	<u>Bg</u> /Cr	Generell: <u>Mineralbodenhorizont mit Grundwassereinfluss</u> und dadurch verursachten bestimmten hydromorphen Merkmalen.
Go	Bg / Bgg	G-Horizont mit vorherrschend oxidativen Merkmalen (im Grundwasserschwankungsbereich); >5 Flächen-% Rostflecken.
Gro	Bg	G-Horizont, >5 Flächen-% Rostflecken, ungefähr zu gleichen Anteilen reduzierende und oxidierende Verhältnisse
Gr	<u>Cr</u>	G-Horizont mit reduzierenden Verhältnissen < 5% Rostflecken und häufig graue oder graublau reduzierende Farbe. An über 300 Tagen im Jahr wassergesättigt.
M		(lat. migrare) Mineralbodenhorizont, aus fortlaufend sedimentiertem holozänen Bodenmaterial entstanden (durch Abspülung oder Bodenbearbeitung). Meist am Unterhang oder in der Aue.
T		Mineralischer Unterbodenhorizont aus dem Lösungsrückstand von Carbonatgesteinen (in CH meist fossil oder reliktsch)
P		Mineralischer Unterbodenhorizont aus Ton- oder Tonmergelgestein

**Spezielle Bezeichnungen und Kombinationen:**

fAh	Ahfo / Ahb	ehemaliger Ah-Horizont, der überschüttet wurde (f,fo = fossil; b= begraben, buried).
II, III	II, III	vorangestellte römische Zahlen werden bei Schichtwechsel im Bodenausgangssubstrat benutzt (z.B. IIBv). Die oberste Schicht (eigentlich I) wird nicht bezeichnet.

Die folgenden vorangestellten Symbole sind häufig gebräuchlich:

i..	kieselig oder silikatisch (< 2% CaCO <sub>3</sub> )
e..	mergelig (2-75 % CaCO <sub>3</sub> )
c..	carbonatisch (> 75 % CaCO <sub>3</sub> )

Die Horizontabfolge wird durch die Horizontsymbole gekennzeichnet, die mit Schrägstrichen gegeneinander abgesetzt sind, also z.B. L/Ah/Bv/IC. In Klammern gesetzte Horizonte können fehlen: Ah/Al/Bt/(Bv/)Cv.

Übergangshorizonte (mit unterschiedlichen pedogenen Prozessen) werden entweder durch mit Bindestrich verbundene Haupt- und Zusatzsymbole (etwa: Sw-Bv) oder durch mehrere Zusatzsymbole gekennzeichnet (Bsv steht für Bs-Bv). Die Betonung liegt immer beim letzten Symbol.

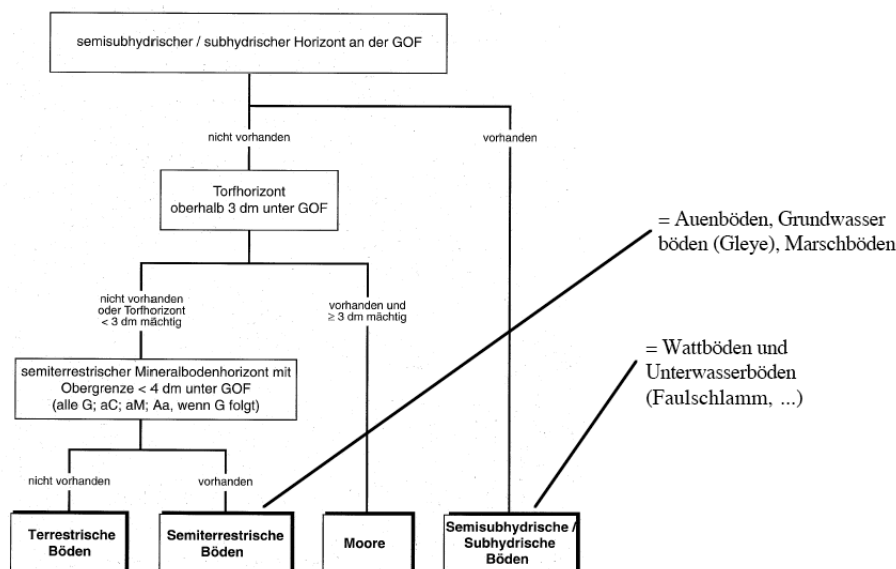
# 8. Die Böden Mitteleuropas

In diesem Kapitel werden die wichtigsten in Mitteleuropa vorkommenden Böden vorgestellt. Dabei wird der deutschen Nomenklatur nach KA5 (Bodenkundliche Kartieranleitung, 5. Auflage) gefolgt.

## 8.1 Die deutsche Bodensystematik nach KA5

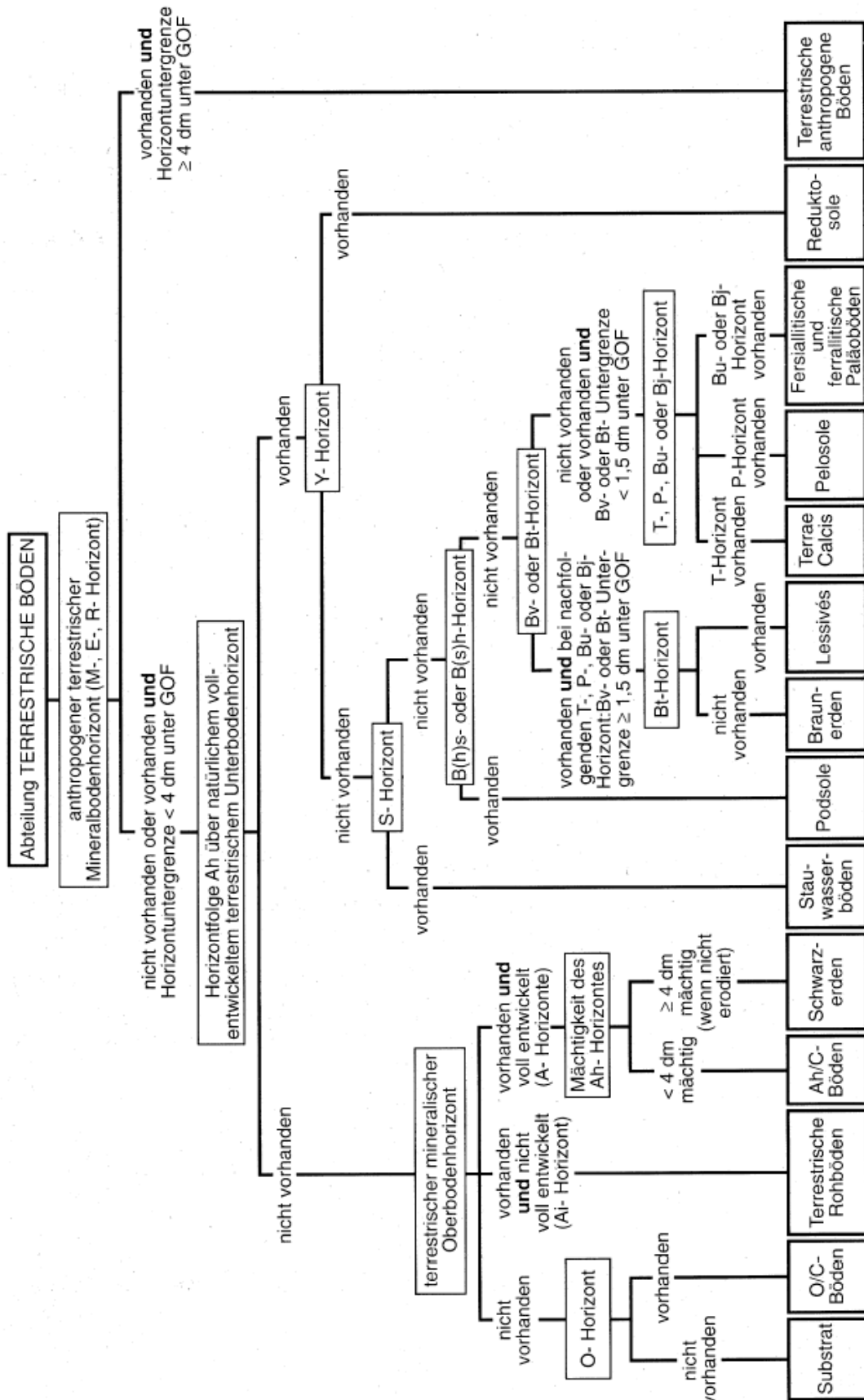
Das heute in Deutschland gebräuchliche Klassifikationssystem geht auf W.L. KUBIENA zurück, der in den 1950er Jahren ein **pedogenetisches** System entwickelt hat. Darunter versteht man ein Klassifikationssystem, bei dem einerseits die analytischen Merkmale eines Bodens sowie andererseits die Prozesse der Bodenbildung und die Entwicklungsgeschichte im Vordergrund stehen. Dieses System wurde durch den Arbeitskreis für Bodenkartierung der DBG (Deutsche Bodenkundliche Gesellschaft) weiterentwickelt. Im Zentrum des Systems stehen die Horizontkombinationen, aus denen der Bodentyp abgeleitet wird. Auf der obersten Hierarchiestufe werden 4 Abteilungen (Fig. 8.1) unterschieden. Auf der zweiten Stufe folgen die Klassen (Fig. 8.2), welchen die einzelnen Bodentypen (Stufe 3) zugeordnet sind.

Das **System der Schweiz** unterscheidet sich nicht grundsätzlich vom System der KA5. Die Bodensystematik ist hier eng mit dem (heute nicht mehr existierenden) Kartierungsdienst an der Landwirtschaftlichen Forschungsanstalt Reckenholz (FAL) verbunden. Die Klassifikation ist eng auf die Landwirtschaft ausgerichtet. In der Schweiz werden 4 Hierarchiestufen unterschieden: In der ersten Stufe (Klasse) geht es um den Wasserhaushalt, in der 2. Stufe (Ordnung) um die Zusammensetzung der festen Bodensubstanz, in der 3. Stufe (Verband) um die chemisch-mineralogischen Komponenten und in der 4. Stufe (Typ) schliesslich um die kennzeichnenden Perkolate (= die im Sickerwasser dominant vorkommenden gelösten Stoffe)



Figur 8.1 Bestimmungsschlüssel der KA5 für die oberste Hierarchiestufe (Abteilungen)





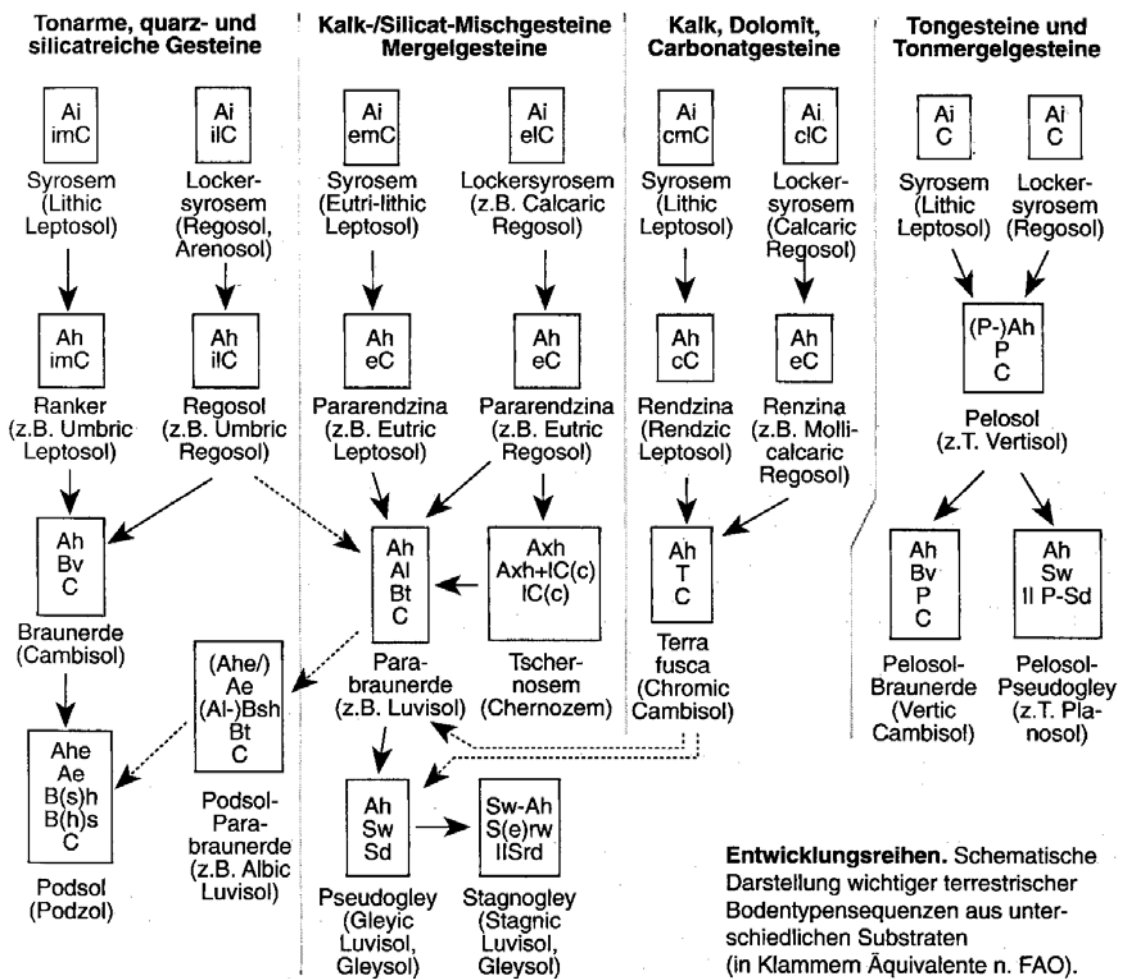
Figur 8.2 Bestimmungsschlüssel der KA5 für die Klassen in der Abteilung Terrestrische Böden

Zunehmend wird auch in der Schweiz das internationale Klassifikationssystem der 'World Reference Base for Soils' (WRB) angewendet, das 1998 von der internationalen Bodenkundlichen Union (IBU) verabschiedet wurde und als weltweites Korrelationssystem gedacht ist (vgl. dazu auch Kap. 9).

### 8.2 Entwicklungsreihen der Böden

Die in den folgenden Kapiteln vorgestellten Bodentypen dürfen nicht als isolierte Einheiten gesehen werden, sondern stehen in genetischen Zusammenhängen. Aus einem gegebenen Ausgangssubstrat entwickeln sich im Laufe der Zeit nacheinander verschiedene Bodentypen. Dies wird als eine Entwicklungsreihe bezeichnet. Aus einem Rohboden mit beginnender Bodenentwicklung entsteht so über einen Ah/C-Boden ein Boden mit stärkerer Profildifferenzierung. Damit geht auch eine zunehmende Profilmächtigkeit einher. Die Entwicklungsreihen auf verschiedenen Ausgangssubstraten im gemässigten Klima Mitteleuropas sind in Fig. 8.3 dargestellt. Es ist jedoch zu berücksichtigen, dass es sich hierbei um eine idealisierte Darstellung handelt und die Profildifferenzierung und Horizontausbildung oftmals nicht so linear verlaufen wie es die Darstellung suggeriert.

Stattdessen können Änderungen der bodenbildenden Faktoren (insbesondere des Klimas) dazu führen, dass die Bodenentwicklung einen völlig anderen Verlauf nimmt als anhand des Schemas vorhergesagt. So könnte beispielsweise in einem trockener werdenden Klima ein bereits entkalkter Boden eine Anreicherung von Sekundärkalk erfahren, wodurch der Verwitterungsprozess unterbrochen würde.



**Figur 8.3** Entwicklungsreihen der Böden Mitteleuropas (aus Hintermaier-Erhard und Zech: Wörterbuch der Bodenkunde)

Die Zufuhr (z.B. Lössablagerungen) oder Abfuhr (Erosion) von Substrat kann diese Entwicklungsreihen ebenfalls stören. In solchen Fällen, in denen keine lineare Bodenentwicklung zu beobachten ist, spricht man von polygenetischen Böden.

## 8.3 Terrestrische Böden

### 8.3.1 Klasse O/C-Böden: Fels- oder Skeletthumusböden

Bei diesen Spezialfällen befindet sich eine organische Auflage direkt über dem Schutt bzw. Fels. Ein A-Horizont fehlt völlig, es sind also lediglich O/C-Böden. Sie entwickeln sich auf anstehendem Fels oder Hangschutt bzw. Geröll und repräsentieren somit die Besiedlung dieser Standorte mit einer Pioniervegetation. Die O-Horizonte sind meist sauer. Sie treten vorwiegend als Initialstadium im Hochgebirge vergesellschaftet mit den Rohböden auf.

### 8.3.2 Klasse Terrestrische Rohböden (Ai/C-Böden)

Es handelt sich um die beiden Typen Syrosem und Lockersyrosem. Der **Syrosem** (Ai/mC) ist ein Boden aus Festgestein bzw. aus max. 30 cm mächtigem gelockerten Fels oder Schutt. Der Ai-Horizont ist meist lückig und geringmächtig (< 2 cm) und liegt direkt dem Fels auf. Der **Lockersyrosem** ist die auf mind. 30 cm mächtigen Lockergesteinen (karbonatisch, silikatisch, gemischt) ausgebildete Variante davon. Der Humusgehalt des ebenfalls sehr geringmächtigen Ai-Horizontes liegt (je nach Körnung) bei max. 0.6 - 2 %. Ökologisch ist der Lockersyrosem wertvoller, da er doch einen gewissen Wurzelraum für das Pflanzenwachstum besitzt. Es fehlen eindeutige Verwitterungsprodukte (sek. Tone, Oxide), die Böden weisen also keine farbliche Differenzierung auf, ein B-Horizont ist nicht vorhanden. Grundsätzlich dominieren beim Lockersyrosem ebenfalls noch die Eigenschaften des Gesteins über die ganze Entwicklungstiefe, analytische Daten ergeben bei diesen Profilen keine sinnvollen Resultate. Lockersyrosem sind Initialstadien der Bodenbildung und stellen Übergänge zu den Pararendzinen bzw. Regosolen dar. Sie sind im alpinen Raum häufig in Erosionsgebieten oder an anderen neu exponierten Stellen anzutreffen.

### 8.3.3 Klasse Ah/C-Böden

Diese Klasse vereinigt die Bodentypen **Ranker** und **Rendzina** (auf Festgesteinen und Gesteinsschutt mit weniger als 10 % Feinerde) bzw. **Pararendzina** und **Regosol** (auf Lockermaterial). Die Böden weisen im Allgemeinen bereits gewisse Verwitterungsmerkmale auf, ein B-Horizont fehlt ihnen aber immer noch oder ist höchstens ansatzweise ausgebildet. Der Ah-Horizont ist max. 40 cm mächtig.

Der **Ranker** weist einen humosen und steinigen Ah-Horizont über festem silikatischen Material (oder max. 30 cm tief zerkleinerte Silikatschutt) auf. Der Karbonatgehalt kann bis max. 2 % betragen. Aufgrund der groben Gesteinskomponenten ist eine chemische Verwitterung nicht nachweisbar. Der Unterschied zum Regosol liegt bei lockerem Material in der Korngrösse: Der Ranker setzt sich vorwiegend aus grösseren Trümmern oder Gröllen zusammen, die ein Aufgraben im Allgemeinen kaum zulassen.

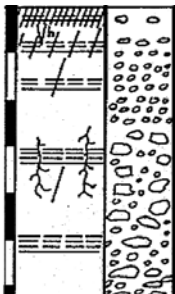
Die Horizontfolge des Rankers lautet: Ah/imC oder einfacher Ah/mC, die Bezeichnung "iIC" ist möglich, wenn die Schicht mit dem Lockermaterial nicht mächtiger als 30 cm ist.

Die **Rendzina** (Tab. 8.1 und 8.2, vgl. auch Kap. 8.3.7) ist der dem Ranker entsprechende Bodentyp auf festem (cmC) bzw. lockeren (clC) Karbonatgestein (>75 % CaCO<sub>3</sub>). Es handelt sich um Kalke, Dolomite oder Gipsgesteine. Der Ah-Horizont kann bereits karbonatfrei oder noch karbonathaltig sein. Der pH-Wert ist dort folglich meist noch neutral oder sogar leicht basisch, was für Bodenwühler optimal ist. Die Humusform ist daher meist Mull (mit einem ausgeprägten Ah-Horizont), doch kann bei lokaler Versauerung des obersten Profilabschnittes auch Moder zu finden sein (ebenso in höheren Regionen).

Die Horizontfolge lautet: Ah/cC oder Ah/cmC oder auch Ah/clC (z.B. auf karb. Hangschutt).

Bei der Entkarbonatisierung wird das in den Kalken als Verunreinigung enthaltene Material (Tone, Oxide, Quarz) als sogenanntes Residualmaterial freigelegt, was oft mit einer Braunfärbung einhergeht, ohne dass es sich um eine echte Verbraunung (vgl. Kap. 8.3.4) handelt. Bei stärkerer Verwitterung ist das aus dem Karbonat freigesetzte Feinmaterial deutlich zu erkennen, partiell kann auch eine echte Mineralveränderung stattfinden. In diesem Fall spricht man von einer Braunerde-Rendzina.

Rendzinen aus massivem Karbonatgestein führen allgemein zu eher trockenen Standorten, bei Karbonatschutt ist das Wasserspeichervermögen grösser. Die Basensättigung ist meist hoch, aber sehr einseitig ausgebildet zugunsten der Ca-Ionen. Bei massivem Ausgangsgestein ist zudem oft die Basennachlieferung in die Bodenlösung ungenügend, so dass sich an solchen Standorten unter Umständen nur eine anspruchslose Vegetation ansiedelt, verbunden mit Moder- oder sogar Rohhumusbildung.

Horizont	Profilskizze	Skelett (%)	Sand (+Staub) (%)	Schluff (%)	Ton (%)	Org. Substanz (g/100g)	pH (H <sub>2</sub> O)	CaCO <sub>3</sub> (g/100g)
Ah		3	31.6	31.8	20.5	16.1	7.2	40.5
Ah		10	45.3	36.7	13.2	4.8	7.5	64.5
Ah-clC		33	61.4	28.2	10.4	0.9	8.0	76.0
cIC		35	63.4	32.0	4.6	0.3	8.4	80.0
cIC		40	64.1	28.9	7.0		8.7	78.0

**Tabelle 8.1** kolluviale Rendzina (Tschier, 1730 m) aus dolomitischem Hangschutt

Tiefe (cm)	pH	Org. Substanz (g/100g)	Org. Substanz (g/dm <sup>3</sup> )	CaCO <sub>3</sub> (g/100g)	KAK (mmol <sub>c</sub> /100g)	KAK (mmol <sub>c</sub> /dm <sup>3</sup> )	Basensättigung (% der KAK)
5-15	6.5	21.4	61.1	6.6	64.7	184.7	79
35-45	7.3	7.7	34.1	25.8	40.3	178.5	94
70-80	7.7	2.6	14.4	50.0	16.9	93.4	100
120-130	7.8	2.4	9.1	59.1	14.9	56.8	100
160-170	7.8	1.2	3.9	65.2	10.3	33.9	100

**Tabelle 8.2** Rendzina („Österliwald“, Lägern, 430 m), Wald

Der Bodentyp **Pararendzina** hat sich aus feinerem (und somit grabbarem) Lockermaterial mit einem Karbonatgehalt von 2 bis 75 % CaCO<sub>3</sub> gebildet. Im Gegensatz zur Rendzina bildet hier also ein gemischtes (karbonatisches und silikatisches) Material die Basis (Geschiebelehme, fluviale Sedimente, Löss, karbonathaltige Schotter).

Pararendzinen waren als frühe Bodenbildungsstadien bei uns im Mittelland auf Moränen oder Schottern weit verbreitet. Man findet sie heute immer noch in erosiv geprägten Gebieten (Hänge), vgl. dazu Tab. 8.3. Der Ah-Horizont ist oft schon entkarbonatisiert und somit bereits schwach bis mässig sauer.

Die Horizontfolge lautet: Ah/eC oder Ah/eIC.

Tiefe (cm)		Sand (%)	Schluff (%)	Ton (%)	pH (CaCl <sub>2</sub> )	CaCO <sub>3</sub> (g/100g)	Corg (g/100g)	C/N
0-10	Ah	23.9	36.0	40.1	7.2	7.6	8.9	19.3
10-20	Ah-eIC				7.4	19.4	4.2	18.3
20-30	eIC	29.2	39.5	31.3	7.7	31.2	2.2	55
30-40	eIC				7.7	26.4	0.5	12.5
40-50	eIC	25.3	37.0	37.7	7.8	23.4	0.7	23.3

**Tabelle 8.3** Pararendzina (Lokalität Rossberg, 650 m, Nagelfluhschutt des Bergsturzes von 1806).

Der **Regosol** schliesslich hat sich aus kalkfreiem (< 2% CaCO<sub>3</sub>) silikatischen Lockermaterial (grabbar) entwickelt. Das Solum (also die Tiefe der Bodenbildung) ist immer karbonatfrei und somit schwach bis mässig sauer, weitere Verwitterungsmerkmale gibt es allerdings nicht. Der Regosol ist häufig in den kristallinen Zentralalpen anzutreffen (an Hängen, auf jungen Moränen oder Alluvionen). Tabelle 8.4 zeigt ein Beispiel eines Regosols aus fluvialen Sedimenten im Vorfeld des Morteratschgletschers.

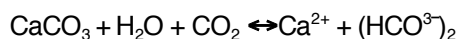
Die Horizontfolge lautet: Ah/iIC.

Tiefe (cm)		pH (KCl)	Corg (g/100g)	Fed (g/kg)	Ald (g/kg)
0-10	Ah	4.0	0.8	1.5	0.7
10-15	Ah-iIC	4.6	0.1	1.3	0.5
15-20	Ah-iIC	4.6	0.1	1.1	0.4
20-25	iIC	4.8	0.1	0.9	0.5
25-35	iIC	5.1	0.1	1.1	0.5
35-45	iIC	4.8	0.1	1.9	0.4
45-55	iIC	5.7	0.0	0.7	0.4

**Tabelle 8.4** Regosol (Lokalität Morteratsch, 2000m, silikatisches Moränenmaterial).

**Der Prozess der Entkarbonatisierung**

Karbonatgesteine (Calcit [CaCO<sub>3</sub>] und Dolomit [(Ca,Mg)(CO<sub>3</sub>)<sub>2</sub>]) bewirken im Boden einen schwach basischen pH-Wert. Karbonat löst sich im Wasser, vor allem aber mit Hilfe von Kohlensäure, die in der Bodenluft als Folge biologischer Abbauprozesse in hoher Konzentration vorhanden ist:



Es entstehen gelöste Ca-Ionen sowie das schwach basisch reagierende Bikarbonation. Die Auflösung des Kalks (= Reaktionsgleichgewicht wird nach rechts verschoben) kann beschleunigt werden, indem

- a) der CO<sub>2</sub>-Partialdruck in der Bodenluft erhöht wird, da dies in feuchten Klimaten der limitierende Faktor ist oder
- b) Die Endprodukte mit dem Sickerwasser fortgeführt werden.

Im Unterboden kann eine Umkehr dieser Vorgänge eintreten (Ausscheidung von sekundärem Karbonat), weil entweder die biologische Aktivität und damit der CO<sub>2</sub>-Partialdruck der Bodenluft geringer wird oder einfach Wasser durch die Evapotranspiration verbraucht wird. Die Ausscheidung erfolgt in Form von weissen Geröllverkittungen im Cc - Horizont (Kalkflaum), in Form von Porenauskleidungen (Pseudo-mycel) oder in Form von reinen Kalkkonkretionen (z.B. Lösskindl). Mit zunehmendem Bodenalter verlagert sich der Anreicherungshorizont in immer

grössere Bodentiefen. Wenn die Feinerde einmal entkarbonatisiert ist, sinkt der pH-Wert in den schwach sauren Bereich ab und gibt der weiteren Mineralverwitterung den Weg frei. Da Karbonatgesteine immer Verunreinigungen (Oxide, Quarzanteile, eingelagerte Tonpartikel) enthalten, können diese bei der Karbonatauflösung als Rückstände im Boden liegen bleiben (Residualprodukte) und sich so passiv anreichern.

Weitere Formen des Sekundärkarbonates sind z.B. der Quelltuff (stark CO<sub>2</sub>-haltiges und an Calcium gesättigtes Bodenwasser verliert an seiner Austrittsstelle aus dem Boden CO<sub>2</sub> (niedriger Partialdruck der Atmosphäre), wodurch die obenstehende Gleichung nach links verschoben wird. In ähnlicher Weise entsteht auch Seekreide, wenn Algen durch die Assimilation CO<sub>2</sub> verbrauchen, wodurch das Lösungsgleichgewicht gestört wird.

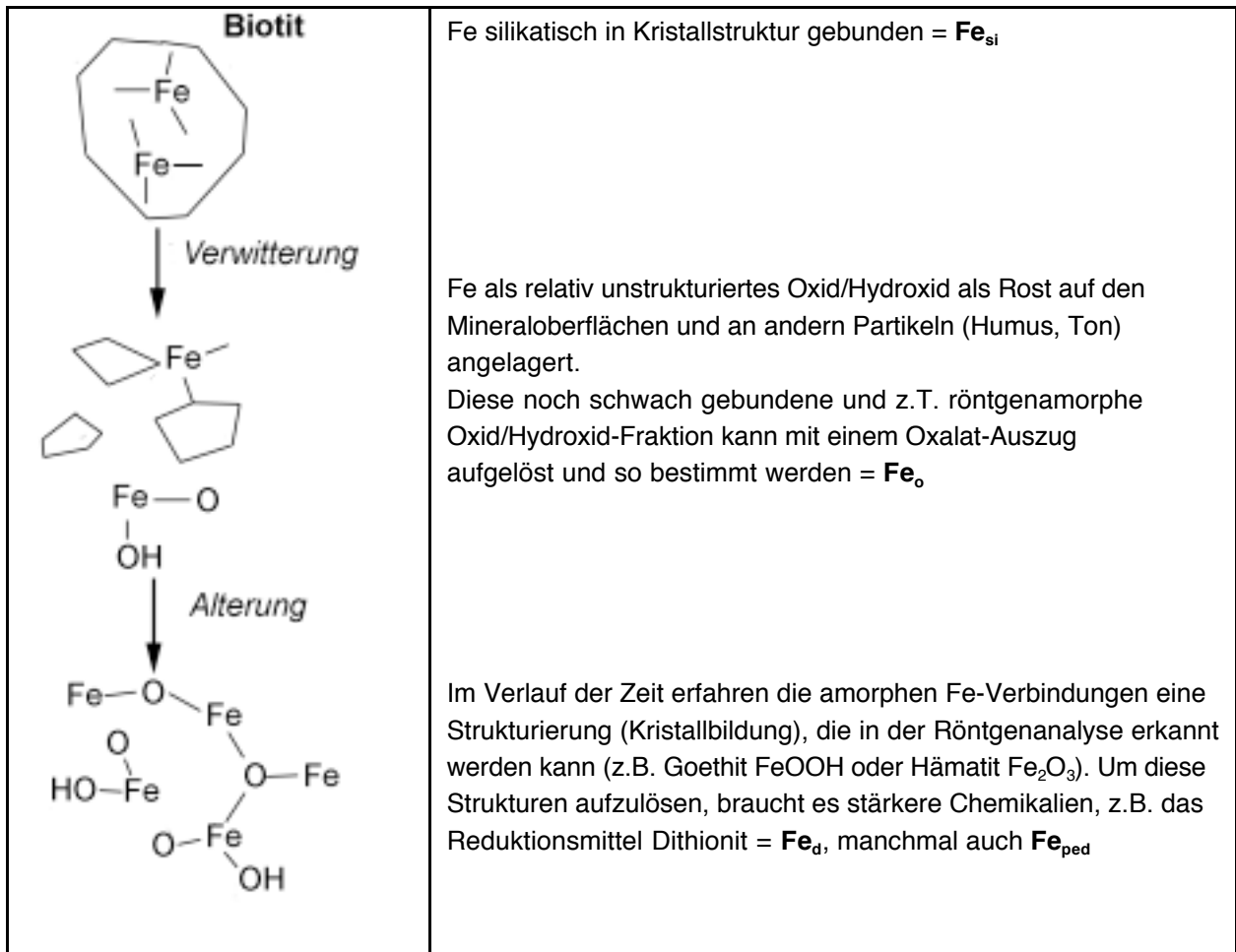
In den Lössgebieten Norddeutschlands findet man eine weitere Klasse von Böden mit ausgeprägtem Ah-C-Profil. Der Ah-Horizont ist dabei oft mächtiger als 40 cm, und wird als A<sub>xh</sub> bezeichnet, wenn er Anzeichen hoher biologischer Durchmischung und eine krümelige Aggregatstruktur aufweist. Diese fruchtbaren Böden bilden in der KA5 eine eigene Klasse und werden als **Schwarzerden** bezeichnet, im WRB System gehören sie zu den Phaeozems, welche im Kapitel Steppenböden (10.3) näher beschrieben sind. In der Schweiz treten solche steppenähnlichen Böden nur sehr vereinzelt in den inneralpinen Trockengebieten (Wallis, Unterengadin, Münstertal) auf.

#### 8.3.4 Klasse Braunerden; Typ Braunerde (~WRB: Cambisol)

##### **Prozess der Verbraunung**

Erst wenn die Entkarbonatisierung abgeschlossen ist und der pH-Wert des Bodens in den sauren Bereich absinkt, können die silikatischen Mineralien von den sauren Bodenlösungen angegriffen und teilweise aufgelöst werden. Dabei werden je nach der Zusammensetzung des Ausgangsmaterials Ionen in die Bodenlösung abgegeben, beispielsweise Ca- und Mg-Ionen aus den Feldspäten, Al aus den Silikaten und Fe speziell aus Glimmern. Dieses pedogene Eisen kann Sekundärmineralien (Oxide, Hydroxide und kombinierte Formen) bilden, die dem Boden eine rötlichbraune oder rostige Farbe verleihen (**Verbraunung**). Mit geeigneten analytischen Methoden kann das pedogene Fe im Boden vom Fe in Primärmineralien unterschieden werden und lässt so einen Schluss auf das Ausmass dieses Prozesses zu (vgl Fig. 8.4). Gleichzeitig wandeln sich die in der Bodenlösung vorhandenen Al-Ionen zusammen mit freier Kieselsäure zu Tonmineralen um (**Verlehmung**). Beide Prozesse, Verbraunung und Verlehmung, sind charakteristisch für den B<sub>v</sub>-Horizont einer Braunerde.

Grundsätzlich kann also eine Verbraunung oder Tonneubildung in einem Boden nicht eintreten, solange noch karbonatische Feinerde vorhanden ist. Dabei ist allerdings zu berücksichtigen, dass die bei der Kalklösung freigesetzten Fe-Oxide dem Boden auch im Neutralbereich eine braune Färbung verleihen können, es handelt sich dabei um eine unechte 'Verbraunung'.



**Figur 8.4** Schema der Eisenfraktionierung

**Also:**

$Fe_t$  = Fe im Totalaufschluss einer Bodenprobe (z.B. mit Flusssäure)

$Fe_{si}$  = noch in den ursprünglichen Silikaten enthaltenes Fe

$Fe_d$  = gesamte pedogene Fe-Fraktion (amorph + rekristallisiert)

$Fe_o$  = amorphe pedogene Fe-Fraktion

Es gilt also:  $Fe_t = Fe_{si} + Fe_d$

Braunerden entwickeln sich im gemässigt-humiden Klima aus Rankern oder Regosolen (z.T. auch aus Pararendzinen): Die sogenannten sauren (oder oligotrophen) Braunerden (vgl. Tab. 8.5) bilden sich aus Ca- und Mg-armen Gesteinen (Sande, Granite) oder bei nährstoffreicheren Gesteinen nach intensiver und langer Verwitterung (z.B. Tab. 8.5). Mit einer geringen Basensättigung am Tauscher (< 20 %) besitzen sie häufig eine ungünstige Humusform (Moder oder Rohhumus) und leiten vom Ranker bzw. Regosol zu den Braunerde-Podsolen oder Podsolen über. Eine Podsolierung muss aber nicht zwangsläufig erfolgen, saure Braunerden stellen ein häufiges Endstadium dar. Sie finden sich in der Schweiz vor allem im feuchteren Hügelland, spez. in den voralpinen Molassegebieten. In der WRB (vgl. Kap. 9.2) werden Braunerden mit einem A-Horizont mit einer niedrigen Basensättigung als (cambic) Umbrisols bezeichnet.

Horizont	Profilskizze	Skelett Vol%	Ton (%)	Schluff (%)	Org. Subst. (%)	pH
L/Of	0	6	17.9	28.6	21.6	3.3
Ah	20	8	12.2	52.8	6.5	4.1
Bv	40	13	10.9	36.0		4.3
	60					
	80					
	100	16	10.3	29.1		4.2

**Tabelle 8.5** Saure Braunerde (Sins, 460 m) auf Hochterrasse (Moräne); Nutzung: Wald

Die basenreichen (oder eutrophen) Braunerden sind seltener in der Schweiz anzutreffen. Sie entwickeln sich entweder auf Ca- und Mg-reichen Magmatiten (z.B. Basalt), bei denen durch die Hydrolyse ständig neue Basen nachgeliefert werden, oder sie bilden die Übergangsformen zwischen der Pararendzina und der Parabraunerde (oder bei höheren Niederschlägen der sauren Braunerde). Unter Nutzung können sie sich auch durch Kalkung oder Düngung von sauren Braunerden bilden. Ihre Basensättigung ist mittel bis hoch, die Reaktion nur schwach sauer. Braunerden besitzen aufgrund ihres Tongehaltes ein gutes Wasserspeichervermögen, allerdings kann dies bei höherem Niederschlag oder Verdichtungen auch zu Stauwassereffekten führen (pseudogleyige Varianten). Die braune oder bräunlich-gelbliche Farbe rührt vom fein verteilten Fe-oxid her, das meist mit den Tonmineralien verbunden ist.

Die typische Horizontabfolge einer Braunerde lautet:

Ah/Bv/Bv-C/C oder Ah/Bv/Cc/eIC

Eine Ausnahmeform bei den Braunerden stellt im schweizerischen System die Kalkbraunerde dar, die zwar einen braungefärbten Unterboden besitzt, aber meist im ganzen Profil etwas Karbonat enthält und somit neutral reagiert. Dieser Untertyp ist meist durch eine sekundäre Aufkalkung entstanden, entweder durch Vermischung von Braunerdematerial mit karbonathaltigem Material (z.B. Kolluvium am Hangfuss) oder durch eine sekundäre Hangwasserbeeinflussung mit hartem Wasser. Chemisch gesehen reagiert dieser Boden wie eine Zwischenform zwischen einer Pararendzina und einer Braunerde.

### 8.3.5 Klasse Lessivés; Typ Parabraunerde (WRB: meist Luvisol)

#### **Prozess der Tonverlagerung**

Im schwach bis mässig sauren Bereich sind die Tone verlagerungsfähig, da in diesem Fall ein Minimum an Kationen vorhanden ist, welche die negativ geladenen Tone normalerweise zu grösseren, schlecht verlagerbaren Flocken koagulieren können. Im Neutralbereich sind dies Ca und Mg, im stark sauren Bereich das Al. Es gibt also in Mischgesteinen im Verlauf der Pedogenese eine Zeit, in der die Tone dispergiert sind und mit dem Sickerwasser durch die grösseren Poren nach unten transportiert werden können. Diesen Vorgang bezeichnet man auch als Lessivierung. Im Unterboden kommt es dann wieder zu einer Ausfällung der Tone, da entweder die grösseren Poren fehlen (Siebwirkung) oder wieder vermehrt Ca-Ionen vorhanden sind (Flockung) oder einfach nicht mehr genügend Wasser wegen der Evapotranspiration zur Verfügung steht. Die Lessivierung verläuft ausgeprägt, wenn der entsprechende pH-Bereich sehr langsam durchschritten wird, also bei nicht allzu hohen Niederschlägen.



Die Tonverlagerungsböden bilden sich im gemässigten Klima aus der Pararendzina und der basenreichen Braunerde, das bevorzugte Ausgangsmaterial ist bei uns Schotter oder Löss. Sie sind im gemässigten Klima Europas bis in den submediterranen Raum weit verbreitet. Das Bodenprofil ist charakteristisch zweigeteilt in einen etwas aufgehellten oberen Teil (Tonverarmung) und einen meist intensiv braunrot gefärbten unteren Teil (Tonanreicherung). Bei genauer Betrachtung erkennt man hier auf den Aggregatoberflächen schokoladebraune Überzüge (Tonhüllen oder Cutane). Der Tongehaltsunterschied zwischen Al- und Bt-Horizont beträgt je nach Bodenart mindestens 3-8% (vgl. auch Tab. 8.6).

Parabraunerden sind hervorragende Ackerstandorte, da sie eine nur schwach saure Bodenreaktion aufweisen, im Tonverarmungshorizont viele Grobporen besitzen und im Tonanreicherungshorizont genügend Wasser speichern können. Oft ist wegen des dichteren Unterbodens allerdings mit Staunässe zu rechnen, was in feuchteren Regionen zu Problemen führen kann.

Unter Wald sind allerdings häufig die sichtbaren Parabraunerden schon stärker versauert, man nimmt an, dass in diesen Fällen die Tonverlagerung nicht mehr aktiv ist, aber die Bodeneigenschaften immer noch prägt. Solche Böden werden als saure Parabraunerden bezeichnet, bodenchemisch stehen sie den sauren Braunerden nahe.

Im System der FAL wird für den Auswaschungshorizont die Bezeichnung E gewählt und für den Tonilluviationshorizont der Begriff It (nur wenn es sich eindeutig um einen Anreicherungshorizont handelt, der durch die Auswaschung des darüberliegenden Horizontes erklärt werden kann).

Die typische Horizontfolge lautet:

Ah/Al/Bt/C oder Ah/Al/Bt(/Bv)/cC/C Bt (= Illuviation von Ton)

	Tiefe (cm)	Sand (%)	Schluff (%)	Ton (%)	pH (CaCl <sub>2</sub> )	Corg (g/100g)	CaCO <sub>3</sub> (g/100g)	Fet (g/kg)	Fed (g/kg)	Ald (g/kg)
Ah	0-10				4.1	1.4		17.5	8.0	1.5
	10-20	31	46	23	4.7	0.9			8.1	1.4
Ah-Al	20-30				5.2	0.8		17.6	8.1	1.4
Al	30-40	36	46	18	5.5	0.4			8.9	1.5
	40-50				5.5	0.3		23.8	9.6	1.6
	50-60				5.5	0.3			15.9	2.3
Bt	60-70	46	22	32	5.5	0.3		47.2	27.5	3.5
	70-80				5.6	0.3			26.2	3.2
	80-90				6.0	0.5		39.0	21.0	2.1
ll cC	90-100				7.8	0.2	33.1		5.7	0.5
	100-110	85	10	5	8.0	0.1	39.1	13.6	3.3	0.3

**Tabelle 8.6** Parabraunerde (Andelfingen, 390 m) auf Würmmoräne unter Wald

Ein weiterer Bodentyp in der Klasse der Lessivés ist die Fahlerde, die durch eine so intensive Tonverlagerung gekennzeichnet ist, dass der Auswaschungshorizont meist fahlgrau gefärbt ist (Ael-Horizont). Der Tongehaltsunterschied ist in diesen Fällen je nach Bodenart grösser als 8-12%.

### 8.3.6 Klasse Podsole (WRB: Podzol) = Typ Podsol

#### Prozess der Podsolierung

Unter kühlfeuchten Bedingungen und bei schwer abbaubarer, nährstoffarmer Streu ist die biologische Aktivität stark gehemmt. Es bildet sich ein meist stark saurer Rohhumus ohne intensive

biologische Durchmischung, aber mit hoher Pilzaktivität, der auch die Nährstoffgrundlage und den Hauptwurzelsraum für die Strauchvegetation bildet. Die Stoffumwandlung des organischen Materials führt meist zu niedermolekularen organischen Säuren (Fulvosäuren), die leicht mit dem Sickerwasser verlagerbar sind. Die sauren Huminstoffe bewirken einerseits eine intensive Hydrolyse der Silikate im Oberboden und andererseits eine starke Bindung des freigesetzten Fe und Al (metallorganische Komplexe, Chelate). Dadurch werden diese, an sich erst im stark sauren Bereich löslichen, Metalle ebenfalls verlagerbar. Es entsteht somit ein intensiv verwitterter Oberboden von ausgebleichter Farbe mit vielen hellen Quarzkörnern und ein durch Anreicherung entstandener Unterboden mit meist intensiv rostbrauner (hervorgerufen durch Fe) oder grauschwarzer (durch Humus) Farbe. Die Ausfällung der mobilen Komplexe im Unterboden kommt dadurch zustande, dass die Chelatbildner zunehmend an Metallen gesättigt und allmählich immobilisiert werden oder eine etwas höhere Ca-Konzentration zu einer Flockung der Komplexe führt oder durch die etwas bessere biologische Aktivität im Unterboden, wodurch die Huminstoffe teilweise zerstört werden. Podsolierung erfolgt bei uns vor allem im subalpinen und alpinen Raum unter Nadelwald- und Zwergstrauchvegetation auf nährstoffarmen Substraten (saure kristalline Gesteine).

Podsole könne sich aus Rankern bzw. Regosolen evtl. über die Zwischenstufe der sauren Braunerde entwickeln, und zwar schon innerhalb weniger Jahrhunderte. Der typische Podsol besitzt die Horizontabfolge OI/Of(/Oh)/Ahe/Ae/Bs/C oder OI/Of/Ahe/Ae/Bh/Bs/C (Bs = Illuviation von Eisen, Bh = Illuviation von Humus).

Der Ahe-Horizont ist wegen der geringen biologischen Aktivität höchstens schwach ausgebildet, während der deutlich ausgebleichte Eluvialhorizont (Ae), der an Nährstoffen und Metallen verarmt ist, mehrere cm bis dm mächtig ist. Darunter liegt, meist mit relativ scharfer Grenze nach oben, der Illuvialhorizont, der je nach den dominierenden Verlagerungsprodukten schwarz bis rostrot oder kombiniert gefärbt ist. Man unterscheidet grundsätzlich:

Eisen-Podsol eher auf eisenreichen Gesteinen unter Nadelwald (vgl. Tab. 8.7)

Eisen-Humus-Podsol (Zwischenform)

Humus-Podsol eher auf eisenarmen Gesteinen unter Zwergstrauchvegetation.

Eine Variante oder ein Übergangsglied zwischen Braunerde und Podsol ist in der Schweiz der sogenannte Braunpodsol, der häufig eine moderartige Humusform besitzt. Die Genese dieses Bodentyps ist nicht geklärt, sicher ist jedoch, dass die pedogenen Fe-Verbindungen nicht (oder nicht mehr) in grössere Bodentiefen verlagert werden. In Einzelfällen kann der Braunpodsol als degradiertes Podsol aufgefasst werden (z.B. nach Abholzung), bei dem nicht mehr die niedermolekularen Huminstoffe entstehen, sondern eher die hochmolekularen immobilere Huminsäuren. Oft verdeckt ein deutlich ausgeprägter Ah-Horizont einen ehemaligen Bleichhorizont, der chemisch aber noch nachweisbar ist. Braunpodsole kommen in der alpinen Podsolregion auf Wiesen und Weiden häufig vor. Sie können in der deutschen Nomenklatur am ehesten mit dem Begriff podsolige Braunerde bzw. Braunerde-Podsol umschrieben werden.

Podsole treten weltweit in den Df- und ansatzweise auch in den ET-Klimaten auf, sowie in den diesen Klimaten entsprechenden Höhenstufen, also der subalpinen und z.T. alpinen Stufe.

	Tiefe (cm)	pH (KCl)	Corg (g/100g)	CaCO <sub>3</sub> (%)	Fed (g/kg)	Ald (g/kg)
Ahe	0-5	3.0	1.2	0	1.7	0.6
Ae	5-20	3.2	0.4	0	1.9	0.7
Bhs	20-30	4.4	3.0	0	13.8	17.3
	30-40	4.7	1.3	0	8.4	10.5
	40-50	4.5	1.3	0	7.6	11.0
	50-60	4.7	0.4	0	5.2	4.0
Bs-C	60-70	4.7	0.2	0	4.3	2.5

**Tabelle 8.7** Eisenpodsol (Mortersatsch, 2100 m) auf silikatischem Moränenmaterial, unter Wald

### 8.3.7 Böden aus Kalkgestein

Böden, die sich aus hochprozentigen Karbonatgesteinen bilden, unterliegen faktisch nur einem einzigen bodenbildenden Prozess, dem der Entkarbonatisierung (vgl. Kap. 8.3.3). Im Verlauf der Bodenentwicklung entstehen aus kalkhaltigen Syrosemern zunächst Pararendzina oder Rendzina, wobei nach KA5 die Grenze zwischen der Pararendzina und der Rendzina bei einem Karbonatgehalt (Kalk oder Dolomit) von 75 % gemacht wird (vgl. Kap. 8.3.3).

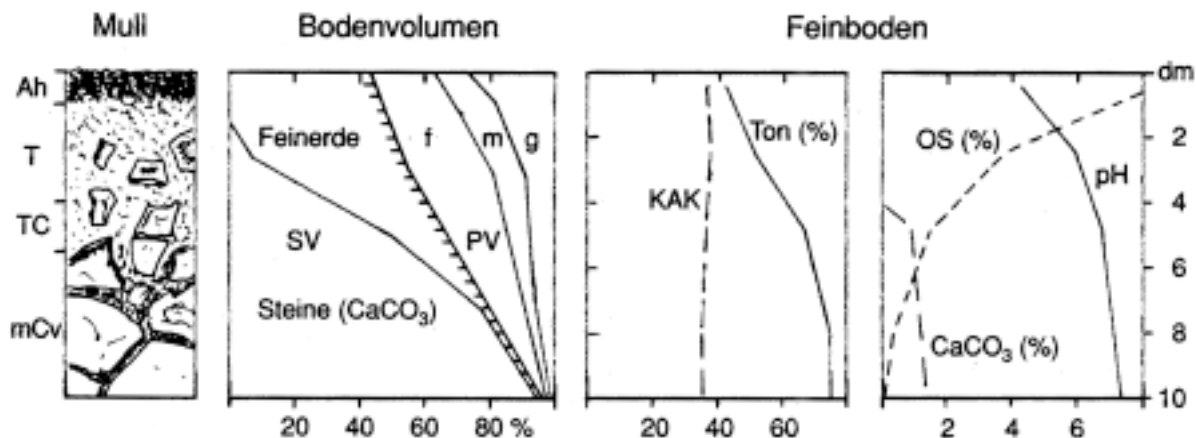
Im Unterschied zu allen anderen Böden findet bei der Rendzina keine Umwandlung von primären zu sekundären Mineralien statt, da der pH-Wert kaum den Neutralbereich verlässt und ausserdem verwitterungsfähige Mineralien weitgehend fehlen. Nach der Abfuhr des Karbonatanteils bleiben nur die schwerlöslichen Rückstände, die sich ursprünglich als einige Prozent Verunreinigungen im Gestein befanden, zurück (Residualprodukte). Bei diesen Rückständen handelt es sich um bei der Sedimentation eingelagerte Tone, etwas Quarzanteil und Oxide von Eisen, Aluminium und Mangan. Da die Kalklösung im massiven Karbonatgestein sehr langsam vor sich geht, weisen die holozänen Böden auf Kalk meist noch keine eindeutige Verlehmung auf (eine rotbraune Färbung ist in den meisten Fällen auf das freigesetzte Eisen zurückzuführen). Bei Karbonatschutt ist meist eine stärkere Entwicklung mit höherem Feinerdeanteil zu beobachten, doch handelt es sich dabei oft um mit dem Kalk vermisches Fremdmaterial (Mergel, Moränenmaterial, ältere Verwitterungsprodukte).

**Klasse:** Terrae calcis; **Typen:** Terra fusca und Terra rossa

Ausgehend von einer Rendzina kann sich nach sehr langer und möglicherweise auch intensiverer Verwitterung das Rückstandsmaterial so stark anreichern, dass sich zwischen dem Ah- und dem C-Horizont eine verlehnte Zone von einigen dm Mächtigkeit, ein sogenannter T-Horizont, bildet. Das lehmige Material ist karbonatfrei, enthält mind. 65 % Ton und ist bereits leicht versauert, es weist eine intensive braune oder ockerbraune Farbe auf, die auf das ursprüngliche Rückstandsmaterial oder auf echte Verbraunungsprozesse zurückzuführen ist. Dieser auch bei uns vorkommende Bodentyp wird als **Terra fusca** (Fig. 8.5) bezeichnet, und ist wahrscheinlich ein Reliktboden aus der Tertiärzeit.

Verwandt mit diesem Boden ist die **Terra rossa**, die oft fälschlicherweise als typischer mediterraner Boden angesehen wird, aber wahrscheinlich in Analogie zur Terra fusca ebenfalls ein Bodenrelikt darstellt, dessen intensiv rote Färbung auf die Hämatitbildung zurückzuführen ist, während in der Terra fusca andere Oxide überwiegen. In vielen Kalkgebieten des Mittelmeerraums überwiegt meist die Rendzina als charakteristischer Boden. In der WRB-Nomenklatur werden Terra fusca und Terra rossa zu den 'Cambisols', also zu den Braunerden gezählt.

Für die Horizontfolge gilt: Ah/T/cC, wobei der T-Horizont oft leuchtend ockergelb gefärbt ist.



**Figur 8.5** Terra fusca aus Malmkalk, Württemberg (aus Scheffer/Schachtschabel)

### 8.3.8 Klasse Stauwasserböden; Typ Pseudogley

Hydromorphe Böden sind Böden, bei denen dem Wasser eine prägende Wirkung zukommt und unter Umständen andere Bodenmerkmale vollständig überdeckt. Dabei kann die Vernässung eines Bodens auf zwei unterschiedliche Arten entstehen: Entweder staut sich das Wasser während längerer Zeit im oberen Profiltteil oder die Beeinflussung kommt durch das Grundwasser (oder evtl. durch Hangwasser) von unten her zustande. Im ersten Fall entsteht ein Pseudogley, im zweiten ein Gley. Obwohl diese beiden Begriffe bezeugen, dass zwischen diese Böden eine Verwandtschaft besteht, werden sie in der KA5 in zwei verschiedenen Abteilungen klassifiziert: Nur die Stauwasserböden gehören zu den terrestrischen Böden, während die Gleye zur Abteilung der semiterrestrischen Böden gehören (Kap. 8.4) In der WRB Klassifikation werden Stauwasserböden nicht als eigene Reference Group ausgeschieden, sondern bilden Untergruppen in anderen Reference Groups (vgl. Kap. 9.2).

#### Prozess der Pseudovergleyung

Bei verdichtetem Untergrund oder tonigen Gesteinen ist die Wasserleitfähigkeit so niedrig, dass nach andauernden Niederschlägen oder im Frühjahr nach der Schneeschmelze der Boden längere Zeit mit Wasser gesättigt ist, so dass anaerobe Verhältnisse auftreten. Unter diesen Umständen kann schon innerhalb von 1 bis 2 Tagen Eisen und Mangan zu  $\text{Fe}^{2+}$  und  $\text{Mn}^{2+}$  reduziert und damit auch in eine leicht lösliche und transportierbare Form übergeführt werden (vgl. Fig. 25). Der Transport beginnt meist bei den zuerst mit Wasser gefüllten groben Poren (Wurzelgänge, Wurmzüge) und breitet sich allmählich in die Matrix aus, wodurch Fe und Mn meist in die Matrix hinein verlagert werden und dort wieder ausfallen. In der nachfolgenden Phase der Bodendurchlüftung dringt die Luft wiederum über die groben Poren allmählich in die Matrix vor und bewirkt eine Oxidation der hier befindlichen Oxide, was auch mit Farbänderungen deutlich zu sehen ist: rostige (Fe) und schwarze (Mn) Flecken prägen das Bild der Feinerde. Die Ausprägung dieser Staunässemerkmale kann sehr unterschiedlich sein, je nach der Intensität des Wechsels zwischen Vernässung und Austrocknung. Die Umverteilung der Oxide bewirkt eine Marmorierung der Matrix durch an Oxiden verarmte und aufgehellte Stellen (häufig entlang von groben Poren) und Anreicherungen in schwarzen oder rostigen Farben. Bei nur schwacher Pseudovergleyung lassen sich in einem terrestrischen Boden oft nur kleine Flecken erkennen, die anzeigen, dass der Boden geringfügig unter diesen Erscheinungen leidet (z.B. eine Pseudogley-Braunerde), in ausgeprägten Fällen sind deutliche Bleichungsstreifen neben rostroten Abschnitten zu erkennen.

Grundsätzlich kann der stauende Horizont im Pseudogley zwei verschiedene Ursachen haben. Es kann sich dabei einerseits um eine bereits im Ausgangssubstrat vorhandene Schichtgrenze zwischen tonärmerem und tonreicherem Material handeln. In diesem Fall liegt ein Zweischichtprofil vor und man spricht von einem **primären Pseudogley**. Der stauende Horizont kann sich aber andererseits auch

erst im Laufe der Bodenentwicklung bilden, z.B. durch Tonverlagerung. Deshalb entwickeln sich Parabraunerden häufig in Pseudogleye weiter. In diesen Fällen spricht man von einer **sekundären Pseudovergleyung**.

Die Horizontbezeichnung der vom Stauwasser beeinflussten Profileile erfolgt mit dem Grossbuchstaben "S", wobei in vielen Fällen eine eher ausgebleichte, wasserleitende obere Zone mit oder ohne Konkretionen (Sw-Horizont) und eine untere, dichtere Zone mit marmoriertem Charakter (Sd-Horizont) unterschieden wird. Für die Bezeichnung des Bodentyps Pseudogley dürfen die nicht stauwasserbeeinflussten Horizonte (sog. anhydromorphe Horizonte) nicht mächtiger als 40 cm sein. Eine Aufteilung auf Sw- und Sd-Horizont ist in vielen Fällen nicht möglich, als Behelf kann dann einfach der Buchstabe S ohne Zusatz verwendet werden. Ein Sw-Horizont muss > 80 Flächen% Bleichungs- und Oxidationsmerkmale (Flecken, Nassbleichung, Konkretionen) besitzen. Bei 10-80 Flächenprozent ist der Horizont als Übergangshorizont mit z.B. Bv-Sw zu bezeichnen und bei 2-10 Flächen% als Sw-Bv-Horizont.

Da Pseudogleye einen meist hohen Anteil an Feinporen besitzen, ist der Wurzelraum vor allem auf den weniger dichten A-Horizont beschränkt, was nach Trockenphasen rasch zu Wassermangel führen kann. Die Nutzung beschränkt sich auf Weide oder Wald (Fichte, evtl. Tanne), wobei die Windwurfanfälligkeit in Kauf zu nehmen ist. Entscheidend ist dabei immer die Intensität der Wasserbeeinflussung des Wurzelraumes, die von kaum merklichen Anzeichen bis zu extrem vernässten Standorten reicht.

Oft kommt es bei sehr starker Ausprägung und fast dauernder Vernässung im Oberboden zu einer Ausbleichung, der sog. Nassbleichung: Die unter den nassen Bedingungen schwer abbaubare organische Auflage (Humusform meist Moder) erzeugt viele Komplexbildner und reduzierende Substanzen, die die Oxide rasch lateral mit der vorherrschenden Wasserbewegung verlagern (eine Einwaschung in den Unterboden ist aus Gründen der Wassersättigung nicht möglich). Nach KA5 wird dieser Bodentyp als **Stagnogley** bezeichnet.

Für die Boden- und Horizontbezeichnung gilt:

Pseudogley (zweischichtig):	Ah/Sw/(II)Sd
Parabraunerde-Pseudogley:	Ah/(Al)Al-Sw/Bt-Sd, wobei Ah (und Al) < 40 cm
Pseudogley-Braunerde:	Ah/Bv/(Bv-)Sw/IISd, wobei Ah und Bv 40-80 cm
Stagnogley:	Sw-Ah/S(e)rw/IISrd

## 8.4 Semiterrestrische Böden

### 8.4.1 Klasse Gleye: Typ Gley

#### Prozess der Vergleyung

Vergleyung ist im Einflussbereich von sauerstoffarmem Grundwasser anzutreffen. Dabei befindet sich über einem dauernd mit Wasser gesättigten Bereich eine Zone, in der sich die Kapillarwirkung des Grundwassers bemerkbar macht. Zusammen mit dem natürlichen, während eines Jahres erfolgenden, Schwanken des Grundwasserspiegels ist dieser obere Bereich häufig von durchlüfteten, also oxidierenden, Verhältnissen geprägt. Die durch das Grundwasser mittransportierten (reduzierten) Oxide gelangen in die größeren Poren des oberen Profileils, da die kapillare Wassersättigung in den Feinporen rascher erfolgt und von hier aus das Wasser in die größeren Poren strömt. Nach Luftzufuhr (bei sinkendem Grundwasser) werden diese Bereiche zuerst durch die Oxidation erfasst, an den Rändern der Poren entstehen rostig gefärbte Stellen, die als Gleyfleckigkeit (Gegensatz zum Pseudogley) bezeichnet wird.

**Gleye** bilden sich in Senken und Mulden, in denen das Grundwasser das Bodenprofil beeinflussen kann. Sie entwickeln sich nur dann in ihrer typischen Ausprägung mit dem reduzierten, graugefärbten Unterboden und dem gefleckten und rostig gefärbten oberen Profilabschnitt, sofern das Grundwasser sehr langsam fließt. Schnell fließendes Grundwasser ist sauerstoffreich, weshalb sich in solchen Gebieten kaum ein Reduktionshorizont ausbildet. Dies ist bei den meisten Hanggleyen der Fall. Die Merkmalsausprägung der Gleye ist sehr unterschiedlich und hängt vom Gestein, von der Wasserzusammensetzung und von der Tiefe bzw. dem Schwankungsverhalten des Grundwassers ab. Wenn der Grundwassereinfluss bis in den B- oder sogar Ah-Horizont eines Bodens reicht, fehlt meist eine ausgeprägte Oxidationszone, der ganze Boden ist fahlgrau gefärbt. Ein Gley, bei dem der Grundwasserspiegel langanhaltend nahe der Oberfläche liegt, wird als **Nassgley** (= Typ) bezeichnet (mit einem Go-Ah-Horizont).

Wenn die Beeinflussung auch den obersten Profilteil intensiv erfasst, ist eine terrestrische Humusbildung wegen ungünstigen Pflanzenstandorten oft nur noch beschränkt möglich. Dass es trotzdem oft zu sehr dunkel gefärbten und humusreichen Aa-Horizonten (15-30% Humus) kommt, ist darauf zurückzuführen, dass der aerobe Abbau unter dem Wassereinfluss stark gehemmt ist. Diese Humusform wird als Anmoor, und der entsprechende Bodentyp als **Anmoorgley** (= Typ) bezeichnet, eine Übergangsform zu den Moorböden (Horizontfolge: Go-Aa/Gr).

Die Nutzung der Gleye ist von der Tiefe des Grundwasserspiegels abhängig, Nassgleye sind landwirtschaftlich kaum nutzbar, in den übrigen Fällen können wassertragliche Bäume (Erlen, Pappeln, Eschen) den Bestand bilden. Häufig ist eine extensive Grünlandnutzung sinnvoll, nach durchgeführter Drainage oder bei sehr niedrigem Grundwasserstand ist oft Ackerbau möglich. Bei der Horizontbezeichnung wird die reduzierte und oft vernässte bzw. grau gefärbte Zone mit "Gr" bezeichnet, die darüber befindliche oft rostgefleckte Zone mit "Go". Ein Go-Horizont sollte > 5 Flächen% Rostflecken haben und sich im Grundwasserschwankungsbereich befinden.

Für die Boden- und Horizontbezeichnung gilt folgendes: Wenn die Obergrenze des G-Horizontes weniger als 4 dm unter der Geländeoberfläche (GOF) liegt, wird der Boden zur Klasse der Gleye gerechnet. Zusätzlich vorhandene weitere Horizonte führen zu entsprechenden Subtypen. Gley-Subtypen anderer Bodentypen ergeben sich, wenn der G-Horizont erst zwischen 4 und 8 dm unter GOF beginnt.

Gley:	Ah/Go/Gr, wobei Ah < 40 cm
Braunerde-Gley:	Ah/Bv/(Bv-)Go/Gr, wobei Ah und Bv < 40 cm
Gley-Parabraunerde:	Ah/Al/Bt/Go-Bt/Go/Gr, wobei Ah+Al+Bt 40-80 cm

#### 8.4.2 Klasse Auenböden

Auenböden sind Böden der Flusstäler, die periodisch überflutet werden. Dies führt zu einer charakteristischen Schichtung des Profils. Auenböden sind durch starke Grundwasserschwankungen geprägt. Der mittlere Grundwasserstand ist jedoch deutlich tiefer als bei den Gleyen, so dass Gleymerkmale fehlen oder erst in grösserer Bodentiefe (> 8 dm) auftreten. Da das flussbegeleitete Grundwasser häufig relativ sauerstoffreich ist, treten kaum reduzierende Bedingungen auf.

Man unterscheidet wie bei den terrestrischen Böden unterschiedliche Entwicklungstufen. Auen-Rohböden bilden sich aus Ablagerungen unverwitterten Gesteinsmaterials, und werden als **Rambla** bezeichnet. Auf ihnen wächst aufgrund häufiger Überschwemmungen nur eine spärliche Pioniervegetation. Die Horizontabfolge ist Ai/aC.

Bei abnehmender Überflutungshäufigkeit kann sich zunehmend organische Substanz im Oberboden anreichern und es entwickelt sich eine **Paternia** mit dem Profil Ah/aC.

Ein Boden, bei dem in den abgelagerten Auensedimenten bereits eine Verbraunung eingetreten ist, wird als **Vega** bezeichnet und hat die Horizontabfolge Ah/Bv/aC oder auch Ah/Bv/Go. Auenböden sind in der Regel nährstoffreich, sie sind aber für eine ackerbauliche Nutzung oft noch zu feucht und zu überschwemmungsgefährdet. Vegen werden häufig als Grünland genutzt. Die natürlich angepasste Vegetation sind Auenwälder mit Eschen, Ulmen und Stieleichen.

## 9. International gebräuchliche Klassifikationssysteme

Bei der Klassifikation von Böden kann man unterscheiden zwischen prozessbezogenen, morphogenetisch orientierten Klassifikationen, merkmalsbezogenen analytisch orientierten Klassifikationen und effektiven Klassifikationen.

Die heute weltweit (d.h. in der internationalen Fachliteratur) gebräuchlichen Klassifikationssysteme für Böden sind die US-amerikanische Soil Taxonomy und die World Reference Base for Soils (WRB). In dieser Vorlesung wird nur die WRB behandelt. Informationen zur amerikanischen Soil Taxonomy finden Sie zum Beispiel auf der Webseite des *United States Department of Agriculture*: <http://soils.usda.gov/technical/classification/taxonomy/>

In der Literatur vor 1998 wurde statt der WRB die FAO-Klassifikation verwendet, die als der Vorläufer der WRB anzusehen ist. Sowohl die Soil Taxonomy als auch die WRB/FAO Klassifikation sind merkmalsbezogene Klassifikationen, das heisst die systematische Einordnung eines Bodens beruht ausschliesslich auf genau definierten analytischen Kriterien.

Im Gegensatz dazu sind die FAL-Klassifikation und die KA5 stärker prozessbezogen. Zwar müssen auch hier gewisse Merkmale erfasst werden, doch dienen diese nicht direkt der Klassifikation. Aus den Merkmalen wird auf die vorherrschenden Bildungsprozesse geschlossen und der Boden anhand dieser Prozesse klassifiziert. Diese morphogenetischen Klassifikationen geben dem Anwender einen grösseren Interpretationsspielraum in der Gewichtung der Bedeutung einzelner Prozesse. Sie erfordern daher aber auch mehr bodenkundliches Hintergrundwissen. Dagegen sind die merkmalsbezogenen Klassifikationen streng logisch und hierarchisch aufgebaut, so dass mit der entsprechenden Datengrundlage theoretisch nur eine einzige und eindeutige Einordnung eines Bodens möglich ist.

Als effektive Klassifikationen kann man alle Einteilungen betrachten, die Böden aufgrund ihrer Eignung für bestimmte Zwecke klassifizieren. Die Einteilung ist dann von dem jeweiligen Nutzungszweck abhängig. Solche effektiven Klassifizierungen werden verwendet, wenn es darum geht, die Ertragsfähigkeit von Ackerböden zu schätzen, wenn in der Forstwirtschaft geeignete Standorte für bestimmte Baumarten gefunden werden sollen, oder im Bauwesen die Eignung eines Standortes für ein bestimmtes Bauprojekt beurteilt werden muss. Diese bewertenden Klassifikationen werden in Kapitel 12 behandelt.

### 9.1. World Reference Base for Soils

Der vollständige Text der World Reference Base for Soils in der Fassung von 1998 ist auf dem Internet verfügbar unter:

<http://www.fao.org/docrep/W8594E/W8594E00.htm>  
(Stand 10.08.07)

Die überarbeitete Version von 2006 als pdf ist ebenfalls auf der Webseite der FAO verfügbar:

<http://www.fao.org/ag/agl/agll/wrb/doc/wrb2006final.pdf>  
(Stand 10.08.07)

Ein Schlüssel zur Bestimmung der *Reference Groups* findet sich auch unter folgender Adresse:

<http://www.fao.org/ag/agl/agll/wrb/newkey.stm> (Stand 10.08.07)



### 9.1.1. Geschichtliches/ Entstehung

Nach dem 2. Weltkrieg entstand auf Seiten der UNESCO (*United Nations Educational, Scientific and Cultural Organization*) und der FAO (*Food and Agriculture Organization of the United Nations*) der Bedarf, die natürlichen Bodenressourcen weltweit zu erfassen. Daher wurde unter der Führung der FAO ab 1961 eine Weltbodenkarte im Massstab 1:5 Mio. erarbeitet. Zu diesem Zweck musste ein neues Klassifikationssystem geschaffen werden, da bis zu diesem Zeitpunkt lediglich Klassifikationssysteme auf nationaler Ebene bestanden, die zwischen den einzelnen Ländern nicht vergleichbar waren, da unterschiedliche Definitionen zugrunde gelegt wurden. Einzelne Definitionen wurden aus verschiedenen nationalen Klassifikationen übernommen, z. B. die Klassifikation der Steppenböden aus Russland, aus Frankreich und Belgien die Böden mit Tonverlagerung, hydromorphe Böden aus den Niederlanden. Die Namen der *Soil Units* der FAO-Klassifikation orientieren sich daher an bereits existierenden lokalen Bezeichnungen.

Die erste Fassung der Weltbodenkarte wurde 1974 fertiggestellt. Die Definitionen wurden seitdem leicht verändert. Anthropogene Böden fehlten in der ursprünglichen Fassung der FAO-Klassifikation. Auf der Grundlage der FAO-Klassifikation wurde in den 1990er Jahren die **World Reference Base for Soils** entwickelt. Die World Reference Base for Soils ist ein neues (1998 von der Internationalen Bodenkundlichen Union IUSS verabschiedetes) internationales Referenzsystem, dessen Ziel die Korrelation der länderspezifischen Klassifikationssysteme ist: „...The Reference Base is not meant to substitute for national soil classification systems but rather to serve as a common denominator for communication at an international level. This implies that lower level categories, possibly a third category of the WRB, could accommodate local diversity at country level....“

### 9.1.2. Aufbau

Die WRB umfasst auf dem höchsten Klassifikationsniveau 30 Bodeneinheiten (*Reference Groups*, s. Tabelle 9-1), welche in jeweils 10-25 Untereinheiten (*Soil Units*) unterteilt werden können. Es gibt eigene Bodeneinheiten für anthropogen beeinflusste Böden (Anthrosols) und Permafrostböden (Cryosols). Die Böden trockener Klimate werden in der WRB auf höchster Ebene in 5 Reference Groups unterteilt (Solonchak, Solonetz, Gypsisol, Calcisol, Durisol), Die tropischen Böden sind in 6 Reference Groups unterteilt (Ferralsol, Plinthosol, Nitisol, Alisol, Acrisol, Lixisol), und die Steppenböden in 3 Reference Groups (Chernozem, Kastanozem, Phaeozem).

Die Einteilung eines Bodens in eine Reference Group basiert auf dem Vorhandensein bestimmter **diagnostischer Horizonte** und Merkmale. Die WRB Klassifikation umfasst zwei Hierarchieebenen: Durch das Anfügen eines Qualifiers zur Reference Group werden auf der zweiten Ebene Soil Units gebildet, die in etwa den Bodentypen (FAL, KA5) entsprechen.

Dies lässt sich anhand eines Beispiel verdeutlichen: Wir betrachten den Soil Unit *Stagnic Luvisol*. Die Reference Group *Luvisol* umfasst nährstoffreiche Böden mit Tonverlagerung (sie haben als diagnostischen Horizont einen sogenannten *argic horizon* = ein Horizont mit Toneinwaschung - ähnlich dem Bt-Horizont der KA5 - und entsprechen damit in etwa den Parabraunerden).

Der Qualifier *stagnic* weist daraufhin, dass dieser *Luvisol* zusätzlich zeitweilig wassergesättigte Verhältnisse aufweist, und beinhaltet gleichzeitig die Information, dass es sich um Stauwasser, und nicht um Grundwasser handelt (sonst würde der Qualifier *gleyic* verwendet).

Zur Benennung der in den Kapiteln 10 und 11 behandelten Böden werden die *Reference Groups* der WRB verwendet, da diese Böden nach den mitteleuropäischen Klassifikationssystemen nicht klassifizierbar sind.

Organic Soils	Set #1.	<b>Histosols</b>
Mineral Soils conditioned by...	Set #2. ... Man	<b>Anthrosols (AT)</b>
	Set #3. ... Parent Material	<b>Andosols (AN)</b> <b>Arenosols(AR)</b> <b>Vertisols (VR)</b>
	Set #4. ... Topography	<b>Fluvisols (FL)</b> <b>Gleysols (GL)</b> <b>Leptosols (LP)</b> <b>Regosols (RG)</b>
	Set #5. ... Limited Age	<b>Cambisols (CM)</b>
	Set #6. ... a Wet (Sub)Tropical Climate	<b>Plinthosols (PT)</b> <b>Ferralsols (FR)</b> <b>Alisols (AL)</b> <b>Nitisols (NT)</b> <b>Acrisols (AC)</b> <b>Lixisols (LX)</b>
	Set #7. ... a (semi-)Arid Climate	<b>Solonchaks (SC)</b> <b>Solonetz (SN)</b> <b>Gypsisols (GY)</b> <b>Durisols (DU)</b> <b>Calcisols (CL)</b>
	Set #8. ... a Steppic Climate	<b>Chernozems (CH)</b> <b>Kastanozems (KS)</b> <b>Phaeozems (PH)</b>
	Set #9. ... a (Sub)Humid Temperate Climate	<b>Podzols (PZ)</b> <b>Planosols (PL)</b> <b>Albeluvisols (AB)</b> <b>Luvisols (LV)</b> <b>Umbrisols (UM)</b>
	Set #10. ... Permafrost	<b>Cryosols</b>

**Tabelle 9.1** Die 30 Reference Groups der WRB

### 9.1.3. Bewertung der WRB

Die WRB Klassifikation ist universell anwendbar: der Klassifikationsschlüssel ist so aufgebaut, dass jeder Boden klassifiziert werden kann, da auch für Böden, die keinen der diagnostischen Horizonte und keines der diagnostischen Merkmale besitzen, eine eigene Klasse existiert.

Übergangsformen zwischen zwei *Reference Groups* sind in der WRB aus der Nomenklatur meist gut erkennbar (z.B. Luvic Phaeozem als Übergangsform zwischen Luvisol und Phaeozem – dieser Phaeozem besitzt zwar Merkmale, die auf eine beginnende Tonverlagerung hindeuten, sie sind aber nicht genügend ausgeprägt, um den Boden als Luvisol zu klassifizieren). Das trägt dem Umstand Rechnung, dass in der Natur ja keine scharfen Grenzen zwischen einzelnen Bodentypen existieren, sondern fließende Übergänge.

Die WRB ist weniger für kleinräumige Kartierungen geeignet als beispielsweise die KA5, da sie weit weniger ins Detail geht. Da sie aber auch primär als übergeordnetes Referenzsystem konzipiert wurde, ist es ausdrücklich vorgesehen, dass für detaillierte Anwendungen zusätzliche Untereinheiten auf tieferen Ebenen gebildet werden können, womit dann auch lokale Gegebenheiten beschrieben werden können. Die WRB lässt daher dem Benutzer auf den unteren Ebenen eine gewisse Flexibilität, stellt aber durch das übergeordnete System der *Reference Groups* und *Soil Units* die internationale Kompatibilität sicher.

## 9.2. Die Benennung häufiger mitteleuropäischer Bodentypen nach WRB

Aufgrund der unterschiedlichen Klassifikationsprinzipien von KA5 und WRB können die einzelnen Bodenbezeichnungen nicht 1:1 von einer Klassifikation in die andere übersetzt werden, und Tabelle 9.2 darf daher nur als Anhaltspunkt gesehen werden für mögliche, aber nicht zwingende, Entsprechungen zwischen den einzelnen Klassifikationen. Ein Beispiel soll das verdeutlichen: In der KA5 werden Böden mit periodischem Stauwasser als Pseudogleye klassifiziert, unabhängig davon, ob dem Prozess der Pseudovergleyung eine Tonverlagerung vorangegangen ist (sekundäre Pseudogleye) oder nicht. In der WRB ist jedoch das Vorhandensein von Stauwasser erst auf der zweiten Ebene ein Unterscheidungsmerkmal, wo es durch den Qualifier „*stagnic*“ beschrieben wird (siehe auch 9.1.2.). Folglich gibt es z.B. *Stagnic Cambisols*, *Stagnic Luvisols*, und *Stagnic Umbrisols*, welche alle nach KA5 als Pseudogleye klassifiziert werden könnten.

Für grundwasserbeeinflusste Böden gibt es in der WRB dagegen eine eigenständige *Reference Group* der *Gleysols* auf der obersten Ebene, die den Gleyen nach KA5 entspricht. Jedoch gibt es zusätzlich auch noch auf der zweiten Ebene die Möglichkeit, grundwasserbeeinflusste Böden auszuscheiden, mit Hilfe des Qualifiers „*gleyic*“. Davon macht man Gebrauch, wenn andere Bodenmerkmale überwiegen, d.h. der Grundwassereinfluss nicht der dominierende Prozess im Bodenprofil ist. Zum Beispiel gibt es im Übergangsbereich zwischen *Umbrisol* und *Gleysol* sowohl den *Gleyic Umbrisol* als auch den *Umbric Gleysol*. Dabei ist aber im *Gleyic Umbrisol* der Grundwassereinfluss schwächer als im *Umbric Gleysol*.

<b>KA5</b>	<b>WRB</b>
Braunerde	Eutric/Dystric Cambisol oder Umbrisol
Parabraunerde	(Haplic) Luvisol
Podsol	Podzol
Rendzina	Rendzic Leptosol
Ranker	Dystric Leptosol
Pseudogley	Stagnic Umbrisol/Cambisol/Luvisol
Gley	Gleysol
Terra fusca	Chromic Cambisol

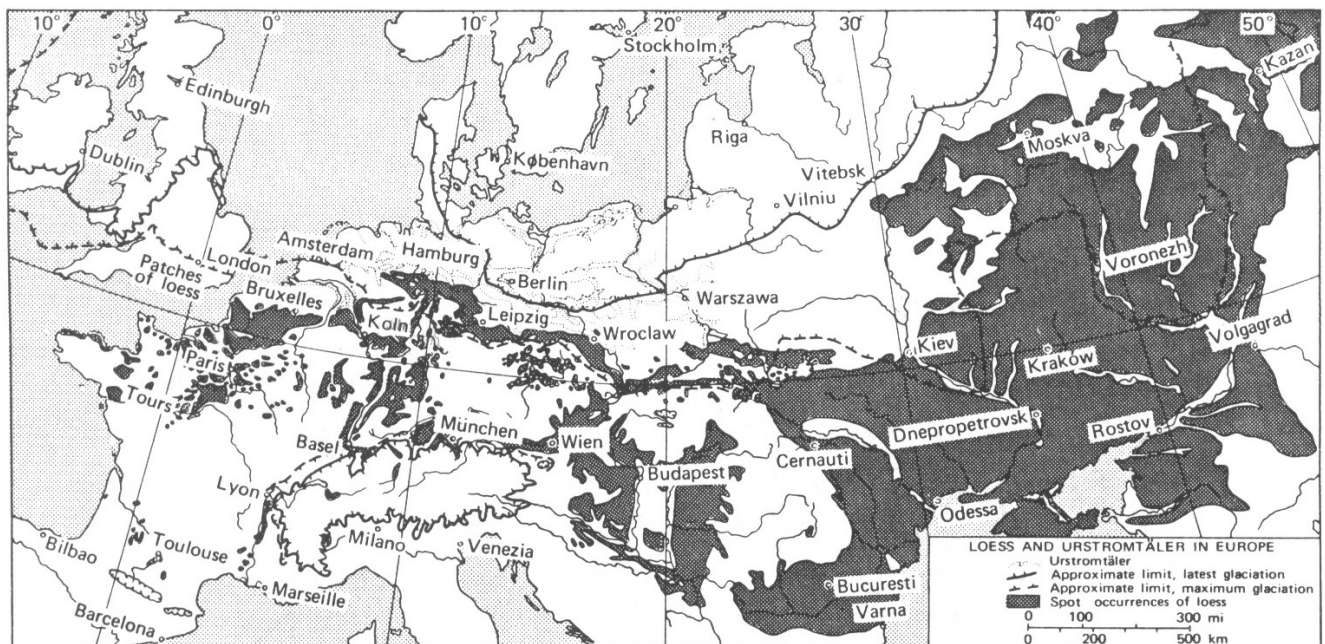
**Tabelle 9.2** Mögliche Entsprechungen in der WRB Klassifikation für die häufigsten mitteleuropäischen Böden

# 10. Zonale Böden Europas

Unter zonalen Böden versteht man Bodentypen, auf deren Entwicklung der Faktor Klima den grössten Einfluss hat, und die in Folge dessen bevorzugt in bestimmten Klimazonen vorkommen.

## 10.1. Die Klimasequenz in Russland


Die Entstehung eines Bodens beeinflussen verschiedene Bodenbildungsfaktoren: Ausgangsgestein, Relief, Zeit, Organismen und Klima. Der Einfluss eines einzelnen Bodenbildungsfaktors kann nur dann erfasst werden, wenn eine Abfolge von Böden existiert, in der dieser Faktor variiert, während die übrigen Faktoren konstant bleiben. Diese Voraussetzung ist nur selten gegeben.



Figur 10.1 Lössablagerungen in Europa

Im europäischen Teil Russlands sind diese Bedingungen jedoch nahezu erfüllt. In Nord-Süd Richtung erstreckt sich dort über mehr als 1000 km die Ebene des Russischen Tafellandes ohne bedeutende Reliefunterschiede. In diesem Gebiet wurde in der letzten Eiszeit grossflächig Löss abgelagert (Fig. 10.1), welcher als Ausgangsmaterial für die holozäne Bodenbildung diente. Der Zeitpunkt dieser Lössablagerung ist damit auch der Startpunkt der Bodenbildung, so dass folglich die Böden im gesamten Lössgebiet alle sehr ähnliches Alter aufweisen. Durch die grosse Entfernung zum Atlantik ist das Klima kontinental geprägt, und weist relativ niedrige Niederschlagsmengen auf, welche ausserdem von Norden nach Süden abnehmen. Das Fehlen einer Gebirgsbarriere führt zu einem relativ gleichmässigen Temperatur- und Niederschlagsgradienten in N-S-Richtung. Zunehmende Temperaturen und erhöhte Sonneneinstrahlung führen in südlicher Richtung zu einer Zunahme der Evapotranspiration.

Dieser Klimagradient führt zu einer deutlichen Zonierung von Vegetation und Böden (vgl. Tab. 10.1). Der Zusammenhang von Klimazonen, Vegetationszonen und Bodentypen wurde bereits Ende des 19. Jahrhunderts von dem russischen Bodenkundler Wassili Dokuchaev (1846-1903) erkannt, der damit als der Begründer der genetisch orientierten Bodenkunde angesehen werden kann.

	Jahresmitteltemperatur	Verhältnis Evapotranspiration/ Niederschlag	Vegetation	Reference group (WRB)
Nord       	niedrig (0-1°C)	niedrig (ca. 0.5)	Borealer Nadelwald	Podzol
			Übergang Nadelwald - Mischwald	Albeluvisol
			Mischwald	Luvisol
			Waldsteppe	Phaeozem
			Langgrassteppe	Chernozem
			Kurzgrassteppe	Kastanozem
			Kraut- /Wüstensteppe	Calcisol oder Solonetz (wenn Na-reich)
Süd	hoch (> 15°C)	hoch (ca. 4-5)	Halophyten oder vegetationslos	Solonchak

**Tabelle 10.1** Zonierung der Böden in Westrussland von Nord nach Süd

## 10.2. Podzols, Albeluvisols, Luvisols

### Podzols

Die Podzols der WRB entsprechen den Podsolen nach den Klassifikationen von FAL und KA5, welche bereits ausführlich in Kapitel 8.3.6. behandelt sind. Hier soll lediglich noch einmal darauf hingewiesen werden, dass die Podsolierung eine vertikale Verlagerung von Fe, Al und Mn in **gelöster** Form (als Komplexe mit organischen Säuren) darstellt, im Gegensatz zur Lessivierung (Tonverlagerung) in Luvisols, wo **intakte Tonminerale** vertikal verlagert werden. Die Albeluvisols schliessen sich in der Klimasequenz südlich an die Podzols an, und bilden eine Übergangsform, bei der sowohl Lösungstransport als auch Tonverlagerung stattfinden.

### Albeluvisols

**Name / Herkunft:** Lat. *albus* = weiss, *eluere* = auswaschen; Hinweis auf Böden mit Tonverlagerung bei gleichzeitiger Bleichung des Oberbodens.

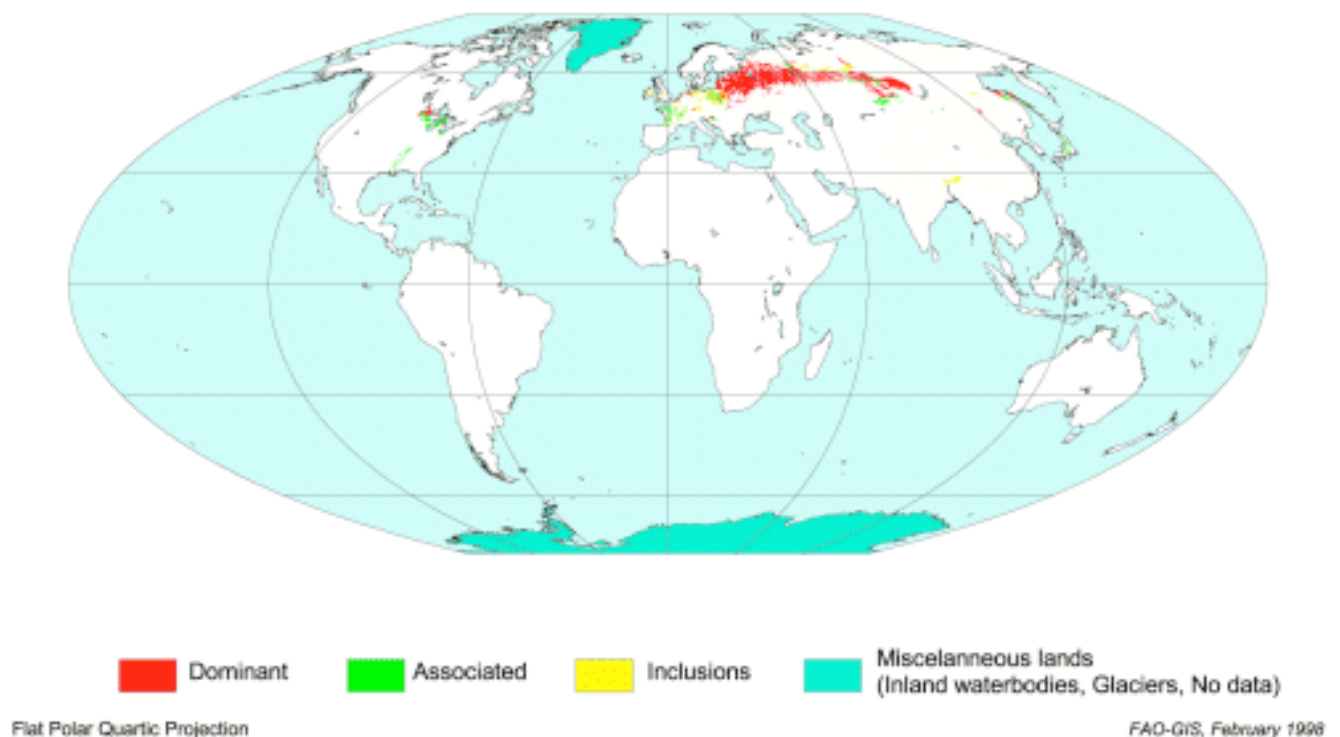
**Merkmale und Eigenschaften:** Die Albeluvisols haben wie die Podzols einen gebleichten Oberboden, der auf eine Verarmung an Eisen hindeutet. Im Gegensatz zu den Podsolen greift dieser Bleichhorizont typischerweise zungenförmig in den darunter liegenden Horizont über, der keine Humus-(Bh) oder Sesquioxidanreicherung (Bs) aufweist, dafür aber tonangereichert ist (Bt).

**Genese und Prozesse:** Trotz ähnlichem Erscheinungsbild unterscheidet sich die Bodenbildung von der Podsolierung. Wie der Name vermuten lässt, weist der Albeluvisol eine Verwandtschaft mit dem Luvisol (s.u.) auf. Ein wesentlicher Bodenbildungsprozess ist daher die Tonverlagerung mit der Bildung eines Bt-Horizonts. Im Albeluvisol treten jedoch zusätzlich noch periodisch wasserstauende Verhältnisse auf (insbesondere nach der Schneeschmelze), die zu einer reduktiven Lösung von Fe ( $Fe^{3+}$  zu  $Fe^{2+}$ ) und

Mn ( $Mn^{4+}$  zu  $Mn^{2+}$ ) - und damit einer Nassbleichung - und **lateralem** Transport im Oberboden führen. Das auf diese Weise verlagerte Fe und Mn fällt an sauerstoffreicheren Stellen in Form von Konkretionen aus, vergleichbar mit der Pseudovergleyung. Im Podsol dagegen werden Fe und Mn nicht reduziert, sondern als organischer Komplex transportiert, der mit dem Sickerwasser in **vertikaler** Richtung verlagert wird. Die typische Zungenform des Bleichhorizontes entsteht beim periodischen Austrocknen des Bt-Horizontes. Aufgrund des hohen Tongehaltes neigt er zur Bildung von Schrumpfrissen, welche dann beim Wiederbefeuchten bevorzugte Sickerwege (engl. *preferential flow paths*) für das Bodenwasser darstellen, in die Material des Bleichhorizonts hineingespült werden kann.

**Verbreitung:** Die weiteste Verbreitung haben Albeluvisols am Südrand der borealen Wälder Eurasiens und Kanadas (Fig. 10.2).

**Nutzung:** Der niedrige pH-Wert, die häufige Vernässung und die Nährstoffarmut lassen die Böden für Ackerbau nur mässig geeignet erscheinen, sie eignen sich besser für Weide- und Forstwirtschaft.



**Figur 10.2** Karte der Verbreitung von Albeluvisols (FAO, 2001)

Bei weiter abnehmenden Niederschlägen und fehlender periodischer Vernässung schliessen sich südlich an die Albeluvisols die Luvisols an.

## Luvisols

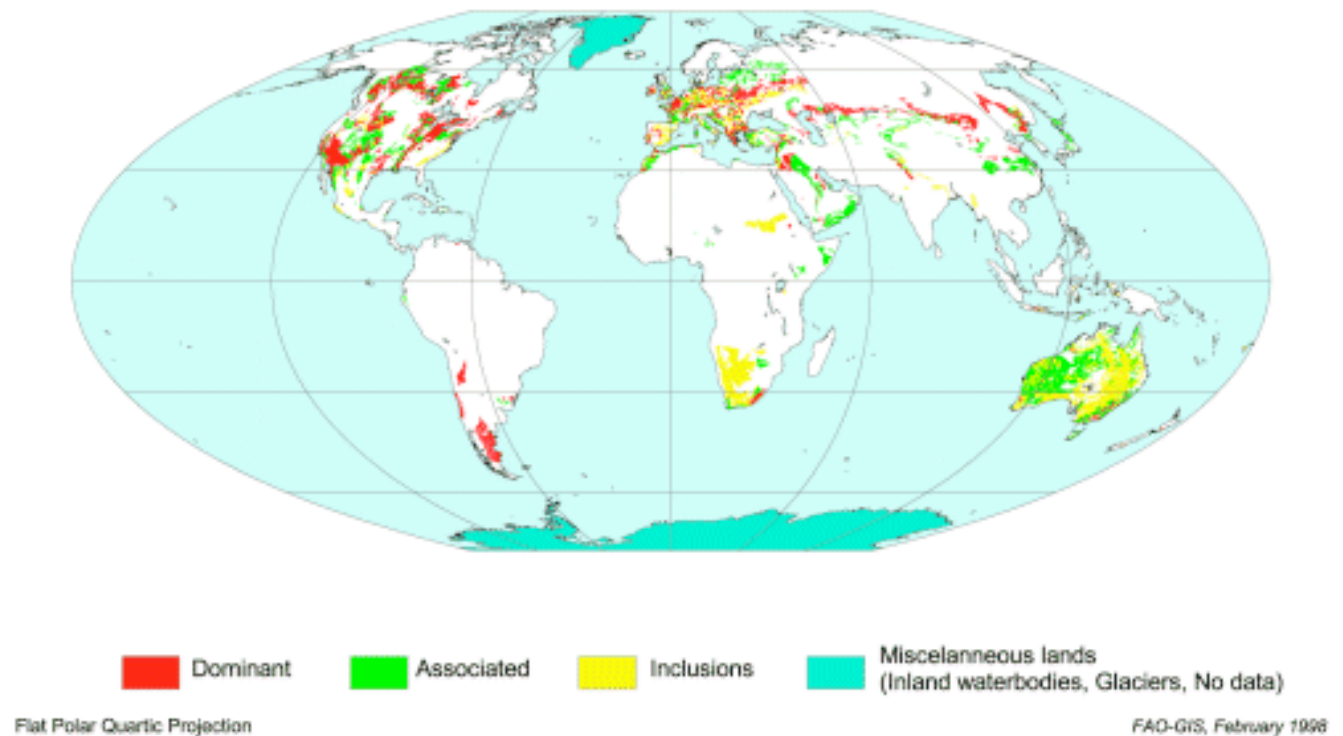
**Name / Herkunft:** Lat. *eluere* = auswaschen; Hinweis auf Böden mit Tonverlagerung

**Merkmale und Eigenschaften:** Die Luvisols sind durch einen Eluvialhorizont mit Tonauswaschung und einen darunter liegenden Illuvialhorizont mit Tonaanreicherung (Bt) gekennzeichnet. Sie sind in der Regel nährstoffreich, bei schwach sauren pH-Werten. Viele Parabraunerden gehören nach WRB zu den Luvisols.

**Genese und Prozesse:** siehe Parabraunerden (Kap. 8.3.5.)

**Verbreitung:** Luvisols sind ausser im westrussischen Mischwaldgürtel in West- und Mitteleuropa, in den USA, sowie den gemässigten Breiten der Südhalbkugel verbreitet (Fig. 10.3).

**Nutzung:** Der günstige pH-Wert (5-6), eine gute Wasser- und Sauerstoffversorgung sowie die hohen Nährstoffvorräte (insbesondere bei Luvisols aus Löss) machen sie zu fruchtbaren Ackerstandorten. Aufgrund des hohen Feinkornanteils (Schluff + Ton) besteht jedoch eine erhöhte Gefahr der Verdichtung, Verschlammung, und Erosion.



**Figur 10.3** Karte der Verbreitung von Luvisols (FAO, 2001)

Südlich an die Luvisols schliessen sich die Steppenböden an, die im mitteleuropäischen Raum mit Ausnahme weniger Sonderstandorte keine Entsprechung haben.

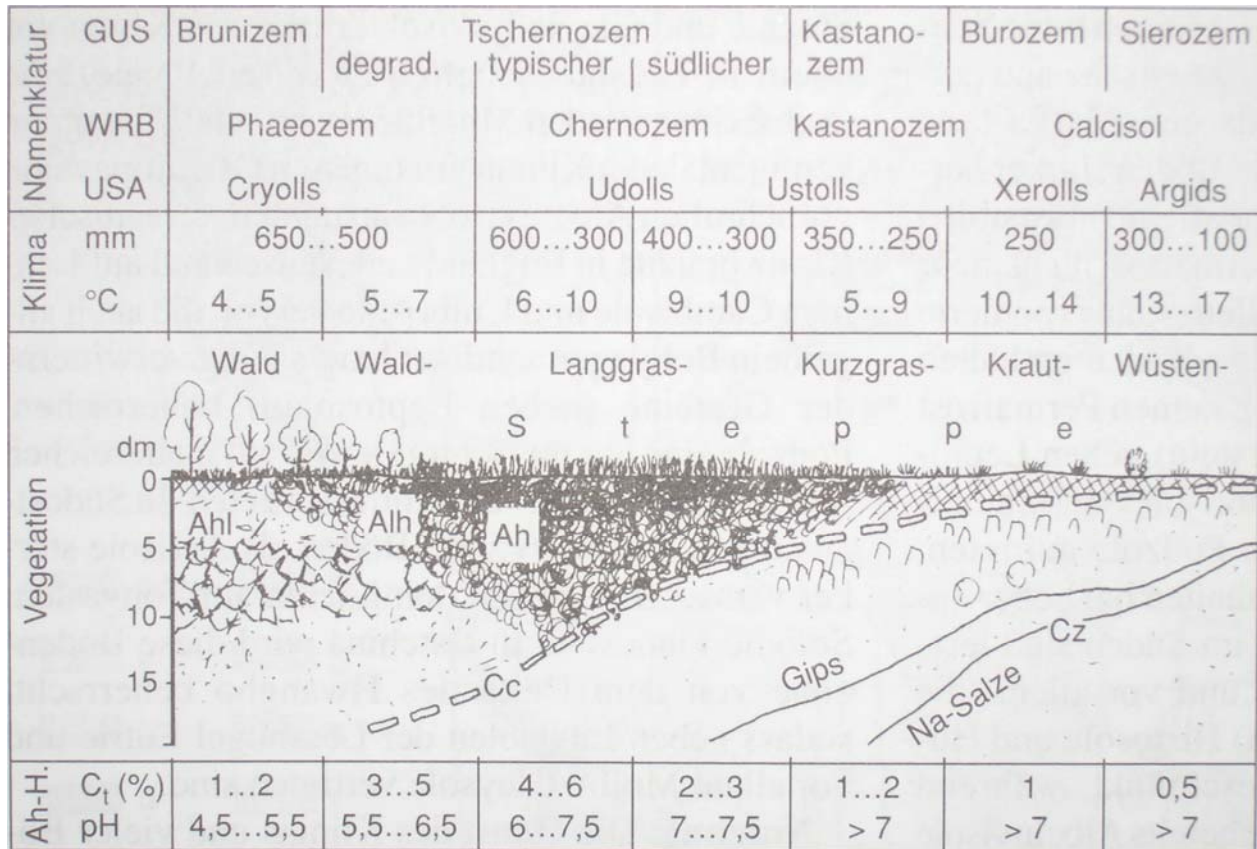
### 10.3. Steppenböden

Die Steppen bilden eine Übergangszone, wo die Niederschläge nicht mehr ausreichen, um eine Waldvegetation zu versorgen, aber hoch genug sind, um den Wasserbedarf von Grasländern zu sichern. In der Regel tritt eine mehr oder weniger stark ausgeprägte Trockenzeit im Jahr auf. In den feuchten Frühlingsmonaten entwickelt sich eine üppige Kräuterflora, die jedoch in den niederschlagsarmen Sommermonaten verdorrt. Die Streu wird von der Bodenfauna in den vielfach mächtigen Ah-Horizont eingearbeitet (gute Bioturbation). Die kalten Wintermonate hemmen die Mineralisierung der organischen Substanz, so dass es zur Humusakkumulation kommt. Mit zunehmender Trockenheit geht die Entkalkungstiefe zurück; die Anreicherung sekundärer Carbonate ist umso höher im Profil zu beobachten, je trockener das Klima ist (vgl. Fig. 10.4 und 10.5).

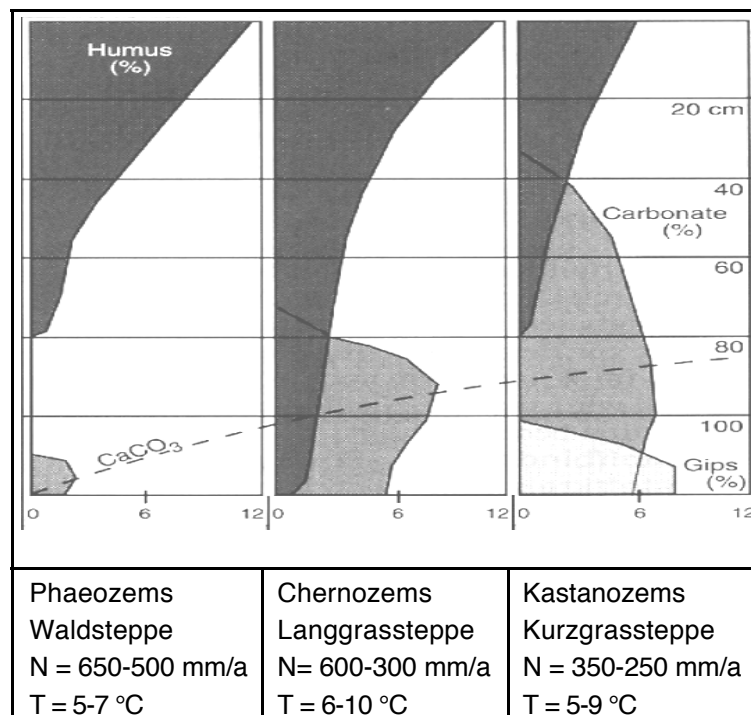
Bei zunehmender Aridität reichen die Sickerwassermengen nicht mehr aus, um alle Salze auszuwaschen. Die Löslichkeit der Salze nimmt in der Richtung Carbonate (v.a.  $\text{CaCO}_3$ ) < Gips ( $\text{CaSO}_4 \cdot 2 \text{H}_2\text{O}$ ) < Na-Salze ( $\text{Na}_2\text{SO}_4$  und  $\text{NaCl}$ ) zu. Im Profil kommt es zunächst zu einer Ausfällung von Carbonaten; tiefer im Profil fallen dann zuerst Gips und schliesslich die Na-Salze aus (vgl. Fig. 10.4). Der Prozess der Versalzung in ariden Böden ist in Kap.11.1. näher beschrieben. In Abhängigkeit von der Durchfeuchtung der Böden als Resultat von Niederschlag und Verdunstung ergibt sich eine deutliche Zonierung der Steppenböden in **Phaeozem**, **Chernozem** und **Kastanozem**. Diese Böden besitzen ein ausgeprägtes Ah-C-Profil,



in Phaeozems kann ein vergleichsweise schwach ausgeprägter B-Horizont auftreten. Ausser in Russland und Zentralasien tritt eine solche grossräumige Zonierung noch im Mittelwesten Nordamerikas (Prärie) und in den südamerikanischen Steppengebieten (Pampas) auf. Dort führt der Regenschatten der Gebirge an den Westküsten dazu, dass der Feuchtigkeitsgradient und damit die Zonierung der Böden in Ost-West Richtung verläuft. In der Schweiz finden sich steppenähnliche Böden in den inneralpinen Trockentälern (Wallis, Unterengadin, Münstertal). Im deutschsprachigen Raum werden Phaeozems und Chernozems oft unter dem Begriff Schwarzerden zusammengefasst.



**Figur 10.4** Steppenböden Russlands. Gegen rechts erfolgt der Übergang zu den Halbwüstenböden. Aus: Scheffer/Schachtschabel: Lehrbuch der Bodenkunde, S.540



**Figur 10.5** Steppenböden: Verteilung von Humus (schwarz),  $\text{CaCO}_3$  (grau) und Gips (hellgrau) in Bodenprofilen entlang einer N-S-Klimasequenz durch die Steppengebiete Mittelasiens und ihre Beziehung zu Temperatur und Niederschlag. Aus: *Wörterbuch der Bodenkunde*, G. Hintermaier-Erhard & W. Zech, Enke Verlag, p. 269

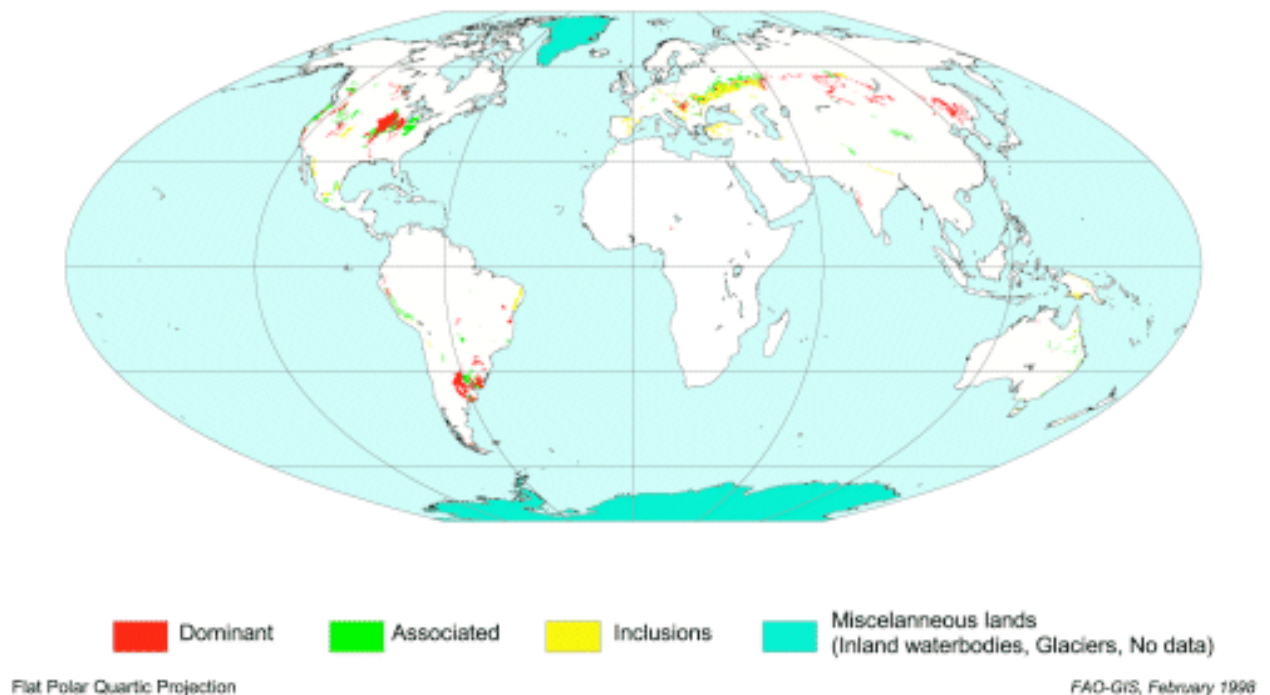
**Phaeozem** (~ degradiertes (d. h. verbrauchtes, lessiviertes) Chernozem)

**Name / Herkunft:** Gr. *phaios* = schwärzlich-grau, Russisch *zemlja* = Land, Erde; Hinweis auf humusreiche Böden mit dunkler Farbe

**Merkmale und Eigenschaften:** Typisch ist ein humusreicher Horizont, der kalkfrei ist (im Gegensatz zu den Chernozems), jedoch eine Basensättigung von über 50 % (oft bis 100 %) aufweist. Die pH-Werte liegen zwischen 5 und 7.5. Phaeozems weisen eine sehr hohe biologische Aktivität auf. Dies führt zu einem homogenen, dunklen Horizont mit intensiver Durchwurzelung. Der humusreiche Horizont ist meist etwas weniger mächtig als der eines Chernozems.

**Genese und Prozesse:** Oft auf Lockersedimenten (Löss) entstanden. Sekundäre Kalk- und Gipsanreicherungen kommen nicht vor. Typische Prozesse sind Entkarbonatisierung, Humusanreicherung und Verbraunung. In den etwas feuchteren Stepperegionen wird Kalk aus dem Profil entfernt, aber die Auswaschung ist nicht so stark, dass auch Nährstoffe davon betroffen wären. Die Produktivität ist sehr hoch und besonders in der kalten Jahreszeit wird die Biomasse durch die tiefwühlende Bodenfauna eingearbeitet (besonders Regenwürmer schützen sich in tieferen Bodenschichten vor Kälte). Rezente oder fossile Wühlgänge von steppenbewohnenden Bodenwühlern (Hamster, Ziesel) zeichnen sich oft bis in den C-Horizont als dunkle, humusreiche Nester und Gänge aus. Diese werden als Krotovinen bezeichnet.

**Verbreitung:** Semiaride Klimate. Phaeozems sind typische Vertreter der Waldsteppe und finden sich teilweise unter den Prärieböden Nordamerikas, der Pampa Argentinens und in der südlichen GUS, jedoch auch in den Hochländern der Tropen. In Europa finden sich kleinere Gebiete in der ungarischen Donauregion. In der Schweiz existieren Phaeozem-ähnliche Böden in den inneralpinen Trockentälern. Grundsätzlich finden sich Phaeozems angrenzend an Chernozems in den etwas feuchteren Bereichen.



**Figur 10.6** Karte der Verbreitung von Phaeozems (FAO, 2001)

**Nutzung:** Phaeozems sind dank ihrer guten Wasserspeicherleistung, dem günstigen Porenvolumen, dem stabilen Gefüge, der guten Nährstoffverfügbarkeit etc. gute und fruchtbare Böden. Anbaueinschränkungen ergeben sich durch die relativ kurze Vegetationsperiode und durch Wassermangel. Zudem besteht bei Übernutzung die Gefahr von Wind- und Wassererosion.

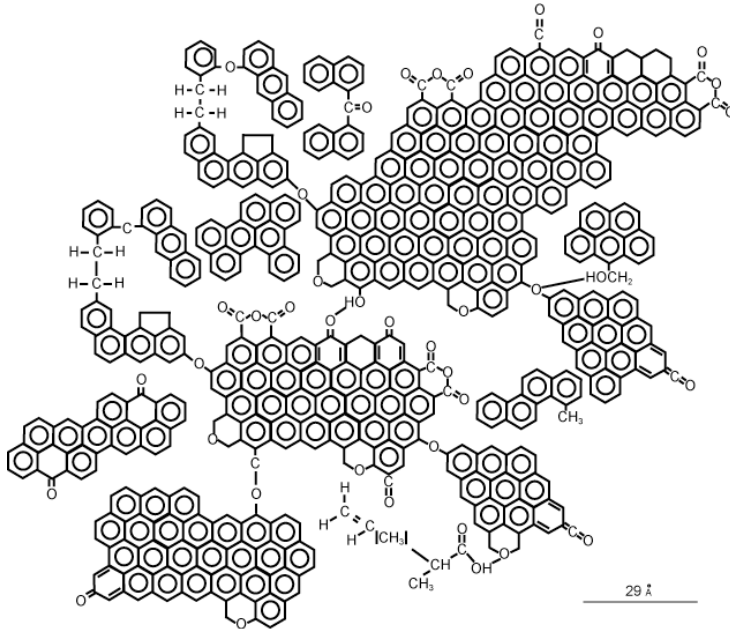
### Chernozem oder Tschernosem (~ Böden mit mächtigem schwarzen Mull-Horizont)

**Name / Herkunft:** Russisch *tschernij* = schwarz, *zemlja* = Erde, Land; Hinweis auf Böden mit hohem Humusgehalt und schwarzer Farbe.

**Merkmale und Eigenschaften:** Chernozems zeichnen sich durch einen mächtigen und humusreichen (bis 16 %) Ah-Horizont aus. Unter dem Ah-Horizont steigt der pH-Wert bis zur Karbonatgrenze hin an, so dass es im oberen Teil des C-Horizontes zu sekundären Kalkausscheidungen in Form von Pseudomycelien (Kalkausscheidungen entlang von Poren, die an Pilzhyphen erinnern), Schlieren und Flecken (Bjeloglazka, im mm- bis cm-Bereich) aber auch Lösskindeln (harte Konkretionen im cm bis dm-Bereich) kommt. Im Gegensatz zu den Kastanozems existiert kein Horizont mit sekundären Gipsausscheidungen.

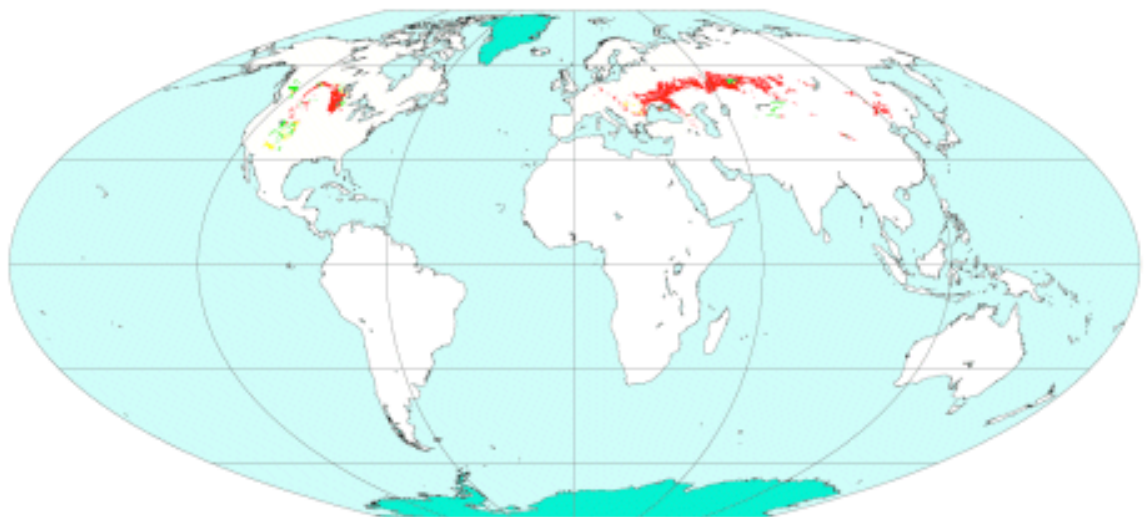
**Genese und Prozesse:** Das Ausgangsmaterial der Chernozembildung ist oft kalkhaltiger Löss. Voraussetzung für die Entstehung des oft 1 m mächtigen Ah-Horizonts sind hohe Biomasseproduktion (Langgras-Steppe), intensive Durchmischung (Bioturbation) und langsame Mineralisierung. Wie bei den Phaeozems finden sich Krotovinen, die auf eine hohe Aktivität von bodenwühlenden Tieren hindeuten. Die hohe Biomasseproduktion mit intensiver Durchwurzelung unter der Langgrassteppe findet in den feuchten Frühlingsmonaten statt. Heisse Sommer und kalte Winter hemmen die Mineralisierung. Die Biomasse der Langgrassteppe vertrocknet im heissen Sommer und bietet dann ausreichend Brennmaterial für natürliche (durch Blitzschlag ausgelöste) Brände, die in den Steppen häufiger sind als in anderen Vegetationszonen. Bei den Bränden wird die Biomasse aber nicht komplett verbrannt, vielmehr entstehen verkohlte Pflanzenrückstände, das sogenannte *Black Carbon*. Dieses setzt sich aus

kondensierten aromatischen Ringen (s. Fig. 10.7) zusammen, und kann daher nur sehr langsam abgebaut werden. Daher trägt es vermutlich einen erheblichen Teil zur Kohlenstoffanreicherung und zur schwarzen Färbung der Böden bei. Im Jahresmittel entspricht der Niederschlag in etwa der Verdunstung; so dass keine kontinuierliche Abwärtsbewegung des Bodenwassers mehr erfolgt, wie dies in den humideren Zonen der Fall ist. Es bildet sich stattdessen eine maximale Durchfeuchtungstiefe, wo die sekundären Karbonatausscheidungen auftreten, meist an der Grenze zwischen Ah und C- Horizont.



**Figur 10.7** Kohlenstoff in Form von kondensierten aromatischen Ringen ist Hauptbestandteil verkohlter Biomasse (Grafik nach Sergides et al., Appl. Spectroscopy 41, 482-492).

**Verbreitung:** Chernozems finden sich grossflächig in Steppengebieten, wo der Niederschlag nicht für eine vollständige Profildurchwaschung ausreicht. In Zentralasien und Nordamerika grenzen sie oft an Gebiete mit Phaeozems an, sind jedoch in Südamerika nicht weit verbreitet.



Flat Polar Quartic Projection

FAO-GIS, February 1998

**Figur 10.8** Karte der Verbreitung von Chernozems (FAO, 2001)

**Nutzung:** Durch den Nährstoff- und Humusreichtum sowie durch das günstige Gefüge (Krümelgefüge), günstige Porenverteilung, ein gutes Wasserspeichervermögen und eine hohe KAK stellen Chernozems sehr fruchtbare Böden dar. Ertragsmindernd kann sich Wassermangel auswirken, jedoch begünstigt der hohe Humusgehalt die Speicherung von Niederschlagswasser im Boden. Manchmal kann Bewässerung dennoch nötig sein. Generell gehören jedoch Schwarzerden zu den fruchtbarsten Böden.

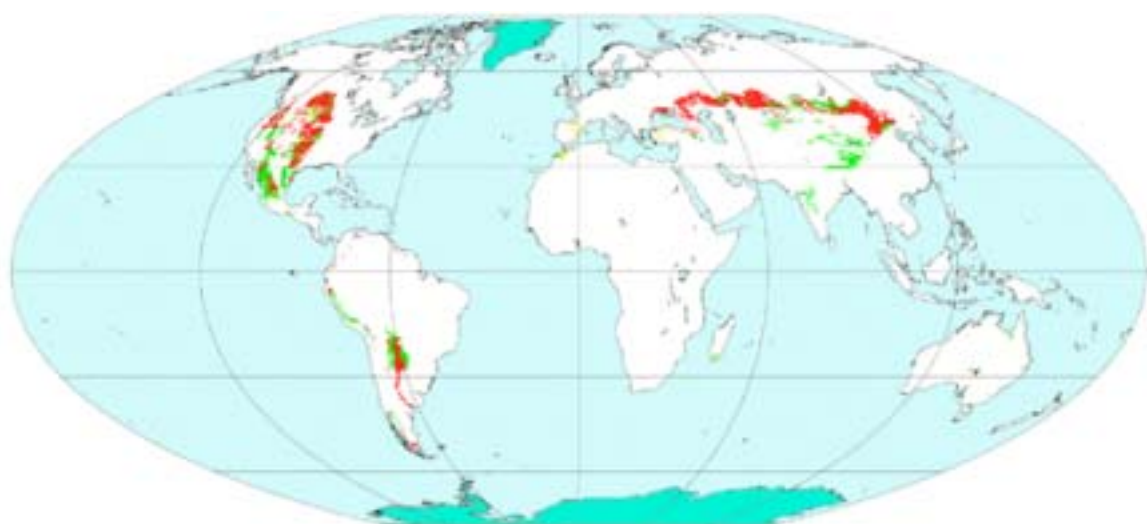
### Kastanozem (~ Böden mit mächtigem braunen Mull-Horizont)

**Name / Herkunft:** Lat. *castanea* = Kastanie; Hinweis auf Böden mit hohem Humusgehalt und kastanienbrauner Farbe

**Merkmale und Eigenschaften:** Aufgrund der geringeren Biomasseproduktion der Kurzgrassteppe in der warm-trockenen Klimazone und der weniger intensiven Durchwurzelung weisen Kastanozems im Vergleich mit Chernozems und Phaeozems einen weniger mächtigen Ah-Horizont mit geringeren Humusgehalten (2 - 4 %) auf. Die Bodenfarbe ist dadurch eher grau-braun als schwärzlich wie bei den Chernozems. Durch die milderen Winter ist die Bioturbation weniger intensiv und reicht nicht in so extreme Bodentiefen wie bei den Chernozems. Krotovinen sind dadurch seltener zu finden. Brände produzieren trotz des trockeneren Klimas geringere Mengen an abbauresistentem *Black Carbon* als in Chernozems, da deutlich weniger Brennmaterial zur Verfügung steht.

**Genese und Prozesse:** Die geringere Niederschlagsmenge führt zu einer schlechten Profildurchwaschung. Sekundäre Kalkausscheidungen finden sich bereits in den oberen Profilmereichen (im Gegensatz zu den Chernozems). Bei gipshaltigem Ausgangsmaterial kann es zur Ablagerung von Gips im unteren Profilmereichen kommen. Weil kaum Nährstoffe ausgewaschen werden sind Kastanozems generell nährstoffreich.

**Verbreitung:** Grundsätzlich grenzen Kastanozems an die trockenen Bereiche der Chernozems an. Sie bedecken grosse Flächen der eurasischen Kurzgrassteppe bis in die Zentralmongolei, der nord-amerikanischen Prärie sowie der südamerikanischen Pampa. Bei weiter steigenden Temperaturen setzt der Übergang zu den Halbwüstenböden ein.



■ Dominant   
 ■ Associated   
 ■ Inclusions   
 ■ Miscellaneous lands (Inland waterbodies, Glaciers, No data)

Flat Polar Quatic Projection

FAO-G/S, February 1998

**Figur 10.9** Karte der Verbreitung von Kastanozems (FAO, 2001)

**Nutzung:** Kastanozems sind gute Ackerböden, weisen aber gegenüber Chernozems und Phaeozems ein geringeres Wasserspeichervermögen auf. Die geringeren Humusgehalte führen zu einer etwas schlechteren Aggregation, wodurch eine stärkere Erosionsanfälligkeit besteht. Grosse Kastanozemflächen werden bewässert, wobei Versalzungsprobleme auftreten können.

Bei zunehmender Trockenheit schliessen sich südlich an die Kastanozems verschiedene Böden arider Klimate an, z. B. Solonetz, Solonchak, Calcisol. Diese werden in Kapitel 11.1. behandelt.

## 10.4. Literatur

FAO (2001): Lecture notes on the major soils of the world.

<http://www.fao.org/docrep/003/y1899e/y1899e00.htm>

(Zugriff 13.08.07)

Hintermaier-Erhard, G., Zech, W. (1997): Wörterbuch der Bodenkunde. Ferdinand Enke Verlag, Stuttgart.

Scheffer/Schachtschabel (2002): Lehrbuch der Bodenkunde, 15. Auflage. Spektrum Akademischer Verlag, Heidelberg

Zech, W., Hintermaier-Erhard, G. (2002): Böden der Welt. Spektrum Akademischer Verlag, Heidelberg

# 11. Böden ausserhalb Europas

## 11.1. Böden arider Klimate

Während in den humiden Gebieten lösliche Salze mit dem Sickerwasser aus dem Boden ausgewaschen werden, ist dies unter ariden Bedingungen nicht der Fall. Es kommt in der Regel zu einer zusätzlichen Anreicherung von Salzen, entweder durch kapillar aufsteigendes Grundwasser (Grundwasserversalzung) oder durch im Niederschlagswasser gelöste Salze, die im Boden verbleiben (Tagwasserversalzung). Die Löslichkeit der häufigsten Salze nimmt in der Reihenfolge Carbonate < Sulfate < Chloride zu, was dazu führt, dass sie sich in verschiedenen Tiefen im Bodenprofil anreichern. Erfolgt die Anreicherung primär durch ascendentes (aufsteigendes) Grundwasser, so reichern sich die Chloride oben im Profil an, die Carbonate unten.

Bei vorwiegend deszendenter Wasserbewegung (Tagwasserversalzung) werden die Carbonate weiter oben im Profil angereichert als die besser löslichen, und daher weiter nach unten verlagerbaren Sulfate und Chloride.

Sowohl die Menge als auch die Art der Salze (insbesondere die Kationen) hat einen Effekt auf die Bodeneigenschaften, insbesondere die Aggregation der Tonminerale. Geladene Partikel im Boden (sowohl Tonminerale als auch Ionen) sind von einer Hydrathülle (dünne Schicht aus Wassermolekülen) umgeben, die einen engen Kontakt der Teilchen erschwert. Können die Anziehungskräfte zwischen den Teilchen diesen Abstand überwinden, so aggregieren sie zu grösseren Einheiten, was als Koagulation oder Flockung bezeichnet wird. Im gegenteiligen Fall bleiben die Einzelpartikel (=Kolloide) im peptisierten (=dispergierten) Zustand.

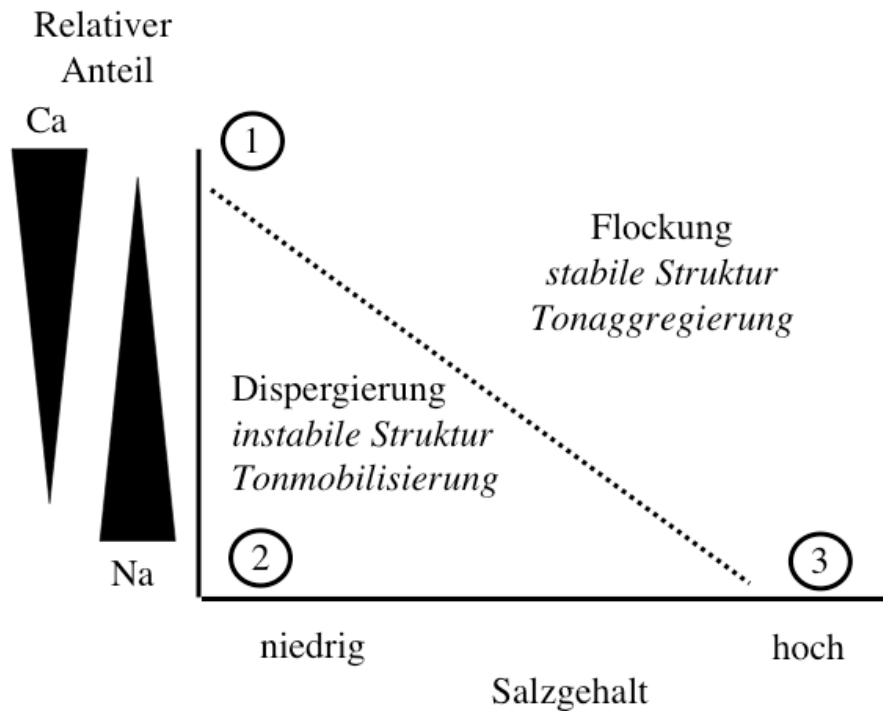
Flockung und Dispergierung werden von den Salzen über zwei Effekte beeinflusst, die nicht unabhängig voneinander sind:

- 1. Ladungseffekt:** Bei zwei- und dreiwertigen Kationen ( $\text{Ca}^{2+}$ ,  $\text{Mg}^{2+}$ ,  $\text{Al}^{3+}$ ) ist die Ladungsdichte hoch genug, dass eine starke elektrostatische Anziehung (zwischen Kation und Tonmineral) zustande kommt. Mehrwertige Kationen wirken so wie Brücken zwischen den Tonmineralen und verbinden diese zu Aggregaten (= Flockung). Einwertige Kationen sind dazu weniger in der Lage; die Tone peptisieren (=dispergieren) unter dem Einfluss einwertiger Kationen. Dominieren also einwertige Kationen (v.a. Na) an den Austauschplätzen der Tonminerale und in der Bodenlösung, so führt dies zu einer schlechteren Aggregation der Tonpartikel als in Gegenwart von zweiwertigen Kationen (Ca, Mg). In schwach aggregierten Böden besteht die Gefahr der Verschlammung, wobei die Aggregate zerfallen, was die Porenstruktur und damit Luft- und Wasserhaushalt negativ beeinflusst.
- 2. Konzentrationseffekt:** Ein hoher absoluter Salzgehalt (unabhängig von der Art der Ionen) wirkt generell strukturstabilisierend, da er eine Flockung (= Aggregation zu grösseren Einheiten) der Tonpartikel bewirkt.

Je höher der Natriumanteil an den Kationen ist, desto höher muss der absolute Salzgehalt sein, um eine Flockung des Tones und damit eine stabile Bodenstruktur zu bewirken. Das ist schematisch in Fig. 11.1 dargestellt. Hohe Na-Gehalte führen dazu, dass in Böden arider Klimate eine Dispergierung des Tons und eine Tonverlagerung bei höheren pH-Werten als in humiden Klimaten möglich ist. Während in den humiden Klimaten oberhalb pH 6.5 in der Regel Ca das dominierende Kation am Austauscher ist (Na wird sehr schnell ausgewaschen), und zu einer Flockung der Tone führt (Punkt 1 in Fig. 11.1), kann im ariden Klima Na überwiegen und das Ca von den Austauschplätzen verdrängen, woraufhin die Tone

dispergieren und mobil werden (Punkt 2). Wenn jedoch der absolute Salzgehalt hoch ist, wird trotz des hohen Na-Anteils eine Aggregation erreicht (Punkt 3).

Das Pflanzenwachstum wird sowohl durch einen hohen absoluten Salzgehalt, als auch durch eine hohe Na-Konzentration gehemmt; ein hoher Na-Anteil ist für viele Pflanzen toxisch, da Na die Aufnahme anderer Kationen (besonders Kalium) beeinträchtigt.



**Figur 11.1** Schematische Darstellung der Bedingungen, die zur Flockung bzw. Dispergierung von Tonen führen.

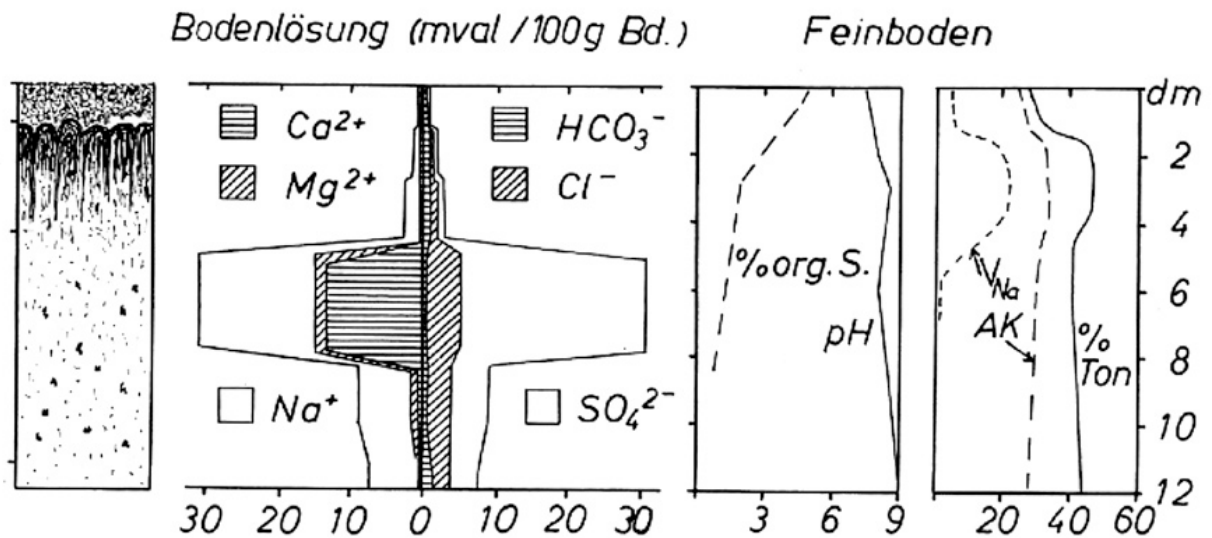
### Solonetze („Natriumboden“)

**Name / Herkunft:** Russisch 'sol' = Salz und 'etz' = stark entwickelt

**Merkmale und Eigenschaften:** 'Salzböden' mit hohem Na-Gehalt (Na-Sättigung > 15 %). Die pH-Werte sind wegen dem hohen Na-Gehalt meist über 8,5 (bis gegen 11). Aufgrund der dispergierenden Wirkung des Na können Tone und organische Substanz in Poren verlagert werden und diese schliesslich verstopfen (=Verschlammung). Die Dispergierung ist auf die unterschiedlich starke Haftfähigkeit der Ionen an den Tonmineralen zurückzuführen ( $Al^{+++} > Ca^{++} > Mg^{++} > K^+ > Na^+$ ), vgl. oben. Es resultiert eine im feuchten Zustand dichte und breiartige Bodenmasse, die im trockenen Zustand oft betonähnlich hart und mit starken Schwundrissen durchsetzt ist. Durch Quellungs- und Schrumpfungsprozesse entsteht ein typisches Säulengefüge. Die Säulen sind einem Prismengefüge ähnlich, weisen jedoch gerundete Kanten und Kuppen auf.

**Genese und Prozesse:** Solonetze bilden sich als Folge zweier entgegengesetzt wirkender Transportmechanismen: (1) Während einer Trockenphase bilden sich Trockenrisse und Salze werden als Folge kapillaren Aufstiegs im mittleren und unteren Teil des Bodenprofils (Btn-Horizont) akkumuliert. (2) Während der Regenzeit kommt es zu Tondispergierung und Einwaschung des Tons in die Trockenrisse, ausserdem quellen die Tone auf, was zu dem typischen Säulengefüge des Solonetzes führt. Solonetze entstehen z.B. im Bereich stark Na-haltiger Grundwässer oder durch Entsalzung natriumreicher Solonchaks (s. u.) infolge Humiditätszunahme oder Grundwasserabsenkung.

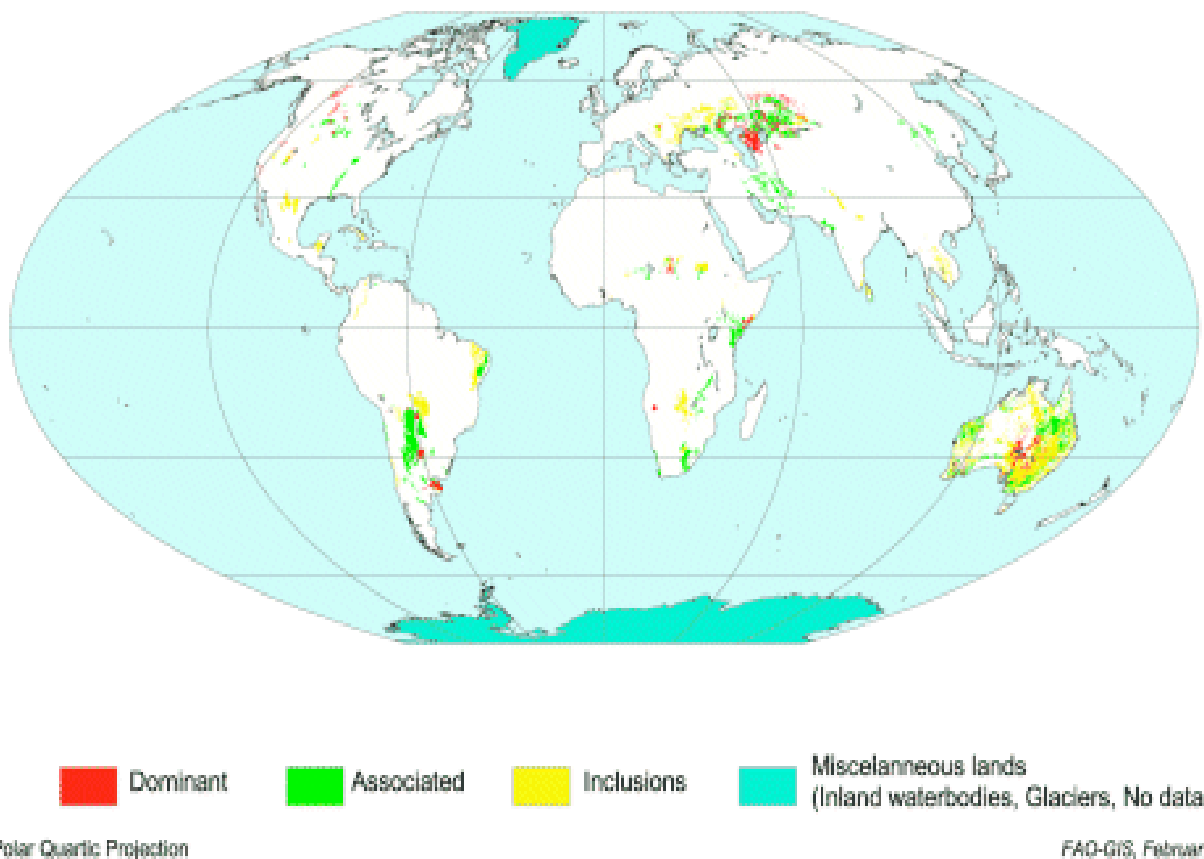




**Figur 11.2**      Eigenschaften eines Solonetz aus Auenlehm unter Grünland, Rumänien. Aus Scheffer/Schachtschabel: Lehrbuch der Bodenkunde, S. 446. AK = KAK

**Verbreitung:** Bodentyp (semi)arid gemässiger und subtropischer Klimate.

**Nutzung:** Natriumböden eignen sich nicht als Kulturpflanzenstandorte, da sie im feuchten Zustand verschlammten und im trockenen Zustand sehr harte Schollen bilden. Falls sich im Unterboden ein karbonatreicher Horizont befindet, kann ein Tiefpflügen zu verbesserten Bodeneigenschaften führen (Calcium ersetzt Natrium und verbessert dadurch die Bodenstruktur).



**Figur 11.3**      Karte der Verbreitung von Solonetzen, aus FAO (2001)

Solonchak (~ stark salzhaltiger Boden)

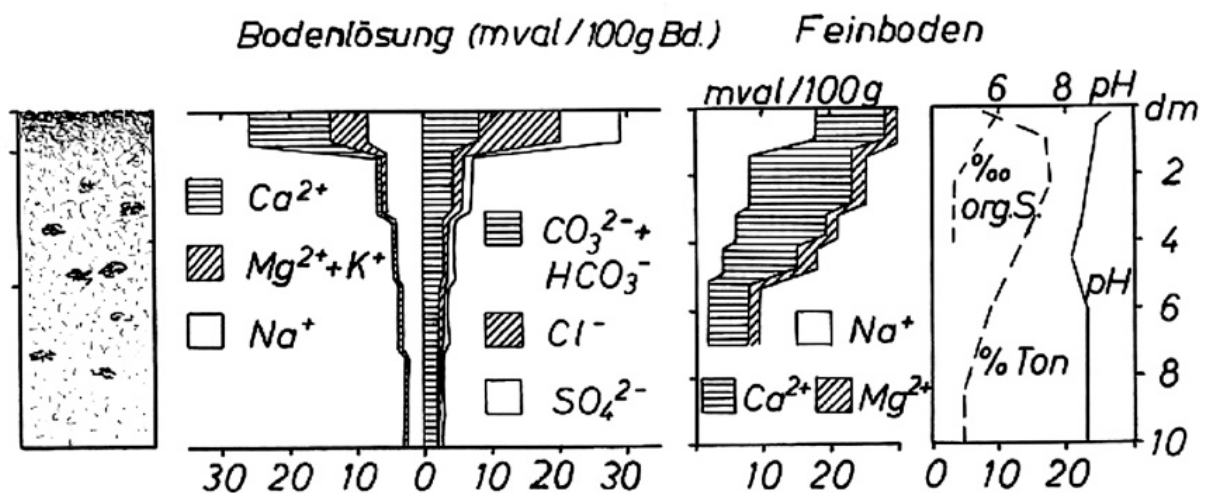
**Name / Herkunft:** Russisch 'sol' = Salz und 'chak' = salziges Gebiet; Hinweis auf Salzgehalt.

**Merkmale und Eigenschaften:** Böden mit Salzanreicherung enthalten im oberen Profilabschnitt wasserlösliche Salze. Bei wechsel trockenem Klima werden Salze im Profil umverteilt. In der Trockenperiode steigen sie mit dem Kapillarwasser auf und bilden nach der Verdunstung helle Salzkrusten an der Oberfläche. Bei Regen werden sie wieder gelöst und in den Untergrund verlagert. Für den kapillaren Aufstieg ist eine feine Textur Voraussetzung. Die pH-Werte schwanken je nach vorherrschender Salzkombination zwischen neutral bis zu stark alkalisch. Der Oberboden ist aufgrund des hohen Salzgehaltes im Allgemeinen gut aggregiert (vgl. Fig. 11.1).

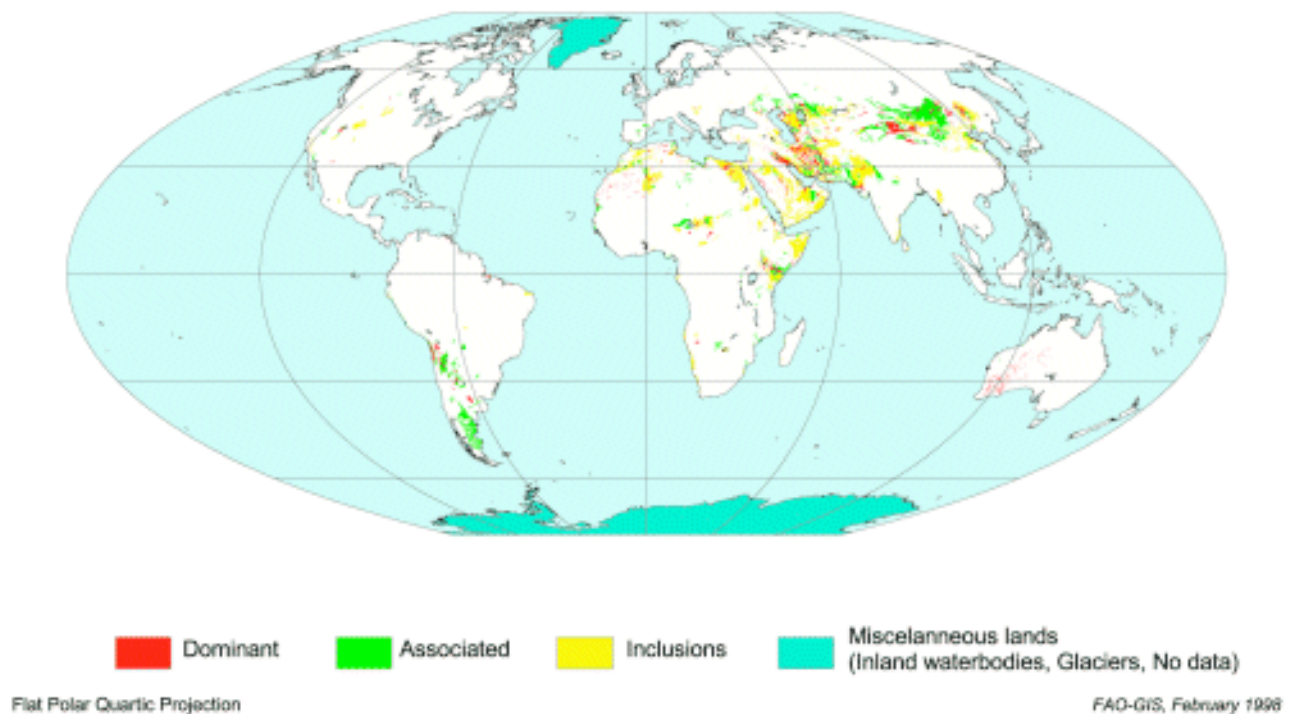
**Genese und Prozesse:** Die Salze können mit dem Regenwasser oder mit Grund- und Hangwasser zugeführt worden sein oder aus dem Gestein stammen. Auch eine unsachgemäße Bewässerung kann zur Versalzung beitragen. Unter heißen Bedingungen evaporiert das Wasser und es bleibt eine Salzkruste an der Bodenoberfläche zurück. Im Gegensatz zu den Solonetzen liegt das Maximum der Salzzakkumulation im Oberboden.

**Verbreitung:** Solonchaks finden sich in semiariden und ariden Klimagebieten und sind weltweit entlang von Küsten und in abflusslosen Senken verbreitet. In Europa finden sie sich kleinflächig, z. B. in der Ukraine und auf dem Balkan.

**Nutzung:** Die hohen Salzgehalte führen für Pflanzen zu Wasserstress (Erhöhung des osmotischen Potentials: Hoher Salzgehalt im Boden erschwert die Wasseraufnahme in die Pflanzenzellen) und zu Nährstoffarmut (antagonistische Effekte: hohe Na-Konzentration beeinträchtigt die K-Aufnahme). Die gering entwickelte Vegetation besteht somit aus halophilen (salzliebenden) Arten. Eine landwirtschaftliche Nutzung ist erst nach Auswaschung der Salze mit entsprechenden Drainage möglich. Bei extremer Versalzung bilden sich vollständig vegetationslose Gebiete (Salzseen). Bauwerke werden durch die Bildung von Salzkristallen und deren stark korrosive Wirkung beeinträchtigt.



**Figur 11.4** Eigenschaften eines Solonchak aus Flusssand unter Grünland, Ungarn. Aus Scheffer/Schachtschabel: Lehrbuch der Bodenkunde, S. 445



**Figur 11.5** Karte der Verbreitung von Solonchaks, aus FAO (2001)

Calcisol (~ mit Kalk angereicherter Boden)

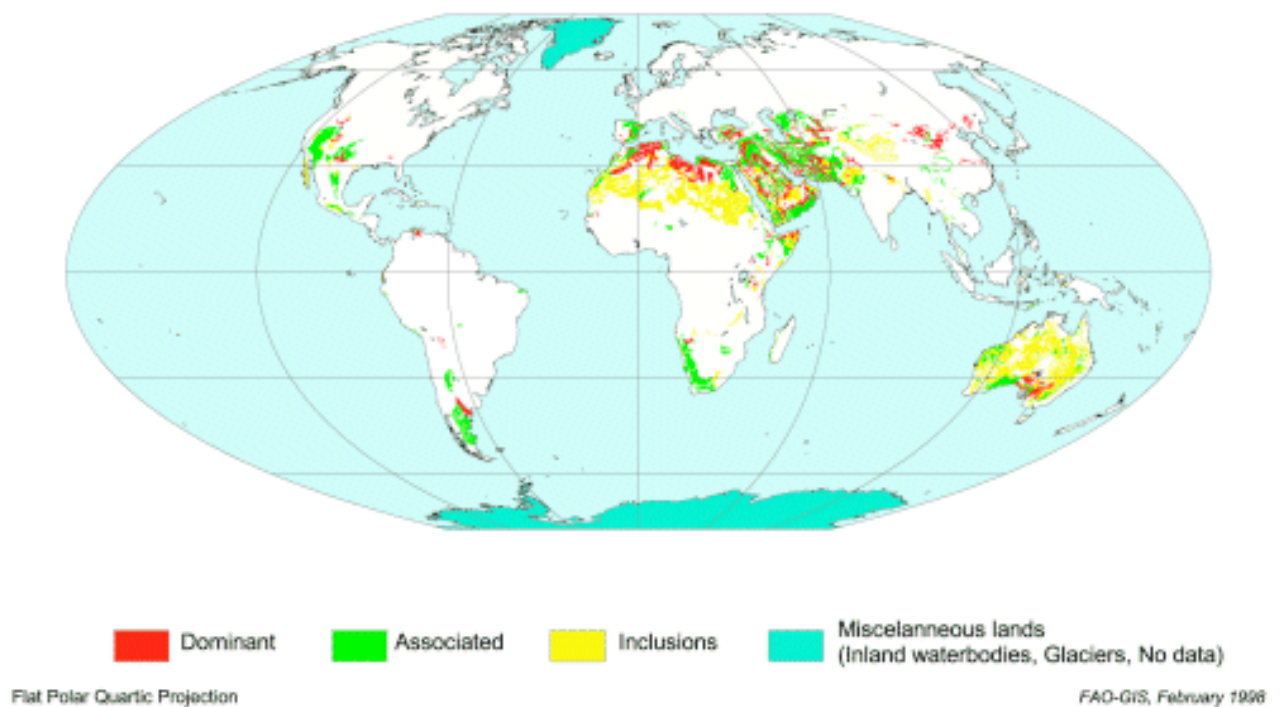
**Name / Herkunft:** L. 'calx' = Kalk; Hinweis auf Böden mit sekundärer Kalkanreicherung

**Merkmale und Eigenschaften:** Der Calcisol weist eine Anreicherung sekundärer Carbonate auf, die im diagnostischen *calcic horizon* mindestens 15%  $\text{CaCO}_3$  beträgt, und in diffuser Form oder auch als verfestigte Kruste (Calcrete) auftreten kann. Im Gegensatz zum Kastanozem ist der Calcisol humusarm, da die Niederschläge nicht mehr für eine geschlossene Vegetationsdecke ausreichen.

**Genese und Prozesse:** Die Niederschlagsmenge ist zu gering für eine geschlossene Vegetationsdecke, dies führt zu reduziertem Eintrag organischen Materials und geringer biologischer Aktivität. Die niedrigen Niederschläge führen wie im Kastanozem zu einer schlechten Profildurchwaschung und sekundären Kalkausscheidungen bereits in den oberen Profilbereichen.

**Verbreitung:** Am ariden Ende der russischen Klimasequenz bilden Calcisole auf carbonatreichen Sedimenten den Übergang von den Steppenböden zu den Wüstenböden. Ihr Hauptvorkommen ist in den (semi)ariden (Sub)tropen: Nordafrika, Anatolisches Hochland, Iran, Zentralasien, Mongolei, SW-USA, Mexiko, sowie am Ostrand der südlichen Anden und in Namibia.

**Nutzung:** Steinarme Calcisole sind potentiell fruchtbar, während das Vorhandensein durchgehender Kalkkrusten die Durchwurzelung erschwert. Für Ackerbau ist Bewässerung nötig, ohne Bewässerung ist oft nur extensive Beweidung möglich.



**Figur 11.6** Karte der Verbreitung von Calcisols, aus FAO (2001)

### Gypsisol (mit Gips angereicherter Boden)

**Name / Herkunft:** L. 'gypsum' = Gips; Hinweis auf Böden mit sekundärer Gipsanreicherung.

**Merkmale und Eigenschaften:** Der Gypsisol weist eine Anreicherung von sekundärem Gips auf, der sich oberhalb einer eventuell zusätzlich auftretenden Kalkanreicherung befindet. Der Gipsgehalt im diagnostischen *gypsic horizon* beträgt mindestens 15%  $\text{CaSO}_4 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$ .

**Genese und Prozesse:** Die Niederschlagsmenge ist zu gering für eine geschlossene Vegetationsdecke, dies führt zu reduziertem Eintrag organischen Materials und sehr geringen Humusgehalten. Die meisten Gypsisols haben sich auf gipshaltigem Ausgangsmaterial gebildet, aus welchem der Gips zunächst gelöst und dann im *gypsic horizon* wieder ausgefällt wird.

**Verbreitung:** Gypsisols treten in der gleichen Klimazone wie Calcisols auf. Sie kommen relativ kleinräumig in Wüstengebieten des Mittleren Ostens, Zentralasiens, Australiens und Afrikas vor.

**Nutzung:** Aufgrund der spärlichen Vegetation werden Gypsisols oft als extensive Weiden genutzt. Das Pflanzenwachstum wird durch Gipsgehalte über 25% und Wassermangel gehemmt. Bei P-, K- und Mg-Düngung und Bewässerung ist Ackerbau (Weizen, Mais, Baumwolle) mit guten Erträgen möglich.

### Durisol (durch umgelagerte Kieselsäure verfestigter Boden)

**Name / Herkunft:** L. 'durus' = hart.

**Merkmale und Eigenschaften:** Der Durisol weist eine Anreicherung von sekundärem Quarz im Unterboden auf. Dieser kann in Form von *durinodes* (=  $\text{SiO}_2$ -Konkretionen) auftreten oder als *duripan* (mit sekundärem  $\text{SiO}_2$  verkitteter Horizont). Der Humusgehalt ist gering, der pH (>8) und der Salzgehalt im Oberboden sind oft hoch.

**Genese und Prozesse:** Die Genese der Durisols ist nicht vollständig geklärt. Die Quarzlösung und Kieselsäureauswaschung benötigen ein feuchtes Klima (siehe Tropenböden), was im Widerspruch zum Vorkommen der Durisols unter aridem Klima steht. Daher kommt entweder eine frühere Entstehung unter einem feuchteren Paläoklima in Frage oder eventuell gelegentliche sehr heftige Niederschlagsereignisse, wodurch während kurzen Perioden die nötigen Feuchteverhältnisse erreicht werden.

**Verbreitung:** Durisols treten in SW-Afrika, Australien und im SW der USA auf. Da sie eine der neu in die WRB-Klassifikation aufgenommenen *Reference Groups* sind, die bislang nicht als eigene Einheiten ausgeschieden wurden, ist ihre genaue Verbreitung noch nicht bekannt.

**Nutzung:** Durisols werden ebenfalls vorwiegend als extensive Weiden genutzt. Für Ackerbau muss ein vorhandener *duripan* aufgebrochen werden, um die Durchwurzelung des Bodens zu ermöglichen. Wegen der hohen Salzgehalte muss bei Bewässerung auf ausreichende Entsalzung geachtet werden. Die mit Quarz verkitteten Krusten der *duripans* finden aber auch Verwendung als Baumaterial.

## 11.2. Böden der Tropen und Subtropen

### 11.2.1. Bodenentwicklung in den immerfeuchten Tropen

Bei der Verwitterung von Silikaten entsteht Kieselsäure  $H_4SiO_4$ . Für den Kalifeldspat mit der Summenformel  $KAlSi_3O_8$  lautet die Bilanz der Verwitterung zum Beispiel:



Während das Kalium generell sehr mobil ist und sowohl von Pflanzen aufgenommen als auch mit dem Sickerwasser verlagert werden kann, ist Aluminiumhydroxid sehr schwer löslich und reichert sich daher im Boden relativ an. Die entstehende Kieselsäure ist relativ schwerlöslich. In den mittleren Breiten reagiert sie im Wesentlichen mit dem Aluminiumhydroxid, was zur Bildung der sekundären Tonminerale führt. Unter dem warm-feuchten Klima der Tropen wird jedoch auch ein gewisser Anteil aufgrund der hohen Sickerwassermengen und der besseren Löslichkeit unter warmen Bedingungen ausgewaschen (**Desilifizierung**). Dennoch ist die Kieselsäureauswaschung ein relativ langsamer Prozess.

Um eine weitgehende Desilifizierung zu erreichen, müssen Landschaftsformen daher über lange Zeiträume stabil sein. In den Mittelbreiten ist diese Voraussetzung durch die mehrfache Vergletscherung in der Regel nicht gegeben. Die Erosionswirkung glazialer und periglazialer Prozesse hat dort innerhalb relativ kurzer geologischer Zeiträume immer wieder neues unverwittertes Material freigelegt.

Dies war jedoch in weiten Gebieten der Tropen nicht der Fall. Insbesondere der Osten Südamerikas, das äquatoriale Afrika und Zentral- und Südindien bestehen aus präkambrischen Schichten, auf denen die Bodenbildung seit Jahrtausenden ohne wesentliche Unterbrechung ablaufen konnte. Dabei entstand vielerorts eine bis zu 100 m mächtige Verwitterungsschicht zwischen dem eigentlichen Boden und dem unverwitterten Ausgangsgestein, die als **Saprolith** bezeichnet wird.

Als Folge der Desilifizierung reichern sich als Verwitterungsprodukte Eisen- und Aluminiumoxide an. Wenn diese Anreicherung *in situ* stattfindet und es sich folglich um eine relative Anreicherung handelt, wird dieser Prozess als **Ferralitisierung** oder Ferralisation bezeichnet. Da er sehr charakteristisch für diese tiefgründig verwitterten nährstoffarmen Böden der Tropen ist, gibt er ihnen in den verschiedenen Klassifikationen den Namen: Ferralsol (WRB und FAO), sol ferralitique (frz.) bzw. Oxisol (bezieht sich auf die Oxidanreicherung, Soil Taxonomy).

Unter bestimmten Bedingungen kann aber auch eine absolute Anreicherung insbesondere der Eisenoxide stattfinden (z.B. bei zusätzlicher lateraler Eisenzufuhr mit dem Grundwasser). Dann kann sich

ein Unterbodenhorizont bilden, der durch diese Oxide kittartig verfestigt wird. Dies wird als **Plinthit** bezeichnet, und solche Böden werden als Plinthosols klassifiziert. Insbesondere bei verstärkter Sauerstoffzufuhr (z.B. wenn er durch Erosion an die Oberfläche gelangt oder in den Trockenzeiten) kann der Plinthit zu festen Eisenkrusten verhärten. In manchen Gegenden der Tropen wird er als Baumaterial abgebaut solange er noch grabbar ist und zu Ziegeln geformt. Durch Lagerung an der Luft härtet er dann aus. Sowohl der Name Plinthit (von gr. *plinthos* = Ziegel) als auch der früher gebräuchliche Name Laterit (von lat. *later* = Ziegel) nehmen darauf Bezug. Einen schematischen Überblick über Prozesse der Bodenbildung in den Tropen gibt Fig. 11.7.

### 11.2.2. Besonderheiten ferralitischer Böden

#### **Tonmineralogie:**

In tiefgründig desilifizierten Böden kommt neben den Fe- und Al-Oxiden nur noch Kaolinit als sekundäres Tonmineral in signifikanten Mengen vor. Andere Tonminerale sind unter den Verwitterungsbedingungen nicht stabil. Kaolinit ist ein Zweischicht-Tonmineral, es besteht aus einer Si-Tetraederschicht und einer Al-Oktaederschicht, was die relative Si-Armut widerspiegelt. Weniger stark verwitterte (und daher Si-reichere) Böden der gemässigten Breiten enthalten vor allem Dreischicht-Tonminerale, wie Illite und Smectite mit einem Si:Al-Verhältnis von 2:1.

Besonderes Merkmal des Kaolinites ist seine geringe Schichtladung, die zu einer sehr niedrigen Kationenaustauschkapazität (KAK) führt. Bei niedrigen pH-Werten ist die ohnehin geringe KAK zusätzlich durch die Adsorption von Protonen verringert. Da die stark verwitterten Böden praktisch keine verwitterbaren Primärminerale mehr enthalten, ist die Zufuhr basischer Kationen gering, was sich in einer niedrigen Basensättigung auswirkt.

Die Nährstoffarmut dieser Böden ist daher die Folge verschiedener Faktoren:

- Hohe Niederschläge begünstigen die Auswaschung
- Die niedrige KAK vermag nur wenig Nährstoffe zu binden
- Es können keine Nährstoffe aus der Mineralverwitterung nachgeliefert werden.

#### **Sesquioxide:**

Bei hohen Temperaturen, wie sie in den Tropen vorherrschen, ist das häufigste Eisenoxid der Hämatit ( $\text{Fe}_2\text{O}_3$ ), der auch für die rote Farbe dieser Böden verantwortlich ist, während in den gemässigten Breiten der bräunlich gefärbte Goethit ( $\text{FeOOH}$ ) vorherrscht. Al- und Fe-Oxide können bei niedrigen pH Werten, wie sie in stark verwitterten Böden vorherrschen, ein Proton anlagern und sind dann positiv geladen. Sie sind daher nicht in der Lage, Kationen zu adsorbieren. Stattdessen können sich an den positiv geladenen funktionellen Gruppen Anionen anlagern. Böden mit einem hohen Oxidanteil weisen daher bei niedrigem pH eine gewisse **Anionenaustauschkapazität** (AAK) auf. Diese ist pH-abhängig, da sie auf variablen Ladungen beruht. Gewisse Anionen werden an solchen Oxiden besonders fest gebunden. Das ist vor allem für Phosphat von Bedeutung, das in einer nicht pflanzenverfügbaren Form an Al-Oxide sorbiert werden kann, was als **P-Fixierung** bezeichnet wird. Phosphor-Mangel ist daher auf vielen tropischen Böden trotz möglicherweise hoher Gehalte und auch bei externer P-Zufuhr ein ertragslimitierender Faktor.

#### **Pseudosand:**

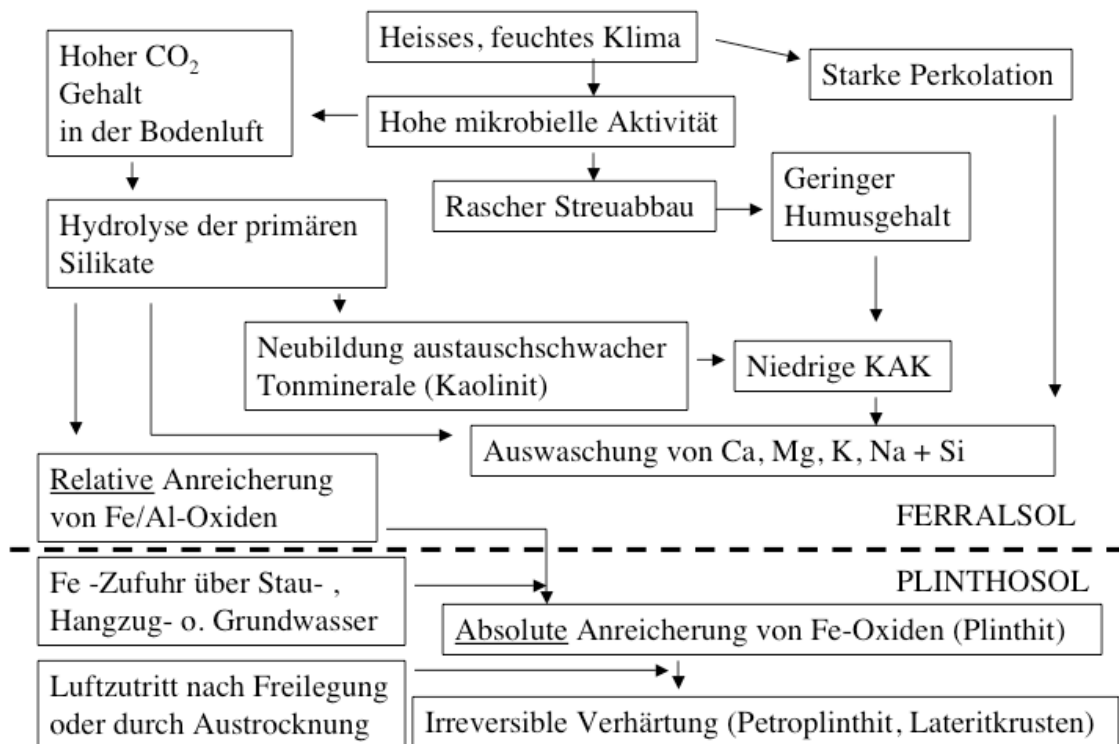
Die positive Ladung der Oxide und die (geringe) negative Ladung der Tonminerale bewirken eine starke Mikroaggregation ferralitischer Böden. Obwohl Oxide und Kaolinit sehr kleine Partikel bilden, die der Tonfraktion ( $<2 \mu\text{m}$ ) zuzuordnen sind, verhalten sich diese Böden in ihren physikalischen Eigenschaften vielfach wie Sandböden, da die Mikroaggregate die Grösse von Sandpartikeln (63 - 2000  $\mu\text{m}$ ) haben. So sind das Porenvolumen und die Wasser- und Luftleitfähigkeit viel grösser als bei ähnlich tonreichen

Böden der Mittelbreiten, das Wasserspeichervermögen jedoch um einiges kleiner. Dieses Phänomen wird als Pseudosandstruktur bezeichnet.

**Schneller Nährstoffkreislauf:**

Trotz der erwähnten negativen chemischen Eigenschaften wächst auf vielen Ferralsols tropischer Regenwald, und diese Ökosysteme weisen die höchsten Raten an Nettoprimärproduktion auf. Dies ist nur möglich, weil die Regenwälder einen kurzgeschlossenen Nährstoffkreislauf besitzen.

Während in den gemässigten Breiten die Nährstoffe aus der abgestorbenen Streu an den Kationentauschern des Bodens (Tonminerale und Humus) zwischengespeichert werden, bis sie wieder durch die Pflanzen aufgenommen werden, spielt der Boden als Zwischenspeicher für Nährstoffe im tropischen Regenwald praktisch keine Rolle. Aufgrund der hohen Temperaturen erfolgt der mikrobielle Abbau der Streu sehr rasch (innerhalb weniger Monate) und es bildet sich sehr wenig Humus. Ein sehr dichtes Geflecht aus Feinwurzeln und Pilzhyphen, das die obersten Zentimeter des Bodenprofils durchzieht, sorgt aber dafür, dass alle freigesetzten Nährstoffe sofort wieder in die lebende Biomasse gelangen. Die Tatsache, dass sich nahezu alle Nährstoffe in der Biomasse befinden, ist auch der Grund dafür, dass nach einer Rodung des Regenwaldes für landwirtschaftliche Nutzung die Erträge innerhalb weniger Jahre stark zurück gehen, da der Boden nicht in der Lage ist, die freigesetzten Nährstoffe zu speichern, und sie daher ausgewaschen werden.



Figur 11.7 Überblick über bodenbildende Prozesse in den immerfeuchten Tropen

11.2.3. Unterteilung der tropischen und subtropischen Böden nach WRB

Die tropischen und subtropischen Böden werden nach WRB in 6 *Reference Groups* unterteilt. In der folgenden Liste nimmt der Verwitterungsgrad von oben nach unten zu:

- a.) Nitisols (~ Tiefgründig lessivierte, tonreiche Böden)
- b.) Lixisols (~ lessivierte Böden, austauschschwach und basenreich)

- c.) Alisols (~ lessivierte Böden, austauschstark, basenarm, Al-reich)
- d.) Acrisols (~ lessivierte Böden, austauschschwach, basenarm)
- e.) Ferralsols (~ sehr tiefgründig verwitterte, oxidreiche Böden)
- f.) Plinthosols (~ Böden mit irreversibel verhärtbarem Oxid-Material)

Tabelle 11.1 zeigt die flächenmässige Bedeutung der einzelnen Böden:

WRB Soil Group	Fläche in 1000 km <sup>2</sup>
Acrisol	10000
Ferralsol	7500
Lixisol	4350
Nitisol	2000
Alisol	1000
Plinthosol	600

**Tabelle 11.1** Weltweite Häufigkeit der tropischen Böden, aus Zech und Hintermaier-Erhard (2002)

Die US-amerikanische Soil Taxonomy unterscheidet dagegen nur zwei Soil Orders, die typisch für tropische Klimate sind: Oxisols (entsprechen den Ferralsols + Plinthosols) und Ultisols (nährstoffarme Böden mit Tonverlagerung). Während Ferralsols die typische Bodenbildung in den immerfeuchten Tropen darstellen, treten die Tonverlagerungsböden (a-d) auch häufiger in den sommerfeuchten Tropen und den Subtropen auf. Im folgenden wird vertieft auf Ferralsol und Plinthosol eingegangen, zusätzliche Informationen zu den übrigen Reference Groups finden sich z.B. in den *Lecture notes on the major soils of the world* der FAO (2001), siehe Literaturangaben unter 11.6.

**Ferralsol** (~ sehr tiefgründig verwitterter, oxidreicher Boden)

**Name / Herkunft:** von 'ferrum' (lat. = Eisen) und Aluminium: Hinweis auf hohen Gehalt an Sesquioxiden.

**Merkmale und Eigenschaften:** In der Regel rote (Hämatit als dominierendes Eisenoxid), in Hanglagen aber z.T. auch gelbe (dann dominiert Goethit) intensiv verwitterte Böden der humiden bis subhumiden Tropen. Ferralsols sind tiefgründig und weisen gleitende Horizontgrenzen auf. Trotz hohen Tongehalten haben sie eine hohe Wasserdurchlässigkeit, was auf die Pseudosandstruktur zurückzuführen ist (s.o.). Die intensive Verwitterung hinterlässt kaum noch verwitterbare Mineralien. Ferralsols weisen tiefe pH-Werte, tiefe KAK und eine geringe Basensättigung auf. Der Anteil der pH-abhängigen variablen Ladungen ist gross. Aufgrund der niedrigen pH-Werte ist die effektive KAK deutlich niedriger als die potentielle KAK.

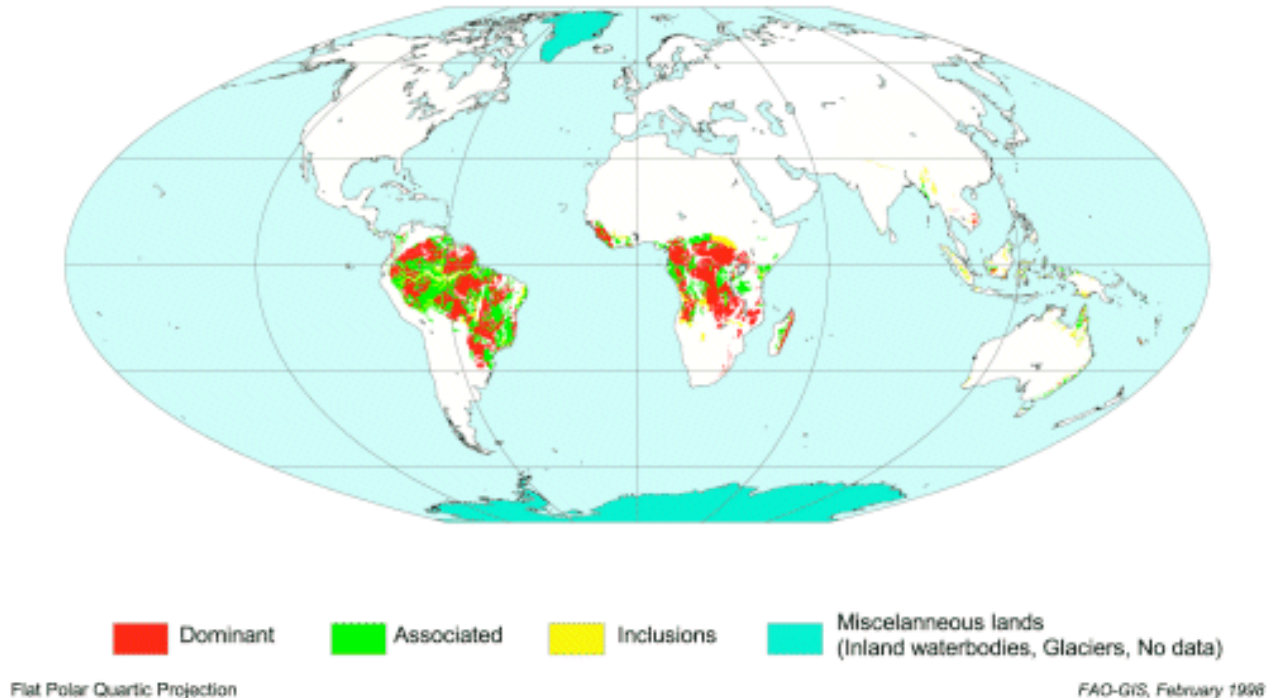
**Genese und Prozesse:** Auf basischem Ausgangsgestein kann die Verwitterung Tiefen bis 100 m erreichen. Die starke Desilifizierung (s.o.) bewirkt einen hohen Gehalt an Fe- und Al-Oxiden und dem Tonmineral Kaolinit. Positiv geladene Oxide und negativ geladener Kaolinit bilden Mikroaggregate.

**Verbreitung:** Ferralsols sind unter tropischen Regenwäldern und teilweise laubabwerfenden Wäldern Südamerikas, Afrikas und Südostasiens weit verbreitet. In den ariden Tropen finden sie sich als Reliktböden, die sich während humideren Perioden bildeten. Ferralsols stellen die häufigste Bodenbildung der feuchten Tropen dar und finden sich vor allem auf Flächen mit sehr alter Bodenbildung.

**Nutzung:** Das Nutzungspotential der Ferralsols ist gezeichnet durch gute physikalische jedoch sehr schlechte chemische Bodeneigenschaften. Unter Naturwald wird in einem Stoffkreislauf (Streufall - Streuzersetzung - Nährstofffreisetzung - Nährstoffaufnahme), welcher nur Streu- und Oberboden-



horizonte umfasst, kaum eine Nährstoffauswaschung festgestellt. Nach Rodung des Waldes setzen starker Humusschwund und Nährstoffauswaschung ein und der Boden wird rasch erschöpft. Eine landwirtschaftliche Nutzung ist generell möglich, aber mit intensiver Düngung und Kalkung verbunden (pH-Erhöhung führt zu einer höheren KAK, weil vor allem variable Ladungen vorliegen).



**Figur 11.8** Karte der Verbreitung von Ferralsols, aus FAO (2001)

**Verbindung zu anderen Bodengruppen:** Ferralsols weisen Übergänge zu verschiedenen anderen tropischen Bodengruppen auf. Übernutzung und Erosion können bewirken, dass Ferralsols zu Plinthosols degradieren.

**Plinthosol** (~ Böden mit irreversibel verhärtbarem Oxid-Material)

**Name:** Herkunft: Gr. 'plinthos' = Backstein; Hinweis auf geflecktes, tonreiches Material, das nach Freilegung und Austrocknung verhärtet.

**Merkmale und Eigenschaften:** Böden der immer- und wechselfeuchten Tropen, bevorzugt in ebenem Gelände mit wechselndem Grundwasserstand. Horizontabfolge A-B-C.

**Genese und Prozesse:** Charakteristisch ist Plinthit (früher Laterit), ein humusarmes, sesquioxidreiches und sehr dichtes Gemenge aus Quarz und Ton (vorwiegend Kaolinit). Plinthit ist im feuchten Zustand eine plastische Fleckenzone, die durch Stauwasser (bedingt durch die extreme Dichte) oder Grundwassereinfluss hervorgerufen wird.

Bei Sauerstoffzutritt – z. B. in Trockenzeiten oder bei Oberflächennähe (z.B. Hangkanten) - kann Plinthit krustenartig und irreversibel verhärtet. Dann spricht man nicht von Plinthit sondern von 'hardpan' oder 'ironstone'. Diese Eisenkruste liegt über der Fleckenzone. In Plinthosols existieren keine leicht verwitterbaren Mineralien mehr, sie sind extrem nährstoffarm mit einer sehr geringen KAK und Basensättigung.

**Verbreitung:** Plinthosols finden sich in Becken mit Grundwassereinfluss auf Flächen sehr alter Bodenbildung. z.B. in Zentral-Amazonien, im Kongo-Becken oder in der Sudan-Sahel-Zone.

**Nutzung:** Die landwirtschaftliche Nutzung der Plinthosols gestaltet sich aufgrund der schlechten Durchwurzelbarkeit und des hohen Steingehaltes sehr schwierig. Für nicht-landwirtschaftliche Nutzung bieten sie jedoch eine grosse Anzahl von Möglichkeiten, bildet doch verhärteter Plinthit ein hervorragendes Baumaterial. Zudem werden auch angereicherte Bauxitvorkommen ( $\text{Al}_2\text{O}_3$ ) abgebaut.

### 11.3. Böden der Polarregionen

In den Polargebieten ist die Bodenbildung stark durch den halbjährlichen Wechsel zwischen Gefrieren und Auftauen der oberen Bodenhorizonte geprägt. Der Untergrund bleibt dagegen konstant gefroren (Permafrost). In der WRB wurde für diese Böden die neue Reference Group Cryosols geschaffen.

#### Cryosol (~ Boden über Permafrost)

**Name:** Herkunft: gr. 'cryos' = kalt

**Merkmale und Eigenschaften:** Cryosols weisen über dem kontinuierlich gefrorenen Untergrund einen einige Dezimeter tiefen *active layer* auf, der periodischen Auftau- und Gefrierprozessen unterworfen ist. Wasserstau über der Permafrostlage führt in dieser Lage häufig zu reduzierenden Bedingungen. Typische morphologische Merkmale der Cryosols sind ein hoher Bodeneis-Gehalt (Eislinsen, Eiskeile), und durch Cryoturbation entstandene Formen wie Würge- und Taschenstrukturen im Profil, sowie Steinpolygone und Streifen auf der Bodenoberfläche. Stark durchmischte Cryosols können erhebliche Mengen organischen Kohlenstoffs ( $>20 \text{ kg C/ m}^3$ ) speichern.

**Genese und Prozesse:** Die typischen Cryoturbationsmerkmale entstehen als Folge der physikalischen Prozesse (insbesondere der Volumenveränderung des Eises) während der Tau- und Gefrierzyklen. Eiskeile bilden sich aus Rissen, die infolge der Volumenkontraktion nach einem Temperatursturz entstanden sind. Nach der Wiedererwärmung dringt Wasser ein und gefriert zu einem schmalen Eisspalt. Durch weitere Eisanlagerung während mehrerer Gefrierzyklen wachsen so Eiskeile heran, die mehrere Meter dick und bis 10 m tief sein können. Würgestrukturen entstehen, wenn der Boden von der Oberfläche und der Permafrostlage zuzufrieren beginnt, und die noch ungefrorene Lage unter Druck gerät. Das führt zu einer intensiven Durchmischung des Materials. In Hanglagen ab  $2^\circ$  kann während der sommerlichen Auftauperiode der wassergesättigte *active layer* in Bewegung geraten und hangabwärts fließen (**Solifluktion**).

**Verbreitung:** Cryosols kommen in den Polargebieten vor, treten aber insbesondere in Asien auch noch weit südlich in der borealen Zone auf.

**Nutzung /Gefährdung:** Auf den Cryosols wächst Tundravegetation, die sehr sensibel auf Überweidung ist, und dann eine grosse Erosionsanfälligkeit aufweist. In Skandinavien dienen weite Gebiete als extensive Weiden für die Rentierzucht. Unter dem gegenwärtigen Klima reichert sich in den Cryosols organischer Kohlenstoff an. Bei einem tieferen Auftauen des Permafrostes als Folge einer Klimaerwärmung kann dieser organische Kohlenstoff wieder zu  $\text{CO}_2$  mineralisiert werden, was zu einer weiteren Verstärkung des Treibhauseffektes führen würde.

**Verbindung zu anderen Bodengruppen:** In der Übergangszone zum borealen Klima sind Cryosols häufig mit Histosols und Gleysols vergesellschaftet.

## 11.4. Vom Ausgangsmaterial beeinflusste Böden

Arenosol (~ Boden aus sandigem Ausgangsmaterial)

**Name / Herkunft:** lat. 'arena' = Sand

**Merkmale und Eigenschaften:** Arenosole haben sich aus grobkörnigen, oft quarzreichen Lockersedimenten entwickelt. In der Regel führt dies dazu, dass diese Böden sehr nährstoffarm sind. Die Wasserleitfähigkeit ist in diesen Substraten hoch, das Wasserhaltevermögen aber gering. Der häufig niedrige Humusgehalt (oft < 0.6% C: *ochric epipedon*) und niedrige Tongehalte führen zu einem niedrigen Nährstoffspeichervermögen: Ausser in den obersten Zentimetern liegt die effektive KAK oft unter 4 cmol/kg.

**Genese und Prozesse:** In trockenen Gebieten führt eine ascendente Wasserbewegung oft zu einer guten Basenversorgung, während in Feuchtklimaten aufgrund der guten Wasserleitfähigkeit sowohl Podsolierung als auch Tonverlagerung auftreten können, wodurch die Böden stark an Nährstoffen verarmen.

**Verbreitung:** meist auf äolischen Sandablagerungen (Sahel, Sahara, Kalahari, Mittlerer Osten, Westaustralien), aber auch auf Schwemmsanden (z. B. Amazonasbecken)

**Nutzung / Gefährdung:** Gute Durchwurzelbarkeit und Bearbeitbarkeit, aber oft Wasser- und Nährstoffstress. Aufgrund der hohen Sickerraten müssen eventuelle Düngergaben gut dosiert werden, um Nährstoffauswaschung zu minimieren. Fehlt in sehr trockenen Gebieten aufgrund von Überweidung eine schützende Vegetationsdecke, so sind Winderosion und Desertifikation die Folge (z. B. Sahelzone!).

**Verbindung zu anderen Bodengruppen:** Manche Arenosole besitzen mächtige Bleichhorizonte (E) und können als tief entwickelte Podsole aufgefasst werden, wenn jedoch der Einwaschungshorizont (Bh, Bs) tiefer als 2 m unter der Oberfläche liegt, werden sie vereinbarungsgemäss als Arenosole klassifiziert.

Andosol (~ Boden aus vulkanischen Aschen)

**Name:** Herkunft: jap. 'an' = schwarz, 'do' = Boden

**Merkmale und Eigenschaften:** Andosole sind meist junge Böden, die sich aus vulkanischen Aschen unterschiedlicher chemischer Zusammensetzung, Tuffen oder Ignimbriten gebildet haben. Der Anteil vulkanischen Glases kann über 10% liegen. Die Verwitterung führt zu charakteristischen Tonmineralen wie Allophan und Imogolit. Solche Böden weisen in der Regel lockere Lagerung und hohes Porenvolumen auf. In borealen Klimaten versauern Andosole stärker (pH 3.5-5) als unter warmfeuchten Bedingungen (pH 5.5-8). Andosole haben einen grossen Anteil variabler Ladung und besitzen daher bei niedrigem pH eine beträchtliche Anionenaustauschkapazität. Der Humusgehalt kann bis zu 20 % betragen.

**Genese und Prozesse:** Junge Andosole weisen einen hohen Anteil vulkanischer Gläser auf, bei deren Verwitterung im schwach sauren bis neutralen Milieu rasch die parakristallinen Tonminerale Allophan und Imogolit gebildet werden. In stärker verwitterten und sauren Andosolen dominieren Al-Humus-Komplexe.

**Verbreitung:** Andosole sind vor allem in Stratovulkangebieten verbreitet, die eine regelmässige Ascheproduktion aufweisen (z.B. rund um den Pazifik)

**Nutzung:** Andosole sind in der Regel fruchtbare Böden, ihre physikalischen Eigenschaften (Wasserspeicherung und Leitfähigkeit) sind meistens sehr gut, die spezifische Phosphat-Fixierung an Allophanen kann allerdings deutlich ertragsmindernd wirken. Die weniger sauren Andosole der Tropen werden vielfältig landwirtschaftlich genutzt, zum Beispiel für den Anbau von Zuckerrohr, Tee, Süsskartoffeln, Gemüse, Obst.

### Vertisol (~ Boden aus quellfähigen Tonen)

**Name:** Herkunft: lat. 'vertere' = wenden. Hinweis auf ein Umwenden des Bodens. Es existieren über 50 Lokalnamen z.B. 'Grumusol' in den USA, 'Tirs' oder 'Terres noires' in Afrika, 'Regur' und 'Black Cotton Soil' in Indien, 'Adobe' auf den Philippinen oder 'Smonitza' in SE-Europa (Donauniederungen).

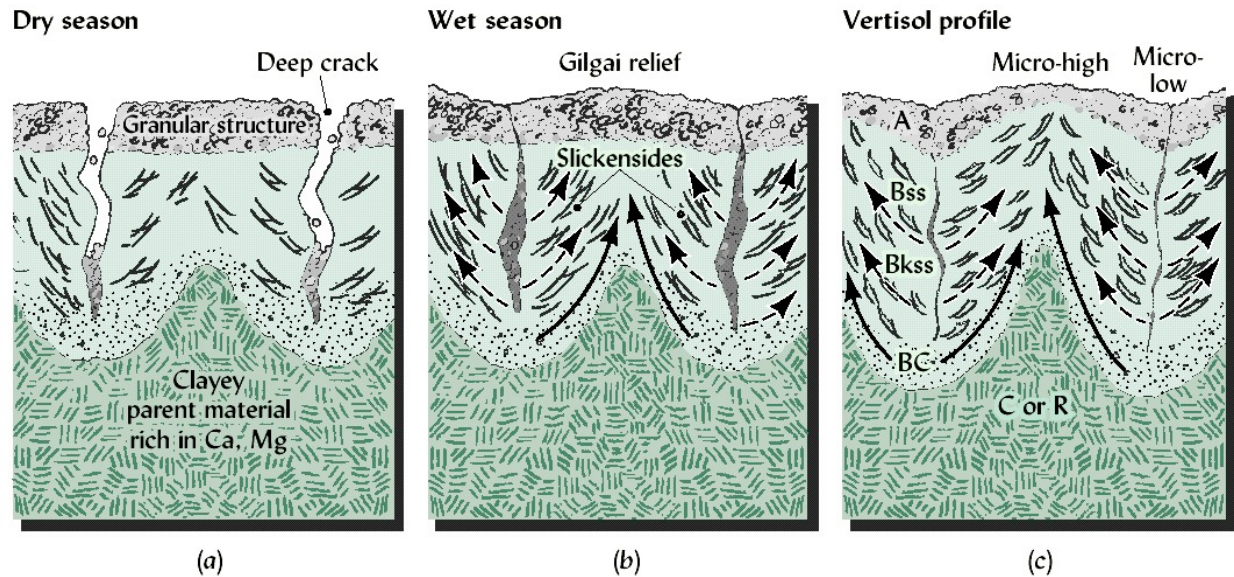
**Merkmale und Eigenschaften:** Tonreiche Böden. Bodenfarbe dunkel bis schwarz, einheitlich über die gesamte Profiltiefe. Böden mit hoher Lagerungsdichte (bis  $1,8 \text{ g/cm}^3$ ) mit meist hoher Basensättigung ( $> 50 \%$ ). Die Bodenreaktion liegt im Bereich des Neutralpunktes. Als Tonminerale dominieren allgemein die quellfähigen Smectite; die Kationenaustauschkapazität ist daher hoch (bis  $60 \text{ cmol/kg}$ ). Trotz dunkler Bodenfarbe sind die Humusgehalte meist tief ( $< 3 \%$ ), aber durch die grosse Mächtigkeit der humosen Horizonte (z.T.  $> 2 \text{ m}$ ) ergeben sich trotzdem hohe Humusvorräte. Typisch ist die einheitlich dunkle Bodenfarbe.

**Genese und Prozesse:** In der Trockenzeit schrumpft der Boden stark und es bilden sich Trockenrisse (einige cm breit und über 1 m tief; Fig. 11.9) in Form von hexagonalen Säulen.



**Figur 11.9** Trockenrisse in einem Vertisol

In diese Spalten fällt trockenes und krümeliges Oberflächenmaterial. In der feuchten Jahreszeit findet eine starke Quellung der tonhaltigen Bodenmatrix statt, und es bildet sich eine zähe, dichte und luftarme Bodenmasse welche kaum befahrbar und schwierig zu bearbeiten ist. Diese Quellung führt zum Schliessen der Spalten, und es entsteht ein starker Druck im Unterboden. Ganze Bodenpartien werden als Entlastung nach oben gedrückt. Es entstehen im Unterboden sogenannte *slickensides*, glänzende Scherflächen, wo die Aggregate aneinander entlang gleiten. Häufige Wiederholung des Quellen und Schrumpfens führt zu einer starken Mischung von Unter- und Oberbodenmaterial, so dass der Boden kaum versauert und keine Ausbildung von Horizonten stattfindet. Daher stammt die Aussage für indische Böden: 'Black soil ploughs itself'. Diese Durchmischung als Folge der Tonquellung wird als **Peloturbation** (oder Hydroturbation) bezeichnet. Häufig haben diese Bewegungsvorgänge ein welliges Mikrorelief aus Buckeln und Mulden zur Folge, welches Gilgai genannt wird (Fig.11.10). Vertisole sind trotz ihres dunklen Aussehens keine Tschernozeme!



Figur 11.10 Entstehung des Gilgai-Reliefs in Vertisolen

**Verbreitung:** Wechselfeuchte Warmklimate mit 3-8 Trockenmonaten, also typisch für Savannen-gebiete. Niederschläge variabel (200-2000 mm). Vertisole können aber auch in semi-humiden Gebieten ausserhalb der Tropen vorkommen, sobald ein ausgeprägter Wechsel zwischen Feucht- und Trockenzeit vorhanden ist. Da Vertisole sich auf weite Ebenen und abflusslose Senken mit meist hohen Tongehalten konzentrieren, zählt man sie normalerweise zu den intrazonalen Böden. Oft erfolgt die Bildung aus tonreichen Sedimenten oder tonreich verwitterten Festgesteinen (z.B. Basalt).

**Nutzung:** Grundsätzlich weisen Vertisole ein hohes Nutzungspotential auf (hohe KAK, hohe Nährstoffvorräte, neutraler pH). Einschränkungen ergeben sich aber durch die klimatischen Bedingungen und die physikalischen Bodeneigenschaften. Die Vertisole sind aufgrund der hohen Lagerungsdichte (bis  $1,8 \text{ g/cm}^3$ ) sehr schwer bearbeitbar. Im feuchten Zustand sind die Böden schmierig und nicht tragfähig, im trockenen Zustand zu hart. Die Bearbeitbarkeit beschränkt sich daher oft auf eine kurze Zeitperiode, in der die Böden ideale Struktur aufweisen (daher werden solche Böden teilweise als „Minutenböden“ bezeichnet). In der Feucht-Savanne oder bei Bewässerung können Vertisole trotz schwerer Bearbeitbarkeit ackerbaulich oder als Weide genutzt werden. Die Bildung von Trockenrissen und Gilgais führt zu durchgetrennten Wurzeln, Hakenwuchs von Bäumen, Versatz von Zäunen und Problemen beim Hausbau.

## 11.5. Anthrosole

Die *Reference Group* der Anthrosole umfasst alle Böden, die durch menschliche Tätigkeit so stark verändert sind, dass der ursprüngliche Charakter des Bodens entweder verloren ging, oder unter einer aufgetragenen Bodenlage begraben wurde. Aufgrund der Vielfalt möglicher menschlicher Eingriffe sind daher kaum verallgemeinernde Aussagen möglich. Im Folgenden sollen daher lediglich einzelne Beispiele menschlicher Eingriffe aufgeführt werden.

### Plaggenwirtschaft

Bei der Plaggenwirtschaft wurde die oberste stark durchwurzeltete humose Lage eines mit Heide oder Gras bewachsenen Bodens abgestochen und als Stalleinstreu verwendet. Angereichert mit Nährstoffen aus den tierischen Exkrementen wurden die Soden dann auf die Felder ausgebracht. Die Plaggenwirtschaft war in Norddeutschland, Belgien und Holland bis vor etwa 100 Jahren weit verbreitet und führte zu einer

Verarmung der Entnahmeböden und deutlich verbesserten Nährstoffverhältnissen in den Auftragsböden.

### **Reisböden**

Reisböden werden im überstauten Zustand gepflügt, wodurch die Bodenstruktur zerstört wird, und eine undurchlässige Pflugsohle entsteht, die die Versickerung minimieren soll. Reduzierende Bedingungen in diesen Böden führen zu Methanbildung und Stickstoffverlusten durch Denitrifikation.

### **Hortic Anthrosols**

Diese Böden haben einen mächtigen, dunklen, nährstoffreichen Auftragshorizont, der während der regelmässigen Ausbringung von Küchenabfällen (Essensreste, Brandrückstände) während einer früheren Besiedlung akkumuliert wurde. Bekanntes Beispiel dafür sind die „Indianerschwarzerden“ (Terra preta do Indio) Amazoniens. Hier treten inmitten einer Landschaft stark verwitterter tropischer Böden (Ferralsols, Acrisols) einzelne, wenige Hektar grosse Inseln fruchtbarer Böden mit bis zu 80 cm mächtigen A-Horizonten auf, auf denen nachhaltige Landwirtschaft möglich ist.

## **11.6. Literatur**

FAO (2001): Lecture notes on the major soils of the world.

<http://www.fao.org/docrep/003/y1899e/y1899e00.htm>

(Zugriff 13.08.07)

Hintermaier-Erhard, G., Zech, W. (1997): Wörterbuch der Bodenkunde. Ferdinand Enke Verlag, Stuttgart.

Scheffer/Schachtschabel (2002): Lehrbuch der Bodenkunde, 15. Auflage. Spektrum Akademischer Verlag, Heidelberg

Zech, W., Hintermaier-Erhard, G. (2002): Böden der Welt. Spektrum Akademischer Verlag, Heidelberg

## 12. Bodenbewertung

### 12.1. Allgemeine Grundlagen

#### 12.1.1. Gründe für die Bodenbewertung

Böden dienen verschiedenen Zwecken, zum Beispiel dem Naturhaushalt, der Tier- und Pflanzenproduktion, oder vielfältigen zivilisatorischen Zwecken (Baugrund für Gebäude, Verkehrswege, Sportplätze, Friedhöfe, Parkanlagen...). Mit wachsender Bevölkerungsdichte konkurrieren verschiedene Nutzungen um ein und denselben Boden. Da die Ressource Boden begrenzt ist, erfordert ein ressourcenschonender Umgang mit dem Boden, dass vor einer Entscheidung für eine bestimmte Nutzung eine Bewertung erfolgt, inwieweit der Boden für diese Nutzung geeignet ist. Eine optimale Ressourcenausnutzung würde zusätzlich bedingen, dass auch bewertet würde, ob der Boden eventuell für eine andere Nutzung wesentlich besser geeignet wäre.

Die Bodenbewertung kann als **effektive** Klassifikation angesehen werden (vgl. Kap. 9), da nicht der Boden an sich sondern seine Leistungsfähigkeit für einen bestimmten Nutzungszweck klassifiziert wird. Dabei können Ergebnisse auf verschiedenen Ebenen erzielt werden:

1. Beurteilung der Eignung für eine bestimmte Nutzung: Dabei handelt es sich im Wesentlichen um eine qualitative Beurteilung. Der Boden kann gut oder schlecht oder gar nicht für diese Nutzung geeignet sein.
2. Beurteilung der Leistung bei einer bestimmten Nutzung: Hier erhält man ein eher quantitatives Mass, zum Beispiel die maximale Tragfähigkeit als physikalische Grösse oder das Puffervermögen für Schadstoffe oder Säureeinträge als chemische Grösse.
3. Viele Nutzungen stellen eine Belastung des Bodens dar, so dass auch eine langfristige Gefährdung des Standorts abgeschätzt werden muss, sowie das mit der Überschreitung der Belastbarkeit verbundene Risiko.

#### 12.1.2. Methodisches Vorgehen

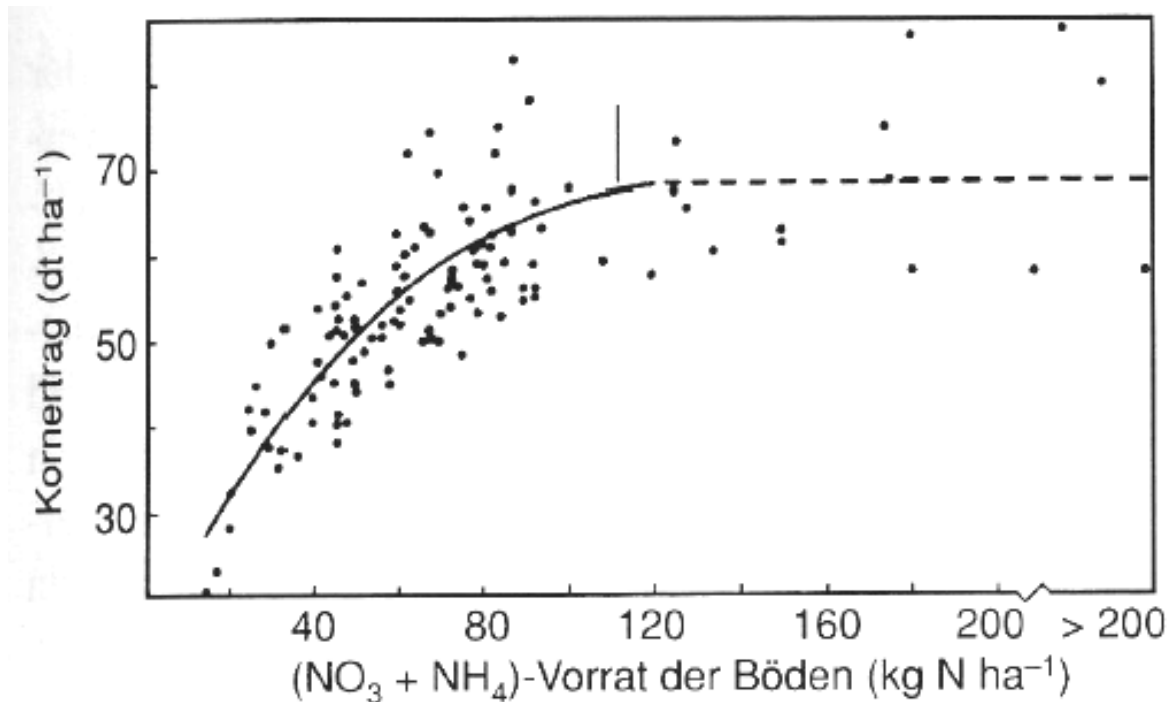
##### *1) Iteratives Vorgehen („trial and error“)*

Um die Eignung eines Bodens für eine bestimmte Nutzung festzustellen, kann als einfachste Methode ein Nutzungsversuch durchgeführt werden. Dabei können die Rahmenbedingungen solange verändert werden, bis ein zufrieden stellendes Ergebnis erreicht wird. Zum Beispiel könnte der Anbau einer Kulturfrucht optimiert werden, in dem verschiedene Düngevarianten, Bodenbearbeitungstechniken oder Zuchtsorten ausprobiert werden. In den meisten Fällen ist diese Vorgehensweise jedoch zu zeitaufwändig, die Ergebnisse sind auch nicht auf andere Standorte übertragbar und unterliegen zudem noch weiteren, nicht kontrollierbaren Einflüssen (z.B. Witterung).

##### *2) Effektive Bewertungsverfahren*

Bei dieser Methode werden sowohl die erzielten Effekte einer Nutzung (z. B. Ernteertrag in dt/ha) als auch Bodeneigenschaften bzw. Standortfaktoren erfasst. Wenn ausreichend viele solche Wertepaare vorliegen, dann kann durch eine Korrelation eine Beziehung zwischen Bodenmerkmalen und erzieltm Ertrag ermittelt werden (Fig.12.1). Unter der Annahme, dass sich ähnliche Böden einer Region ähnlich verhalten, können dann weitere Standorte innerhalb dieses Spektrums eingeordnet und bewertet werden. Eine gewisse Übertragbarkeit der Ergebnisse ist also gegeben.

Zu diesen Bewertungsverfahren gehören die pflanzensoziologischen Verfahren, die das Vorkommen natürlicher Pflanzengesellschaften als Indikator für die vorherrschenden Standortbedingungen verwenden (vgl. Forstliche Standortkartierung, Kap. 12.3.), sowie alle analytisch-chemischen Bodenuntersuchungen.



**Figur 12.1** Beziehung zwischen dem Vorrat an mineralischem Stickstoff ( $N_{\min}$ ) in Löss-Parabraunerden Niedersachsens und dem Kornertrag von Winterweizen auf ungedüngten Böden, aus: Scheffer/Schachtschabel, Lehrbuch der Bodenkunde, S. 315

### 3) Kausale Vorgehensweisen

Dieses relativ komplexe Verfahren ermittelt auf der einen Seite die Ansprüche, die eine bestimmte Nutzung an den Standort stellt, und auf der anderen Seite die Bodeneigenschaften, also das Angebot, das zur Verfügung steht, um die Ansprüche zu erfüllen. Angebot und Ansprüche werden dann verglichen und der Erfüllungsgrad der Ansprüche ermittelt. Je grösser die Diskrepanz zwischen Anspruch und Angebot ist desto stärker ist die Belastung des Bodens. Für solche kausalen Bewertungen werden zunehmend Simulationsmodelle eingesetzt, die Wasser-, Nährstoff- und Energiehaushalt eines Bodens berechnen, ohne dass die Nutzung tatsächlich im Feldversuch ausprobiert werden muss. Jedoch müssen solchen Modellen natürlich vielfältige Untersuchungen und Datensammlungen zugrunde liegen.

### 12.1.3. Regionalisierung

Die Interpretation von Bodenprofilen und chemische Untersuchungen liefern zunächst Punktdaten, die bewertet werden können. Soll eine Bewertung aber für eine grössere Fläche erfolgen, so müssen die Daten regionalisiert werden. Dafür ist eine detaillierte Kartierung dieser Fläche nötig, wobei darauf geachtet werden muss, dass

1. die für die Nutzung entscheidenden Parameter erhoben werden, und
2. diese Parameter dann zur Definition der Kartiereinheiten verwendet werden.

Die Kartierung erfordert zumindest eine detaillierte Aufnahme der Bodentypen (ermöglicht Rückschlüsse auf Nährstoffversorgung, pH, etc.) und der Substrattypen (Rückschluss auf Wasserversorgung). Dann ist es mit Hilfe eines GIS theoretisch möglich, Teilflächen auszuscheiden, die eine Kombination bestimmter Anforderungen erfüllen und damit für eine bestimmte Nutzung optimal sind.



Beispiel: Die optimalen Standorte für den Anbau einer bestimmten Kulturfrucht ergeben sich aus der Überschneidung der Flächen mit

- Substrattyp = sandiger Lehm
- Bodentyp = basenreiche Braunerde
- Hangneigung = kleiner 2 Grad

## 12.2. Bodenschätzung für landwirtschaftliche Nutzflächen

### 12.2.1. Bodenzahl und Ackerzahl

Die Schätzung der Ertragsfähigkeit landwirtschaftlicher Flächen dient u.a. dem Zweck, den Wert einer Landwirtschaftsfläche zu erfassen, um beispielsweise den Verkaufswert, den Steuerwert, oder Pachtzinsen zu berechnen. In Deutschland verwendet man dazu ein dreistufiges Verfahren, wobei die ersten beiden Stufen (Bodenzahl und Ackerzahl) standörtliche Bedingungen beschreiben, während auf der dritten Stufe eine betriebswirtschaftliche Bewertung einfließt.

#### **Schritt 1:** Erfassung der produktionsrelevanten Eigenschaften des Bodens

Auf der ersten Stufe werden für Ackerböden 3 Faktoren angesprochen:

- a. Bodenart (8 verschiedene Klassen),
- b. Ausgangsmaterial (bzw. Alter des Bodens) in den Klassen: Diluvialböden (Pleistozän, z.T. Tertiär; ausser Löss), Lössböden, Alluvialböden (jüngste, holozäne Ablagerungen), Verwitterungsböden (aus mesozoischem oder älterem, nicht umgelagertem Gestein entwickelte Böden) und Gesteinsböden (= steinreiche Verwitterungsböden)
- c. Zustandsstufe, d.h. Entwicklungsgrad der Böden. Es liegt die Annahme zugrunde, dass während der Bodenentwicklung vom Rohboden über das „Reifestadium“ bis zu einem stark versauertem und verarmten Zustand, das Reifestadium den optimalen Bodenzustand darstellt (Zustandsstufe 1). Wenig entwickelte oder bereits stark verwitterte Böden werden umso schlechter beurteilt, je weiter sie von diesem „Optimalzustand“ entfernt sind (Stufe 7: flachgründiger, steinreicher Rohboden, oder stark versauerter Podsol).

Für Grünland wird das Schema etwas modifiziert, und es werden 4 Faktoren angesprochen:

- a. Bodenart (5 verschiedene Klassen),
- b. Wasser- und Luftverhältnisse (5 Klassen), wobei 1 (frisch) die beste Stufe darstellt, und 5 (nass bis sumpfig oder sehr trocken) die schlechteste Einstufung bedeutet.
- c. Klimastufe (drei Klassen, die sich an der mittleren Jahrestemperatur orientieren)
- d. Zustandsstufe: analog zu den Ackerböden, es werden aber nur drei Stufen (I – III) unterschieden.

Anhand von Tabellen (Ackerschätzungsrahmen und Grünlandschätzungsrahmen, vgl. Anhang) wird nun die **Bodenzahl** bzw. **Grünlandgrundzahl** ermittelt. Sie beruhen beide auf einer 100er Skala, wobei den ertragsreichsten deutschen Böden (Schwarzerden der Magdeburger Börde) der Wert 100 zugewiesen wurde, und die niedrigeren Werte, die sich für die übrigen Böden ergeben, die relative Ertragsfähigkeit (in Prozent) im Vergleich zu diesen Schwarzerden beschreiben. Die **Bodenzahl/Grünlandgrundzahl** beschreibt das maximale Potential eines Bodens unter optimalen klimatischen und topographischen Verhältnissen.

#### **Schritt 2:** Korrektur um Faktoren, welche die effektive Produktivität eines Bodens gegenüber seinem Potential einschränken

Die Bodenzahl bezieht sich auf Gebiete mit 8°C Jahresmitteltemperatur, 600 mm Niederschlag, optimalem Grundwasserstand und ebenem bis schwach geneigtem Relief. Für andere Klima- und Reliefverhältnisse erfolgen Zu- oder Abschläge, die diese abweichenden Standortverhältnisse berücksichtigen, man erhält dann die **Ackerzahl**, welche die Ertragsfähigkeit eines Bodens an seinem jeweiligen Ort beschreibt. Auf ähnliche Weise wird aus der Grünlandgrundzahl durch die Berücksichtigung örtlicher Besonderheiten die **Grünlandzahl** ermittelt.

**Schritt 3:** Korrektur um betriebswirtschaftliche Faktoren

In dieser Stufe werden betriebswirtschaftliche Faktoren, die die Nutzung erleichtern oder einschränken, erfasst. Sie stehen in keinem direkten Zusammenhang mit dem Standort selbst. Dazu gehören:

- Betriebszusammensetzung,
- Betriebsgrösse,
- innere Verkehrslage: wie stark hängen die Flächen zusammen, wie gut sind sie bewirtschaftbar (Hanglage?)
- äussere Verkehrslage: Erreichbarkeit, Abgelegenheit, Marktentfernung

Das Ergebnis wird als **Betriebszahl** ausgedrückt.

Das gesamte Verfahren ist schematisch in Tab. 12.1 dargestellt.

<b>Für Acker:</b>	<b>Für Grünland:</b>
1) Bodenart (8 Klassen + Moor) 2) Ausgangsgestein (5 Klassen) 3) Zustandsstufe (7 Klassen) => <b>Bodenzahl</b>	1) Bodenart (4 Klassen + Moor) 2) Wasser- u. Luftverhältnisse (5 Stufen) 3) Zustandsstufe (3 Klassen) 4) Klimaregion (3 Temp.-Klassen) => <b>Grünlandgrundzahl</b>
Zu- und Abschläge für Relief, Klima => <b>Ackerzahl</b>	Zu- und Abschläge für örtliche Verhältnisse (Vegetationsdauer, Mikroklima, etc.) => <b>Grünlandzahl</b>
Zu- und Abschläge für betriebswirtschaftliche Faktoren => <b>Betriebszahl</b>	Zu- und Abschläge für betriebswirtschaftliche Faktoren => <b>Betriebszahl</b>

**Tabelle 12.1** Schematische Darstellung der Bodenbewertungen für landwirtschaftliche Nutzflächen

12.2.2. Pachtzinsverordnung für landwirtschaftliche Flächen

Ein ähnliches Verfahren wie die Bestimmung der Boden- und Ackerzahl kennt seit kurzem auch der Kanton Zürich. Die Pachtzinsverordnung des Kantons Zürich wurde zum 1. 2. 2004 geändert und bezieht neu Boden und Klima ein, während sich die Pachtzinse zuvor an den Milchkontingenten orientierten. Der Pachtzins basiert auf den Ertragswerten, welche gemäss der *Anleitung für die Schätzung des landwirtschaftlichen Ertragswertes* in zwei Stufen ermittelt werden:

**1. Schritt:** Zur Ermittlung des **Basisertragswertes** werden Bodenqualität und klimatische Faktoren erfasst. Es handelt sich hier also um eine eigentliche Standortsbewertung.

**2. Schritt:** Der **Bodenertragswert** ergibt sich aus dem Basisertragswert, bereinigt um Abzüge infolge Hangneigung, ungenügender Parzellengrösse, ungünstiger Parzellenform, grosser Distanz zu den

Hofgebäuden, Schattenwurf durch Waldanstoß und andere die Bewirtschaftung und Ertragsfähigkeit beeinträchtigende Hindernisse sowie durch betriebsbezogene Zuschläge für besonders günstige Lage.

Der Pachtzins wird als ein festgelegter Prozentsatz dieses Bodenertragswertes berechnet.

Weitere Details finden sich unter

[http://www.landwirtschaft.zh.ch/internet/vd/aln/abtlw/de/news/20044\\_06.html](http://www.landwirtschaft.zh.ch/internet/vd/aln/abtlw/de/news/20044_06.html)

(Zugriff 5.12.05).

### 12.3. Bewertung für forstliche Nutzung

#### Waldstandortkartierung in der Schweiz

Die forstliche Standortkartierung hat die Beschreibung der Waldstandorte zum Ziel. Sie erfasst alle Einflüsse, die aus den natürlichen Gegebenheiten, Boden, Klima, Geländebeschaffenheit und Lebewesen resultieren und an einem bestimmten Ort wirksam sind. Ohne menschlichen Einfluss würden diese Faktoren zur Ausbildung einer standorttypischen Waldgesellschaft führen. In dem pflanzensoziologischen Standardwerk von Ellenberg und Klötzli (1972) werden für die Schweiz 71 verschiedene natürliche Waldgesellschaften mit den in Kraut- und Baumschicht vorkommenden Arten sowie den ökologischen Standortansprüchen beschrieben.

Diese natürlichen Waldgesellschaften müssen nicht mit der tatsächlich vorhandenen Vegetation übereinstimmen (insbesondere in forstlich genutzten Wäldern ist das weniger der Fall), sie sind vielmehr Kartiereinheiten, die Standorte mit ähnlichen ökologischen Eigenschaften zusammenfassen. In der Forstpraxis werden diese Standortinformationen zusammen mit Informationen über die ökologischen Ansprüche (Nährstoffbedarf, Lichtbedarf, Wasserbedarf...) einzelner Baumarten für die Auswahl geeigneter Baumarten verwendet. Die Erarbeitung dieser Standortkarte erfolgt durch pflanzensoziologische Aufnahmen der Krautschicht und ergänzende Untersuchungen chemischer und physikalischer Bodenparameter.

### 12.4. Bewertung für andere zivilisatorische Nutzung

Während früher bei der Bewertung eines Bodens die wirtschaftlichen Aspekte eine zentrale Rolle spielten (Maximierung der Erträge eines Ackers oder Waldes), rücken heute neben dieser produktionsorientierten Bewertung immer mehr auch zwei weitere Aspekte in den Mittelpunkt:

- 1) ökologische Bewertungen: Schutz oder Gefährdung des Bodens
- 2) technische Bewertung: Nutzung der Böden als Standorte für Hoch- und Tiefbauten

Ein Beispiel für eine zivilisatorische Nutzung ist eine Liegewiese in einem Freibad. Tabelle 12.2 zeigt einige Anforderungen, die eine solche Nutzung an den Boden stellt, sowie eine Auflistung von Bodeneigenschaften, die überprüft werden müssen, um den Boden hinsichtlich dieser Nutzung bewerten zu können.

Anforderungen	Zu überprüfende Bodeneigenschaften
Belastbarkeit	Struktur, Aggregation, Tongehalt
Dichter Bewuchs	Nährstoff- und Wasserverfügbarkeit
Rasch trocknend	Wasserleitfähigkeit
Warm	Wasserspeichervermögen, Humusgehalt

**Tabelle 12.2** Anforderungen an eine Liegewiese in einem Freibad

Ein tonreicher Boden wird für diese Nutzung weniger in Frage kommen, da er im feuchten Zustand leicht verdichtet werden kann. Durch das regelmässige Betreten käme es dann zu einer Reduktion des Porenvolumens, was die bereits niedrigen Sickeraten weiter reduzieren würde. Der Boden würde nach einem Regen sehr langsam abtrocknen, er hätte einen hohen Wassergehalt, wodurch er sich auch nur sehr langsam erwärmen würde.

Ein reiner Sandboden würde in all diesen Punkten deutlich besser abschneiden, er könnte jedoch wahrscheinlich keinen ausreichend dichten Bewuchs tragen, aufgrund von Nährstoff- und Wasser Konkurrenz zwischen den einzelnen Graspflanzen. Daher ist ein gewisser Ton- und/oder Humusanteil anzustreben, was das Nährstoff- und Wasserhaltevermögen verbessern und durch eine dunklere Bodenfarbe auch die Erwärmung beschleunigen würde.

## Literatur

Ellenberg, H. und Klötzli, F. (1972): Waldgesellschaften und Waldstandorte der Schweiz. Mitt. Eidgenöss. Forsch.anst. Wald Schnee Landsch, 48, 4: 587-930.

## **Anhang: Tabellen zur Bestimmung von Boden- und Grünlandgrundzahl**

Quelle für Tabellen A-1, A-2, A-4, A-5:

[www.umwelt.sachsen.de/de/wu/umwelt/lfug/lfug-internet/documents/Bodenbewertungsinstrument.pdf](http://www.umwelt.sachsen.de/de/wu/umwelt/lfug/lfug-internet/documents/Bodenbewertungsinstrument.pdf)  
(Stand 5.12.05)

*Tabelle A-1: Gliederung der Bodenart*

<b>Ackerland</b>	<b>Grünland</b>	<b>Bedeutung</b>	<b>Abschlämmbarer Anteil</b> (Masse % mit Korndurchmesser <10 $\mu\text{m}$ )
S	S=S+SI	Sand	<10
SI		Anlehmgiger Sand	10-13
LS	IS=IS+SL	Lehmiger Sand	14-18
SL		Stark lehmiger Sand	19-23
sL	L=sL+L	Sandiger Lehm	24-29
L		Lehm	30-44
LT	T=LT+T	Lehmiger Ton, schwerer Lehm	45-60
T		Ton	>60
Mo	Mo	Moor	>15-20% Humus

*Tabelle A-2: Gliederung der Zustandsstufe*

1	Ackerland Zustandsstufe 1, sehr hohe Leistungsfähigkeit
2	Übergang 1/3
3	Ackerland Zustandsstufe 3, hohe Leistungsfähigkeit
4	Übergang 3/5, mittlere Leistungsfähigkeit
5	Ackerland Zustandsstufe 5, geringe Leistungsfähigkeit
6	Übergang 5/7
7	Ackerland Zustandsstufe 7, sehr geringe Leistungsfähigkeit
I	Grünland Zustandsstufe I, hohe Leistungsfähigkeit (entspr. Acker Zustandsstufe 2-3)
II	Grünland Zustandsstufe II, mittlere Leistungsfähigkeit (entspr. Acker Zustandsstufe 4-5)
III	Grünland Zustandsstufe III, geringe Leistungsfähigkeit (entspr. Acker Zustandsstufe 6-7)

Tabelle A-3: Zustandsstufen (aus: Scheffer/Schachtschabel (2002), Lehrbuch der Bodenkunde, S. 551).

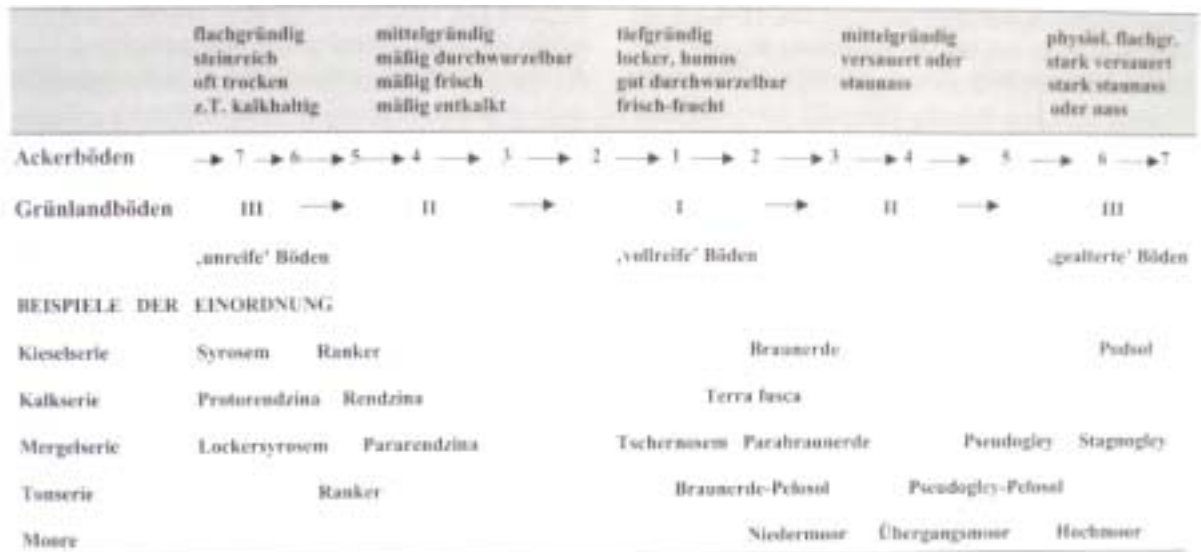


Abb. 9.3-2 Schema der Zustandsstufen der Böden unter Acker und Grünland mit Beispielen der Zuordnung von Bodentypen.

Tabelle A-4: Ermittlung der Bodenzahl

Bodenart	Entstehung	Zustandsstufe						
		1	2	3	4	5	6	7
S Sand	D		41 - 34	33 - 27	26 - 21	20 - 16	15 - 12	11 - 7
	Al		44 - 37	36 - 30	29 - 24	23 - 19	18 - 14	13 - 9
	V		41 - 34	33 - 27	26 - 21	20 - 16	15 - 12	11 - 7
Sl (S/IS) anlehmgiger Sand	D		51 - 43	42 - 35	34 - 28	27 - 22	21 - 17	16 - 11
	Al		53 - 46	45 - 38	37 - 31	30 - 24	23 - 19	18 - 13
	V		49 - 43	42 - 36	35 - 29	28 - 23	22 - 18	17 - 12
IS lehmiger Sand	D	68 - 60	59 - 51	50 - 44	43 - 37	36 - 30	29 - 23	22 - 16
	Lö	71 - 63	62 - 54	53 - 46	45 - 39	38 - 32	31 - 25	24 - 18
	Al	71 - 63	62 - 54	53 - 46	45 - 39	38 - 32	31 - 25	24 - 18
	V		57 - 51	50 - 44	43 - 37	36 - 30	29 - 24	23 - 17
	Vg			47 - 41	40 - 34	33 - 27	26 - 20	19 - 12
SL (IS/sL) stark lehmiger Sand	D	75 - 68	67 - 60	59 - 52	51 - 45	41 - 38	37 - 31	30 - 23
	Lö	81 - 73	72 - 64	63 - 55	54 - 47	46 - 40	39 - 33	32 - 25
	Al	80 - 72	71 - 63	62 - 55	54 - 47	46 - 40	39 - 33	32 - 25
	V	75 - 68	67 - 60	59 - 52	51 - 44	43 - 37	36 - 30	29 - 22
	Vg			55 - 48	47 - 40	39 - 32	31 - 24	23 - 16
sL sandiger Lehm	D	84 - 76	75 - 68	67 - 60	59 - 53	52 - 46	45 - 39	38 - 30
	Lö	92 - 83	82 - 74	73 - 65	64 - 56	55 - 48	47 - 41	40 - 32
	Al	90 - 81	80 - 72	71 - 64	63 - 56	55 - 48	47 - 41	40 - 32
	V	85 - 77	76 - 68	67 - 59	58 - 51	50 - 44	43 - 36	35 - 27
	Vg			64 - 55	54 - 45	44 - 36	35 - 27	26 - 18
L Lehm	D	90 - 82	81 - 74	73 - 66	65 - 58	57 - 50	49 - 43	42 - 34
	Lö	100 - 92	91 - 83	82 - 74	73 - 65	64 - 56	55 - 46	45 - 36
	Al	100 - 90	89 - 90	79 - 71	70 - 62	61 - 54	53 - 45	44 - 35
	V	91 - 83	82 - 74	73 - 65	64 - 56	55 - 47	46 - 39	38 - 30
	Vg			70 - 61	60 - 51	50 - 41	40 - 30	29 - 19
LT schwerer Lehm	D	87 - 79	78 - 70	69 - 62	61 - 54	53 - 46	45 - 38	37 - 28
	Al	91 - 83	82 - 74	73 - 65	64 - 57	56 - 49	48 - 40	39 - 29
	V	87 - 79	78 - 70	69 - 61	60 - 52	51 - 43	42 - 34	33 - 24
	Vg			67 - 58	57 - 48	47 - 38	37 - 28	27 - 17
T Ton	D		71 - 64	63 - 56	55 - 48	49 - 41	39 - 30	29 - 18
	Al		74 - 66	65 - 58	57 - 50	44 - 36	40 - 31	30 - 18
	V		71 - 63	62 - 54	53 - 45	47 - 40	35 - 26	23 - 14
	Vg			59 - 51	50 - 42	41 - 33	32 - 24	25 - 14
Mo Moor		54 - 46	45 - 37	36 - 29	28 - 22	21 - 16	15 - 10	

Al = Alluvium (Holozän); D = Diluvium (Pleistozän), z.T. Tertiär; Lö = Löß; V = Verwitterungs-  
boden; g = Gestein, steinig

Tabelle A-5: Ermittlung der Grünlandgrundzahlen

Bodenart	Bodenstufe	Klima	Wasserverhältnisse				
			1	2	3	4	5
S Sand	I (45 - 40)	a	60 - 51	50 - 43	42 - 35	34 - 28	27 - 20
		b	52 - 44	43 - 36	35 - 29	28 - 23	22 - 16
		c	45 - 38	37 - 30	29 - 24	23 - 19	18 - 13
	II (30 - 25)	a	50 - 43	42 - 36	35 - 29	28 - 23	22 - 16
		b	43 - 37	36 - 30	29 - 24	23 - 19	18 - 13
		c	37 - 32	31 - 26	25 - 21	20 - 16	15 - 10
	III (20 - 15)	a	41 - 34	33 - 28	27 - 23	22 - 18	17 - 12
		b	36 - 30	29 - 24	23 - 19	18 - 15	14 - 10
		c	31 - 26	25 - 21	20 - 16	15 - 12	11 - 7
IS lehmiger Sand	I (60 - 55)	a	73 - 64	63 - 54	53 - 45	44 - 37	36 - 28
		b	65 - 56	55 - 47	46 - 39	38 - 31	30 - 23
		c	57 - 49	48 - 41	40 - 34	33 - 27	26 - 19
	II (45 - 40)	a	62 - 54	53 - 45	44 - 37	36 - 30	29 - 22
		b	55 - 47	46 - 39	38 - 32	31 - 26	25 - 19
		c	48 - 41	40 - 34	33 - 28	27 - 23	22 - 16
	III (30 - 25)	a	52 - 45	44 - 37	36 - 30	29 - 24	23 - 17
		b	46 - 39	38 - 32	31 - 26	25 - 21	20 - 14
		c	40 - 34	33 - 28	27 - 23	22 - 18	17 - 11
L Lehm	I (75 - 70)	a	88 - 77	76 - 66	65 - 55	54 - 44	43 - 33
		b	80 - 70	69 - 59	58 - 49	48 - 40	39 - 30
		c	70 - 61	60 - 52	51 - 43	42 - 35	34 - 26
	II (60 - 55)	a	75 - 65	64 - 55	54 - 46	45 - 38	37 - 28
		b	68 - 59	58 - 50	49 - 41	40 - 33	32 - 24
		c	60 - 52	51 - 44	43 - 36	35 - 29	28 - 20
	III (45 - 40)	a	64 - 55	54 - 46	45 - 38	37 - 30	29 - 22
		b	58 - 50	49 - 42	41 - 34	33 - 27	26 - 18
		c	51 - 44	43 - 37	36 - 30	29 - 23	22 - 14
T Ton	I (70 - 65)	a	88 - 77	76 - 66	65 - 55	54 - 44	43 - 33
		b	80 - 70	69 - 59	58 - 48	47 - 39	38 - 28
		c	70 - 61	60 - 52	51 - 43	42 - 34	33 - 23
	II (55 - 60)	a	74 - 64	63 - 54	53 - 45	44 - 36	35 - 26
		b	66 - 57	56 - 48	47 - 39	38 - 30	29 - 21
		c	57 - 49	48 - 41	40 - 33	32 - 25	24 - 17
	III (40 - 35)	a	61 - 52	51 - 43	42 - 35	34 - 38	27 - 20
		b	54 - 46	45 - 38	37 - 31	30 - 24	23 - 16
		c	46 - 39	38 - 32	31 - 25	24 - 19	18 - 12
Mo Moor	I (45 - 40)	a	60 - 51	50 - 42	41 - 34	33 - 27	26 - 19
		b	57 - 49	48 - 40	39 - 32	31 - 25	24 - 17
		c	54 - 46	45 - 38	37 - 30	29 - 23	22 - 15
	II (30 - 25)	a	53 - 45	44 - 37	36 - 30	29 - 23	22 - 16
		b	50 - 43	42 - 35	34 - 28	27 - 21	20 - 14
		c	47 - 40	39 - 33	32 - 26	25 - 19	18 - 12
	III (20 - 15)	a	45 - 38	37 - 31	30 - 25	24 - 19	18 - 13
		b	41 - 35	34 - 28	27 - 22	21 - 16	15 - 10
		c	37 - 31	30 - 25	24 - 19	18 - 13	12 - 7



## 13. Lernziele

### 1. Sie kennen die

- ... Definition von Boden.
- ... Wichtigsten Bodenbestandteile.
- ... typischen Funktionen von Böden in Ökosystemen.

### 2. Sie ...

- ... kennen Beispiele für die anorganischen Ausgangsmaterialien der Bodenbildung.
- ... können die wichtigsten Verwitterungsprozesse in den verschiedenen Klimaten erläutern.
- ... können mehrere Beispiele für chemische Verwitterungsprozesse nennen.
- ... verstehen den Unterschied zwischen primären und sekundären Mineralen und deren Einfluss auf Bodeneigenschaften.
- ... verstehen den Aufbau der Tonminerale und den Grund für deren negative Ladung.
- ... kennen den Beitrag der verschiedenen Minerale an den Korngrößenfraktionen.

### 3. Sie ...

- ... kennen die Definition von organischer Bodensubstanz.
- ... kennen Beispiele für die häufigsten organischen Ausgangsmaterialien der Bodenbildung und ... deren Einfluss von Bodenorganismen auf die Bodenbildung.
- ... verstehen das Prinzip des Abbaus organischer Substanz und die dazugehörigen Prozesse.
- ... können Bildung und inneren Aufbau von Aggregaten sowie dessen Bedeutung für Boden erläutern.
- ... können die Entstehung, Horizontierung und ökologische Bedeutung der verschiedenen Humusformen erläutern und können diese mit charakteristischen biologischen, chemischen und physikalischen Eigenschaften verknüpfen.

### 4. Sie ...

- ... verstehen die Zusammenhänge zwischen den Kennwerten des Bodenwasserhaushaltes im Dreiphasensystem Boden.
- ... können erklären warum Lössböden mehr Wasser als Sandböden speichern.
- ... kennen die typischen Gefügeformen.
- ... können den Zusammenhang zwischen Wasserpotential und Bodenporensystem an Beispielen erläutern.

**5. Sie ...**

- ... können den pH-Wert definieren.
- ... können dessen Bedeutung für bodenbildende Prozesse und Mobilität von Schwermetallen bewerten.
- ... verstehen die für Böden relevanten Puffersysteme.
- ... begreifen die bei Kationenbindung und –austausch relevanten Prozesse.
- ... kennen die Kationenaustauschkapazität verschiedener Bodeneinhaltsstoffe und –typen.
- ... können die ökologische Bedeutung der KAK erklären.
- ... verstehen die wichtigsten Redoxreaktionen und deren ökologische Bedeutung.

**6. Sie ...**

- ... kennen die bodenbildenden Faktoren und
- ... können deren Bedeutung für die Bodenbildung anhand von Beispielen erklären.
- ... kennen das Catena-Prinzip.
- ... verstehen die drei bodenbildenden Prozesse Lessivierung, Podsolierung, Carbonatisierung und
- ... können sie anhand physikalischer und chemischer Messwerte im Profil erkennen.

**7. Sie ...**

- ... kennen die wichtigsten Horizontbezeichnungen nach KA 5.
- ... können das Grundprinzip der Bodenklassifizierung erläutern.

**8. Sie ...**

- ... kennen die KA 5 als wichtiges deutschsprachiges Klassifikationssystem.
- ... verstehen die genetischen Zusammenhänge zwischen Bodentypen
- ... kennen die wichtigsten Bodentypen Mitteleuropas und ihre
  - Entstehungsprozesse
  - Profilabfolge
  - Verbreitung
  - physik. / chem. Eigenschaften
  - Nutzungsmöglichkeiten
- ... wissen, welchen Einfluss das Ausgangsmaterial auf „junge“ Bodenentwicklung hat
- ... wissen, welche Bodenbildungsprozesse unter welchen Bedingungen vorherrschen, und zu welchen Bodentypen sie führen

**9. Sie ...**

- ... kennen den Unterschied zwischen genetischer und merkmalsorientierter Klassifikation
- ... kennen das internationale Klassifikationssystem WRB und wissen, wie es aufgebaut ist.
- ... kennen die Entsprechungen in WRB für die wichtigsten mitteleuropäischen Bodentypen.
- ... haben eine Vorstellung von den wichtigsten Reference Soil Groups der WRB.
- ... können Vor- und Nachteile der WRB diskutieren.

**10. Sie ...**

- ... können das Konzept der zonalen Bodenbildungen erläutern.
- ... verstehen, wie Klima und Vegetation Bodenbildungsprozesse und Bodeneigenschaften beeinflussen.
- ... kennen die Hauptverbreitungsgebiete der wichtigsten zonalen Böden, ihre wesentlichen chemischen und physikalischen Eigenschaften und ihre Nutzungsmöglichkeiten.

**11. Sie ...**

- ... kennen die Namen (WRB) der wichtigsten Böden der Trockenklimate und der feuchten Tropen.
- ... können die wesentlichen Unterschiede in den Bodenbildungsprozessen zwischen ariden, feuchttropischen und gemässigt-humiden Klimaten erläutern.
- ... können darstellen, wie sich diese Unterschiede auf die Eigenschaften und Nutzbarkeit der Böden auswirken.
- ... kennen Beispiele für Böden, deren Eigenschaften und Prozesse im Wesentlichen durch das Ausgangsmaterial geprägt sind.
- ... können Beispiele dafür nennen, wie der Eingriff des Menschen Bodenbildungsprozesse positiv oder negativ beeinflussen kann.

**12. Sie ...**

- ... kennen die Bodenbewertung als ein Instrument zur Beurteilung von Eignung, Leistung und/oder Gefährdung eines Bodens.
- ... können anhand von Beispielen die Anwendung von Bodenbewertungsverfahren zu verschiedenen Zwecken erläutern.