

# 2 Anorganische Komponenten der Böden – Minerale und Gesteine

## 2.1 Der Kreislauf der Gesteine

Die Stellung der Böden im Stoffkreislauf der Lithosphäre (Abb. 2.1–1) zeigt, dass an der Gesteinsbildung, der Lithogenese, eine große Zahl von Prozessen in Form eines Kreislaufs beteiligt sind. Beim Abkühlen glutflüssigen Magmas entstehen am Beginn der Lithogenese Gesteine durch Kristallisation aus der Schmelze. Sie unterliegen weiteren vielfältigen Veränderungen durch die Prozesse Verwitterung, Abtragung, Transport, Ablagerung, Diagenese, Metamorphose und Anatexis, die sich zu einem Kreislauf zusammenschließen. In diesem Kreislauf sind die Böden eine bedeutsame Station. Sie sind einerseits das Ergebnis der Gesteinsumwandlung in

Kontakt mit Atmosphäre und Biosphäre (Pedogenese) und liefern andererseits Material für die Bildung neuer Gesteine. Daher sind Böden nicht ohne Gesteinskenntnis zu verstehen und zu klassifizieren, ebenso wenig aber auch viele Gesteine nicht ohne Kenntnis der Böden (Kittrick 1985).

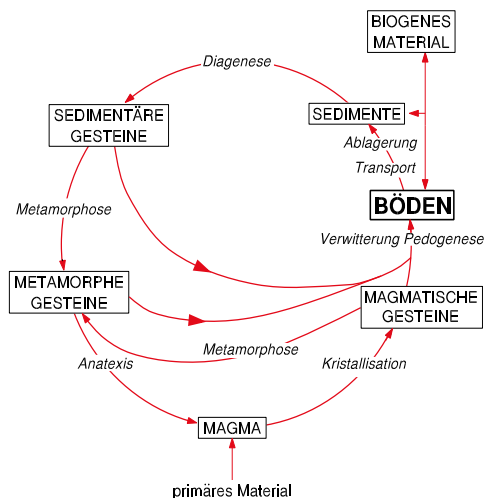
## 2.2 Minerale

### 2.2.1 Allgemeines

Die homogenen Bestandteile der Gesteine sind die Minerale. Diese sind natürliche, überwiegend anorganische und chemisch einheitliche Verbindungen, deren elementare Bausteine in definierter, regelmäßig-periodischer Weise angeordnet sind; sie sind kristallisiert. Die kleinste geometrische Einheit dieser Kristalle, die sowohl den Chemismus als auch alle Symmetrie-Eigenschaften eines Minerals vollständig besitzt, nennt man **Elementarzelle** (Ramdohr und Strunz 1978).

Die Häufigkeit der Elemente lässt sich aus dem mittleren Chemismus der Erdkruste ableiten (Tab. 2.2–1): Die Hälfte der Masse entfällt auf den Sauerstoff, ein Viertel auf Silicium und der Rest wird nahezu vollständig durch die Kationen des Al, Fe, Mg, Ca, Na und K abgedeckt.

Aus der Dominanz des O-Ions und seines großen Durchmessers (Tabelle 2.2–2) geht hervor, dass die meisten Minerale aus mehr oder weniger dicht gepackten O<sup>2-</sup>-Ionen bestehen, deren negative Ladungen durch die meist viel kleineren Kationen in den Zwickeln der O-Packung neutralisiert werden. Dabei haben die kleineren Kationen wie Si<sup>4+</sup> vier O<sup>2-</sup>-Ionen (Liganden) als nächste Nachbarn (Koordinationszahl = 4), die etwas größeren Kationen wie Al<sup>3+</sup> sechs (Kz = 6) und besonders große wie



**Abb. 2.1–1** Die Stellung der Böden im Kreislauf der Lithosphäre

2

$K^+$  auch acht oder zwölf  $O^{2-}$ -Ionen. Als Liganden treten außer  $O^{2-}$  das ebenso große Hydroxyl-Anion  $OH^-$  und das  $S^{2-}$ -Anion auf. Die unterschiedliche Größe der Ionen hat zur Folge, dass deren Volumenanteile an der Lithosphäre deutlich von den Gewichtsanteilen abweichen: Tabelle 2.2–1 zeigt, dass Sauerstoff 88 % des Volumens einnimmt, während wichtige Kationen wie die vergleichbar großen  $K^+$ -,  $Ca^{2+}$ - und  $Na^+$ -Ionen nur 1 bis 3 Volumenprozent beitragen.

Die mittlere chemische Zusammensetzung der Lithosphäre zeigt weiterhin, dass Verbindungen aus O und Si, d. h. Salze der Kieselsäure und das reine Oxid  $SiO_2$  vorherrschen. Entsprechend der Kationenhäufigkeit sind die ersten acht Minerale Al-, Fe-, Mg-, Ca-, Na- und K-Silicate (Tab. 2.2–1). Dies gilt auch für die meisten Böden, die die Silicate nicht nur vom Gestein ererben, sondern in denen sich auch bodeneigene (pedogene) Silicate bilden.

**Tab. 2.2–1** Mittlerer Chemismus, Mineral- und Gesteinsbestand der Erdkruste (Masse  $2,85 \cdot 10^{19}$  t).

Chemismus			Elemente			Mineralbestand		Gesteinsbestand <sup>b)</sup>	
Oxide	Masse-% <sup>a)</sup>			Masse-%	Vol.-%		Vol.-%		Vol.-%
$SiO_2$	57,6	52,5	O	47,0	88,2	Plagioklase	39	Basalte, Gabbros u.a. basische Magmatite	42,6
$Al_2O_3$	15,3	10,5	Si	26,9	0,32	Quarz	12	Gneise	21,4
$Fe_2O_3$	2,5	4,0	Al	8,1	0,55	K-Feldspäte	12	Granodiorite, Diorite und Syenite	11,6
FeO	4,3		$Fe^{3+}$	1,8	0,32	Pyroxene	11	Granite	10,4
MgO	3,9	3,3	$Fe^{2+}$	3,3	1,08	Glimmer	5	kristalline Schiefer	5,1
CaO	7,0	11,1	Ca	5,0	3,42	Amphibole	5	Tone, Tonschiefer	4,2
$Na_2O$	2,9	2,8	Mg	2,3	0,60	Tonminerale	4,6	Carbonatgesteine	2,0
$K_2O$	2,3	4,6	Na	2,1	1,55	Olivine	3	Sande, Sandsteine	1,7
$TiO_2$	0,8	–	K	1,9	3,49	Calcit, Dolomit	2,0	Marmor	0,9
$CO_2$	1,4	–				Magnetit	1,5		
$H_2O$	1,4	–				andere Minerale	4,9		
MnO	0,16	–							
$P_2O_5$	0,22	–							

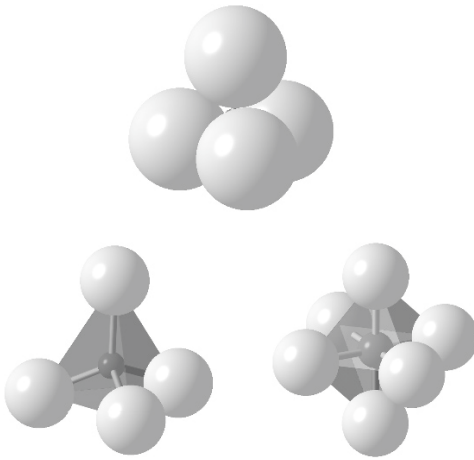
<sup>a)</sup> Die 2. Spalte gibt die mittlere Zusammensetzung oberflächennaher Gesteine an (HUDSON, 1995).

<sup>b)</sup> Die Vormacht basischer Gesteine beruht auf der flächenmäßigen Vormacht der ozeanischen Kruste.

**Tab. 2.2–2** Effektive Radien verschiedener Ionen (pm) in Kristallen bezogen auf die Koordinationszahl IV oder VI.

$^{VI}Na^+$	102	$^{IV}Al^{3+}$	39	$^{IV}C$	15	$P^{5+}$	38
$^{VI}K^+$	138	$^{VI}Al^{3+}$	53,5	$^{IV}Si$	26	$O^{2-}$	140
$^{VI}NH_4^+$	147	$^{VI}Fe^{2+}$	78,0	$^{IV}Ti^{4+}$	42	$OH^-$	137
$^{VI}Mg^{2+}$	72	$^{VI}Fe^{3+}$	64,5			$S^{6+}$	30
$^{VI}Ca^{2+}$	100	$^{VI}Mn^{2+}$	83			$S^{2-}$	182
		$^{VI}Mn^{4+}$	53			$Cl^-$	153

Die Bedingungen, unter denen **primäre** Silicate aus einer Schmelze kristallisieren, unterscheiden sich hinsichtlich Temperatur, Druck, Sauerstoff- und Wasserangebot grundlegend von den Milieubedingungen in Böden, in denen das Kristallwachstum der **sekundären** Minerale meist stark gehemmt ist. **Lithogene** Minerale – aus Gesteinen stammende Minerale – unterscheiden sich deshalb von **pedogenen** – in Böden gebildeten Minerale – Mineralen nicht nur in der Teilchengröße, sondern auch in anderen Eigenschaften wie z. B. dem Sorptionsvermögen. Beide Gruppen werden deshalb separat besprochen (Dixon und Weed, 1989).

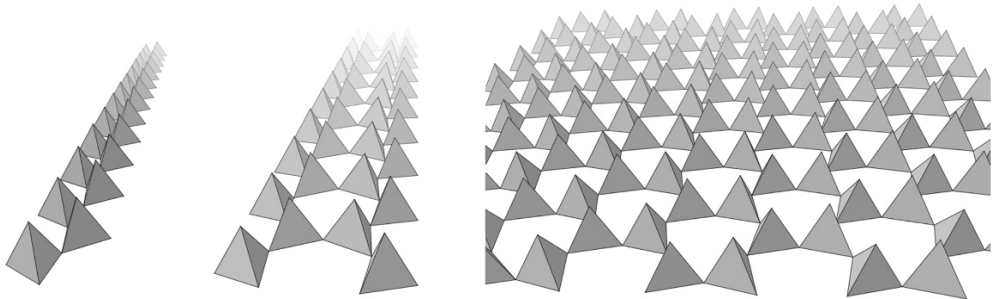


**Abb. 2.2–1** Kugelmodelle eines Tetraeders (oben) und eines Oktaeders (rechts) in Kombination mit einer Polyederdarstellung (links) zur Verdeutlichung der Koordination um das zentrale Ion (Koordinationspolyeder). Nur die obere Darstellung ist maßstäblich, in den beiden anderen Abbildungen wurden die Ionen zwecks besserer Anschaulichkeit verkleinert.

## 2.2.2 Struktur der Silicate

Die Struktur der Silicate macht deren Vielfalt und Eigenschaften, z. B. ihre Verwitterbarkeit, besser verständlich. Der Grundbaustein des  $\text{SiO}_2$  und der Silicate ist ein Tetraeder, in dem das kleine vierwertige Si-Atom von vier großen Sauerstoffionen eingeschlossen wird (Abb. 2.2–1 oben). Hierdurch entsteht eine dichte Sauerstoffpackung, die den Raum erfüllt und lediglich in den Lücken Kationen aufnimmt. Verbindet man die Mittelpunkte der  $\text{O}^{2-}$ -Ionen miteinander, so entsteht ein Tetraeder (Vierflächner) aus vier gleich großen Dreiecken (Abb. 2.2–1). Jeder  $\text{SiO}_4$ -Tetraeder hat vier negative Ladungen und ist über Sauerstoffbrücken mit weiteren  $\text{SiO}_4$ -Tetraedern vernetzt. Art und Ausmaß der unterschiedlichen Vernetzung führt zu den verschiedenen Silicatstrukturen: **Gerüstsilicate** liegen vor, wenn die Tetraeder nach allen drei Richtungen des Raumes, also vollständig vernetzt sind. Typen der unvollständigen Tetraedervernetzung sind die **Blatt-**, **Schicht-** oder **Phyllosilicate** mit flächenhafter Vernetzung sowie die **Band-** und **Kettensilicate** mit eindimensionaler Vernetzung. Fehlt die Vernetzung vollständig, so spricht man von **Inselsilicaten**. Die Tetraeder-Grundeinheiten dieser Strukturtypen sind die Gerüst- $\text{SiO}_2$ , Blatt- $\text{Si}_2\text{O}_5^{2-}$ , Band- $\text{Si}_4\text{O}_{11}^{6-}$ , Ketten- $\text{SiO}_3^{2-}$  und die Insellorm  $\text{SiO}_4^{4-}$ , gekennzeichnet durch ansteigende O/Si-Verhältnisse von 2,0, 2,5, 2,75, 3,0 und 4,0 und zunehmenden Bedarf an Kationen zur räumlichen Verknüpfung der Tetraedereinheiten (Abb. 2.2–2).

Hieran beteiligen sich vor allem  $\text{K}^+$ ,  $\text{Na}^+$ ,  $\text{Al}^{3+}$ ,  $\text{Fe}^{2+}$ ,  $\text{Fe}^{3+}$ ,  $\text{Mg}^{2+}$  und  $\text{Ca}^{2+}$ , die im Verein mit den Vernetzungsvarianten die chemische Vielfalt der Silicate hervorrufen. Sowohl Struktur als auch Chemismus wirken sich deutlich auf die Verwitterbarkeit der verschiedenen Silicate aus (s. Kap. 2.4).



**Abb. 2.2–2** Verknüpfungsarten der Silicate: Kette (links), Band (Mitte) und Schichtstruktur (rechts)

## 2

**Tab. 2.2–3** Chemismus (Masse-%) wichtiger Minerale magmatischer und metamorpher Entstehung

	Olivine	Pyroxene <sup>a)</sup>	Amphibole <sup>b)</sup>	Muskovite	Biotite	K-Feldspäte	Plagioklase
SiO <sub>2</sub>	38...47	47...53	39...54	39...53	33...45	63...66	43,5...69
TiO <sub>2</sub>	–	<4,4	–	< 3,9	<10	–	–
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	–	1...7	–	20...46	9...32	19...21	19...36
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	–	0,4...7,6	0,2...23	<8,3	0,1...21	< 0,5	–
FeO	8...12	4...21	< 9	–	3...28	–	–
MnO	–	–	–	< 2,3	–	–	–
MgO	38...47	10...18	3...25	< 2,4	0,3...28	–	–
CaO	–	13...22	10...14	<4,5	–	–	<19,5
Na <sub>2</sub> O	–	–	0,5...2,3	<5,2	–	0,8...8,4	<12
K <sub>2</sub> O	–	–	<1,7	7,3...13,9	6...11	3...16	–
H <sub>2</sub> O	–	–	0,2...2,7	2...7	0,9...5	–	–

<sup>a)</sup> Augite, <sup>b)</sup> gemeine Hornblende

Eine weitere Variante der Silicate entsteht dadurch, dass statt des Si<sup>4+</sup> auch das um ca. 50 % größere Al<sup>3+</sup> (Tab. 2.2–2) das Tetraederzentrum besetzen kann, ohne dass die ‚Morphe‘ der Struktur sich dadurch ändert (daher **isomorpher Ersatz**). Es ändern sich aber die Ladungsverhältnisse: Die relativ zum Si<sup>4+</sup> fehlende Ladung des Al<sup>3+</sup> wird dadurch kompensiert, dass zusätzliche Kationen, z. B. K<sup>+</sup>, Na<sup>+</sup> oder Ca<sup>2+</sup> in die Struktur aufgenommen werden.

Die Silicate sind mit 80 Vol.-% (einschließlich Quarz > 90 %) die häufigsten Minerale der Magmatite. Sie sind auch die wesentlichen Ausgangsprodukte für diejenigen Minerale, die durch Verwitterung und damit bei der Pedogenese neu entstehen. Variationsbereiche der chemischen Zusammensetzung der vorherrschenden magmatischen Silicate schwanken stark (Tab. 2.2–3). Die Bereiche zeigen, dass Silicate oft nicht der Idealformel entsprechen. Die Ursache liegt hauptsächlich im isomorphen Ersatz.

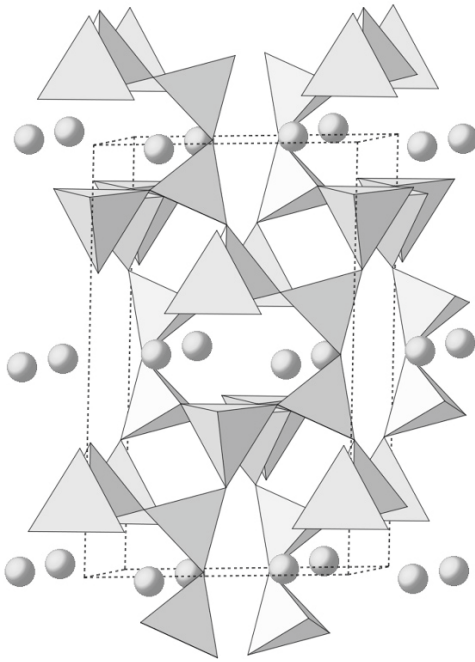
## 2.2.3 Primäre (lithogene, pyrogene) Silicate

### 2.2.3.1 Feldspäte

Die Feldspäte sind helle oder schwach gefärbte Na-K-Ca-Al-Silicate mit guter Spaltbarkeit und der Härte 6. Sie gehören zu den Gerüstsilicaten,

bestehen also aus einem dreidimensionalen Tetraederverband. In den Tetraedern ist  $\frac{1}{4}$  (Alkalifeldspäte) oder  $\frac{1}{2}$  (Anorthit) der Tetraederzentren durch Al<sup>3+</sup> besetzt. Zum Ladungsausgleich sind die relativ großen K<sup>+</sup>, Na<sup>+</sup> oder Ca<sup>2+</sup>-Ionen in die Lücken der Silicatstruktur eingebaut (Abb. 2.2–3).

Die wichtigsten Feldspattypen sind der **Orthoklas** (Kalifeldspat, KAlSi<sub>3</sub>O<sub>8</sub>), **Albit** (Natriumfeldspat, NaAlSi<sub>3</sub>O<sub>8</sub>) und **Anorthit** (Calciumfeldspat, CaAl<sub>2</sub>Si<sub>2</sub>O<sub>8</sub>). In Gesteinen kommen diese reinen Typen nur sehr selten vor. So enthalten die Kalifeldspäte meist Na (z. B. Sanidin, Anorthoklas, Mikroklin); sie werden dann zusammen mit dem Albit als Alkalifeldspäte bezeichnet, deren K<sub>2</sub>O-Gehalte zwischen 2,5 und 14,7 % liegen. Zwischen Albit und Anorthit besteht die lückenlose Mischungsreihe der **Plagioklase** (Ca-Na-Feldspäte), in der sich Na und Ca wegen ihres ähnlichen Ionenradius (Na 102 pm; Ca 100 pm) – im Gegensatz zu Na und K (138 pm) – gegenseitig vollständig ersetzen können. Mit sinkendem Albit- und steigendem Anorthit-Anteil steigen daher Ca- und Al-Gehalt, während Na- und Si-Gehalt sinken. Daraus erklärt sich die Variation der chemischen Zusammensetzung der Plagioklase (Tab. 2.2–3). In basischen Magmatiten können außer Ca-reichen Plagioklasen auch die Si-ärmeren **Feldspatvertreter** (Foide) Nephelin (NaAlSi<sub>4</sub>O<sub>6</sub>) und Leucit (KAlSi<sub>2</sub>O<sub>6</sub>) auftreten, die ebenfalls Gerüstsilicate sind.

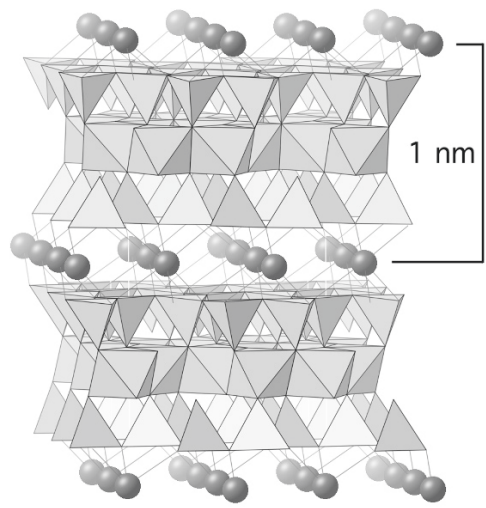


**Abb. 2.2-3** Tetraedermodell eines Albits. Die Kugeln sind die Na-Ionen, die Tetraeder beherbergen  $\text{Si}^{4+}$  und  $\text{Al}^{3+}$  im Verhältnis 3:1. Die gestrichelten Linien umschließen die Elementarzelle.

### 2.2.3.2 Glimmer und Chlorite

Die Glimmer sind blättchenförmig ausgebildete K-Mg-Fe-Al-Silicate mit sehr guter Spaltbarkeit, die auf dem schichtförmigen Aufbau der Struktur beruht (Schicht-, Blatt- oder Phyllosilicate). Die häufigsten Glimmer sind der helle **Muskovit** und der dunkel gefärbte **Biotit**. Muskovit ist vorwiegend metamorpher, aber auch magmatischer (nur in Tiefengesteinen) und sedimentärer Entstehung. Biotit entsteht meist magmatisch und ist umso dunkler, je höher sein Fe-Gehalt ist. Der K-Gehalt beider Minerale liegt zwischen 6 und 14 %  $\text{K}_2\text{O}$ .

In der blättchenförmigen Struktur der Glimmer sind die  $\text{SiO}_4$ -Tetraeder mit jeweils drei (von 4) in einer Ebene liegenden  $\text{O}^{2-}$ -Ionen, d. h. in der Fläche, miteinander vernetzt (Abb. 2.2-2 und Abb. 2.2-4). Das vierte, nicht mit Nachbar-Tetraedern vernetzte  $\text{O}^{2-}$ -Ion verknüpft die Tetraederschicht mit der Oktaederschicht, in der  $\text{Al}^{3+}$ -,  $\text{Mg}^{2+}$ - oder  $\text{Fe}^{2+}$ -Ionen sechsfach koordiniert sind. Auf diese Ok-



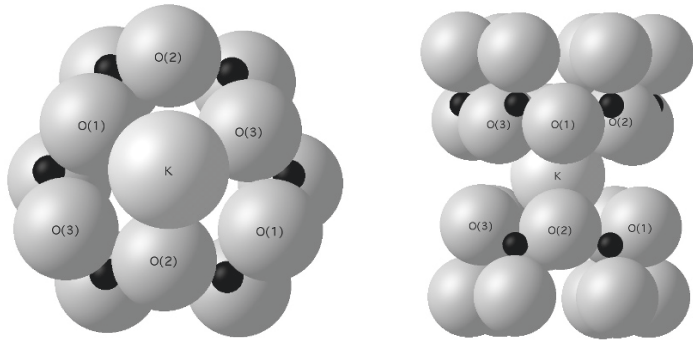
**Abb. 2.2-4** Modell einer Glimmerstruktur. Die Kugeln sind  $\text{K}^+$ -Ionen. Die Dicke einer Elementarschicht ist gekennzeichnet.

taederschicht folgt wieder eine Tetraederschicht, allerdings um  $180^\circ$  gedreht, sodass die Sauerstoffionen an den Spitzen ebenfalls zur Oktaederschicht weisen. Von den sechs oktaedrisch koordinierten Sauerstoffionen der Oktaederschicht binden zwei zu den beiden Tetraederschichten und zwei bilden mit  $\text{H}^+$  Hydroxylionen ( $\text{OH}^-$ ). Die verbleibenden zwei Sauerstoffionen verknüpfen die Oktaeder über gemeinsame Kanten zu Schichten, weshalb man bei Glimmern auch von 2:1- oder **Dreischichtmineralen** spricht (Abb. 2.2-4).

Zu einer Formeleinheit gehören drei Oktaederzentren, deren zentrale Kationen zusammen sechs negative Ladungen auszugleichen haben. Im **dioktaedrischen** Muskovit sind zwei der drei Zentren mit  $\text{Al}^{3+}$  besetzt, im **trioktaedrischen** Biotit hingegen sind alle drei besetzt mit variablen Anteilen an  $\text{Fe}^{2+}$  und  $\text{Mg}^{2+}$ . Daraus ergibt sich für Muskovit die idealisierte Formel  $\text{KAl}_2(\text{Si}_3\text{Al})\text{O}_{10}(\text{OH})_2$ , für Biotit entsprechend  $\text{K}(\text{Mg},\text{Fe}^{2+})_3(\text{Si}_3\text{Al})\text{O}_{10}(\text{OH})_2$ .

Die Verknüpfung der dreischichtigen Baueinheit senkrecht zu den Schichtebenen erfolgt bei Glimmern durch Kaliumionen, die in die zentralen Lücken der 6er-O-Ringe der äußeren Sauerstoffschicht der Tetraeder (s. Abb. 2.2-5) eintauchen und so die Silicatschichten zusammenhalten (= **Zwischenschichtkationen**). Da beidseitig jeweils 6 Sauerstoffionen einer Tetraederschicht zur Bindung beitragen, hat das  $\text{K}^+$  mit seinen  $\text{O}^{2-}$ -Ionen die Koordinationszahl 12.

**Abb. 2.2–5** Maßstabgerechte Kugelmodelle der Tetraederschicht eines Glimmers in der Aufsicht (links) und der Seitenansicht (rechts). Die Sauerstoffe und das Kalium sind beschriftet, die kleinen schwarzen Kugeln sind die  $\text{Si}^{4+}$ -Ionen.



Die Silicatschichten der Glimmer zeigen sich im Polyedermodell als eine Abfolge von Tetraeder- und Oktaederschichten im Verhältnis 2:1 (Abb. 2.2–4), im Kugelmodell als Paket aus zwei O- und zwei (O, OH)-Schichten. Zusammen mit der Schicht der  $\text{K}^+$ -Ionen zwischen den Silicatschichten bilden diese die Elementarschicht mit 1 nm Dicke. Das eigentliche Kristallblättchen besteht aus einer mehr oder weniger großen Zahl solcher Elementarschichten.

Über das Vorhandensein oder Fehlen von Zwischenschicht-Kationen entscheidet die so genannte Schichtladung  $\xi$ : Bei Glimmern wird je eines der vier  $\text{Si}^{4+}$ -Ionen durch  $\text{Al}^{3+}$  ersetzt. Die fehlende positive Ladung wird folglich durch ein Zwischenschicht- $\text{K}^+$  kompensiert. Die Schichtladung kann allerdings über weite Bereiche variieren (s. Kap. 2.2.4).

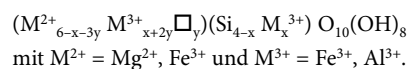
Der starke Zusammenhalt der Silicatschichten bei Glimmern resultiert aber nicht nur aus der hohen Schichtladung, sondern auch daraus, dass das  $\text{K}^+$ -Ion nur wenig größer ist als die Lücke im Zentrum der Sauerstoff-Sechseringe und daher in diese Lücke eintaucht (Abb. 2.2–5). Überdies ist  $\text{K}^+$  relativ leicht polarisierbar, sodass seine positive Ladung unter dem Einfluss der negativen Überschussladung leicht verschoben und die Bindung dadurch verstärkt werden kann.

Die Stärke des Zusammenhalts der Schichten ist bei trioktaedrischem Biotit geringer als bei dioktaedrischem Muskovit, die Verfügbarkeit der  $\text{K}^+$ -Ionen für die Pflanzen daher bei Biotit höher als bei Muskovit. Erklärungsmöglichkeiten sind: (a) in trioktaedrischen Mineralen ist die K–O-Bindung etwas länger und damit schwächer als bei dioktaedrischen Mineralen, (b) bei den trioktaedrischen Dreischichtmineralen steht der Vektor der OH-Bindung annähernd senkrecht zur Schichtebene, während er bei den dioktaedrischen Mineralen einen Winkel von  $\sim 74^\circ$  bildet. Infolgedessen ist bei den trioktaedrischen Glimmern der Abstand zwischen

den  $\text{H}^+$ -Ionen und den  $\text{K}^+$ -Ionen geringer, d. h., die Abstoßung zwischen beiden Ionen ist stärker als bei den dioktaedrischen. So ist auch zu erklären, dass  $\text{K}^+$  sehr viel schwerer abgegeben wird, sobald die  $\text{Fe}^{2+}$ -OH-Gruppen durch Oxidation in  $\text{Fe}^{3+}$ -O-Gruppen umgewandelt werden.

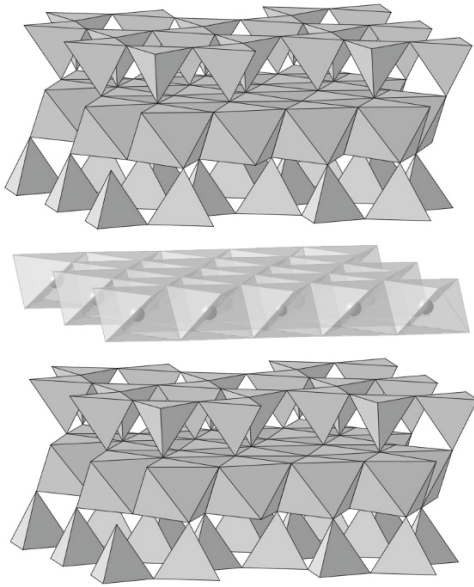
Die vertikale Verknüpfung kann auch ohne Zwischenschichtkationen nur über VAN DER WAALSISCHE Kräfte erfolgen, wie dies bei Pyrophyllit ( $\text{Al}_2\text{Si}_4\text{O}_{10}(\text{OH})_2$ ) oder Talk ( $\text{Mg}_3\text{Si}_4\text{O}_{10}(\text{OH})_2$ ) der Fall ist. Der Schichtabstand liegt dann bei 0,9 nm. Dass die Bindungsstärke zwischen den Silicatschichten vor allem von der Ladung pro Fläche abhängt, zeigt folgende Reihung der Ritzhärte  $H$ : Talk ( $\xi = 0$ ,  $H = 1$ ), Smectit-Vermiculit-Gruppe ( $\xi = 0,3 \dots 0,9$ ,  $H \sim 1\frac{1}{2}$ ), Muskovit ( $\xi = 1$ ,  $H = 2 \dots 2\frac{1}{2}$ ), Margarit ( $\xi = 2$ ,  $H = 4$ ).

Zu den Phyllosilicaten gehören auch die meist grün gefärbten, Mg-Fe(II)-reichen **Chlorite** (gr. *chlorós* = grün), die wie Glimmer aus trioktaedrischen 2:1-Schichten bestehen, zwischen denen aber im Gegensatz zu den Glimmern nicht  $\text{K}^+$ , sondern eine eigenständige, überwiegend trioktaedrische Hydroxidschicht mit der Summenformel  $(\text{Mg}^{2+}, \text{Fe}^{2+}, \text{Fe}^{3+}, \text{Al})_3(\text{OH})_6$  eingelagert ist (Abb. 2.2–6). Die Substitution von  $\text{M}^{2+}$  durch  $\text{M}^{3+}$  in beiden Hydroxidschichten erzeugt eine positive Ladung, die die negative Ladung der tetraedrischen Schichten kompensiert. Letztere stammt von der teilweisen Substitution des  $\text{Si}^{4+}$  durch  $\text{Al}^{3+}$  (Bailey 1991). Da sich beide oktaedrisch koordinierten Schichten strukturell und chemisch ähnlich sind, lässt sich die Gruppe der Chlorite in der allgemeinen Formel zusammenfassen:



□ steht für eine Leerstelle, d. h. eine nicht besetzte Position in der Struktur. Neben der rein elektrosta-





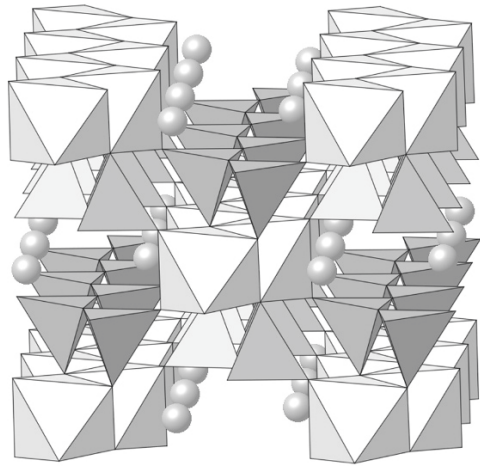
**Abb. 2.2-6** Polyedermmodell der Chloritstruktur. Die hellen Oktaeder mit angedeutetem Kation stellen die Hydroxid-Zwischenschicht dar.

tischen Anziehung bestehen H-Brückenbindungen zwischen den OH-Gruppen der Hydroxidschicht und den  $O^{2-}$ -Ionen der beiden benachbarten Tetraederschichten.

### 2.2.3.3 Pyroxene, Amphibole und Olivine

Im Gegensatz zu den Gerüst- und Schichtsilicaten bauen sich die meist dunklen **Pyroxene** und **Amphibole** aus parallel angeordneten Tetraederketten (Abb. 2.2-7 und Abb. 2.2-2) bzw. -bändern (Ketten- und Bandsilicate) auf. In den Tetraederzentren ist ein Teil der  $Si^{4+}$ -Ionen wiederum durch  $Al^{3+}$ -Ionen ersetzt. Die zum Ladungsausgleich eingebauten Kationen, vor allem  $Ca^{2+}$ ,  $Mg^{2+}$  und  $Fe^{2+}$  verbinden die Ketten und Bänder. Da diese Bindung schwächer ist als die Si-O- und Al-O-Bindungen innerhalb der Ketten und Bänder, sind sie parallel zu den Ketten und Bändern spaltbar und verwittern auch parallel zu ihnen.

Zu den Pyroxenen gehören vor allem der **Augit**  $(Ca,Mg,Fe,Al,Ti)_2(Si,Al)_2O_6$  und die Minerale Enstatit, Hypersthen und Diopsid, zu den Amphibolen die **Hornblende**  $(Ca_2(Mg,Fe,Al)_5(Si,Al)_8O_{22}(OH)_2)$  und



**Abb. 2.2-7** Polyedermmodell der Pyroxen-Struktur (Diopsid) mit kettenartiger Verknüpfung der  $SiO_4$ -Tetraeder. Die Oktaeder enthalten  $Mg^{2+}$ , die Kugeln sind das  $Ca^{2+}$ .

– vorwiegend in metamorphen Gesteinen – der Aktinolith. Hornblende enthält im Mittel mehr Al und weniger Ca als Augit. Die grünschwärze bis schwarze Farbe dieser Minerale ist, analog zu Biotit, dadurch bedingt, dass sie sowohl  $Fe^{2+}$  als auch  $Fe^{3+}$  enthalten (in Tabelle 2.2-3 als  $FeO$  bzw.  $Fe_2O_3$  angegeben).

In basischen Magmatiten tritt häufig das olivgrüne Inselsilicat **Olivin**,  $(Mg,Fe^{2+})_2SiO_4$ , auf. Die Olivine bilden wie die Plagioklasse eine vollständige isomorphe Mischungsreihe mit den Endgliedern Forsterit  $(Mg_2SiO_4)$  und Fayalit  $(Fe_2SiO_4)$ . Die  $SiO_4$ -Tetraeder sind nicht über gemeinsame  $O^{2-}$ -Ionen, sondern ausschließlich über  $Mg^{2+}$ - und  $Fe^{2+}$ -Ionen verbunden. Isomorpher Ersatz durch  $Al^{3+}$  tritt nicht auf. Die Olivine verwittern leicht unter Bildung von Serpentin.

### 2.2.3.4 Seltene Silicate

In fast allen Magmatiten sind geringe Anteile einiger Silicate enthalten, die zu den so genannten **Schwermineralen** gehören, d. h. Minerale mit einer Dichte  $> 2,9 \text{ g cm}^{-3}$ . Hierzu zählen Titanit  $(CaTiO_5SiO_4)$ , Zirkon  $(ZrSiO_4)$  und Turmalin (idealisiert  $MA_3X_6[(OH)_4](BO_3)_3Si_6O_{18}]$  mit  $M = Na, Ca$ ;  $A = Mg, Fe, Li, Al$ ;  $B; X = Al, Mg, Fe$ ). Turmalin ist ein wichtiger Borlieferant für die Pflanzen.

Charakteristische Silicate metamorpher Entstehung sind: Granat,  $(Ca,Mg,Fe^{2+},Mn)_3(Al,Fe^{3+},Cr^{3+})_2(SiO_4)_3$ , Andalusit und Sillimanit,  $Al_2OSiO_4$ , Stau-

## 2

rolith,  $(\text{Fe}^{2+}, \text{Mg})_2(\text{Al}, \text{Fe}^{3+})_9\text{O}_6(\text{SiO}_4)_4(\text{O}_9\text{OH}_2)$  und Epidot,  $\text{Ca}_2(\text{Al}, \text{Fe}^{2+})\text{Al}_2[\text{O}/\text{OH}/\text{SiO}_4/\text{Si}_2\text{O}_7](\text{OH})$  und auch Serpentin,  $\text{Mg}_3\text{Si}_2\text{O}_5(\text{OH})_4$ .

Sehr schnell abgekühlte Magmatite enthalten in großer Menge nicht kristallisierte Silicate, **vulkanische Gläser**, deren chemische Zusammensetzung entsprechend der des Magmas in weiten Grenzen variiert.

In Baumaterialien wie Beton treten als Reaktionsprodukte von Klinkerphasen mit dem Anmachwasser schlecht kristallisierte, hydratisierte Calciumsilicate mit der Zusammensetzung  $m\text{CaO} \cdot \text{SiO}_2 \cdot n\text{H}_2\text{O}$  auf, in denen  $m$  je nach Wasserzugabe  $\sim 1,5 \dots 2$  ist. Morphologisch bilden sie Nadeln und Leisten, strukturell ähneln diese Silicate dem Mineral Tobermorit, in dem die Wassermoleküle zwischen den Silicatschichten eingelagert werden. Aus den Alhaltigen Klinkerphasen bilden sich bei der Aushärtung des Zements Tetracalciumaluminat-Hydrate, in Gegenwart von Sulfat auch analoge Sulfate wie Ettringit,  $\text{Ca}_6\text{Al}_2[(\text{OH})_4\text{SO}_4]_3 \cdot 24 \text{H}_2\text{O}$ .

## 2.2.4 Tonminerale

### 2.2.4.1 Allgemeine Eigenschaften

Als Tonminerale werden hier Minerale verstanden, die in der Tonfraktion ( $< 2 \mu\text{m}$ ) vorkommen. Wesentlicher Bestandteil vieler Böden und Sedimente sind die aus den Verwitterungsprodukten primärer Silicate gebildeten (meist silicatischen) Tonminerale, die in Magmatiten und Metamorphiten fehlen. Strukturell sind sie den Phyllosilicaten verwandt, jedoch von sehr geringer Teilchengröße ( $< 2 \mu\text{m}$ ), und verleihen daher Tongesteinen und tonigen Böden ihre Plastizität, ihre Quellfähigkeit und ihr Vermögen, Ionen und Moleküle zu sorbieren. Ihre chemische Zusammensetzung und ihre Ladung können selbst bei dem gleichen Mineraltyp variieren (Tab. 2.2–4). Ihre unstöchiometrische, chemische Zusammensetzung kommt in den Summenformeln zum Ausdruck (siehe Tab. 2.2–5). Sie sind von „geringer“ Kristalli-

**Tab. 2.2–4** Variationsbereiche der chemischen Zusammensetzung wichtiger Tonmineralgruppen (in Masse-%).

Tonmineral	$\text{SiO}_2$	$\text{Al}_2\text{O}_3$	$\text{Fe}_2\text{O}_3$	$\text{TiO}_2$	$\text{CaO}$	$\text{MgO}$	$\text{K}_2\text{O}$	$\text{Na}_2\text{O}$
Kaolinite	45...47	38...40	0... 0,2	0...0,3	0	0	0	0
Smectite	42...55	0...28	0...30	0...0,5	0...3	0... 2,5	0...0,5	0...3
Vermiculite	33...45	7...18	3...12	0...0,6	0...2	20...28	0...2	0...0,4
Illite	50...56	18...31	2... 5	0...0,8	0...2	1... 4	4...7	0...1
Chlorite	22...35	15...48	0... 4	0...0,2	0...2	0...34	0...1	0...1

**Tab. 2.2–5** Beispiele für Strukturformeln verbreiteter Tonminerale (X = austauschbare Kationen in Äquivalenten, K = Zwischenschicht-Kalium, n = wechselnde Anteile an  $\text{H}_2\text{O}$ , diokt. = dioktaedrisch, triokt. = trioktaedrisch).

Tonmineral	Zwischenschichtbesetzung	Zentralkationen Oktaederschicht	Zentralkationen Tetraederschicht	Anionen und Wasser
Kaolinit	$\text{X}_{0,04}$	$(\text{Al}_{1,91}\text{Fe}_{0,04}^{3+}\text{Ti}_{0,04})$	$(\text{Al}_{0,05}\text{Si}_{1,95})$	$\text{O}_5(\text{OH})_4$
Halloysit	$\text{X}_{0,04}$	$(\text{Al}_{1,96})$	$(\text{Al}_{0,05}\text{Si}_{1,95})$	$\text{O}_5(\text{OH})_4 \times 2\text{H}_2\text{O}$
Illit (diokt.)	$\text{K}_{0,64}\text{X}_{0,10}$	$(\text{Al}_{1,46}\text{Fe}_{0,21}^{3+}\text{Fe}_{0,08}^{2+}\text{Mg}_{0,28})$	$(\text{Al}_{0,45}\text{Si}_{3,55})$	$\text{O}_{10}(\text{OH})_2$
Glaukonit	$\text{K}_{0,72}\text{X}_{0,06}$	$(\text{Al}_{0,48}\text{Fe}_{0,96}^{3+}\text{Fe}_{0,17}^{2+}\text{Mg}_{0,41})_{2,05}$	$(\text{Al}_{0,26}\text{Si}_{3,74})$	$\text{O}_{10}(\text{OH})_2$
Vermiculit (triokt.)	$\text{X}_{0,71}$	$(\text{Al}_{0,14}\text{Fe}_{0,34}^{3+}\text{Fe}_{0,09}^{2+}\text{Mg}_{2,40})$	$(\text{Al}_{1,13}\text{Si}_{2,87})$	$\text{O}_{10}(\text{OH})_2$
Montmorillonit (diokt.)	$\text{X}_{0,39}$	$(\text{Al}_{1,50}\text{Fe}_{0,12}^{3+}\text{Fe}_{0,01}^{2+}\text{Mg}_{0,38})$	$(\text{Al}_{0,05}\text{Si}_{3,95})$	$\text{O}_{10}(\text{OH})_2 \times n\text{H}_2\text{O}$
Palygorskit	–	$(\text{Al}_{0,34}\text{Fe}_{0,06}^{3+}\text{Mg}_{0,60})_4$	$\text{Si}_4$	$\text{O}_{10}(\text{OH})_2(\text{H}_2\text{O})_8$



nität, die zusammen mit der Schichtladung die Ursache für die hohe Reaktionsfähigkeit der Tonminerale in Böden ist. Alle diese Eigenschaften sind dem Bildungsmilieu an der Erdoberfläche zuzuschreiben: niedrige Temperaturen, niedriger Druck sowie „unreine“ und in der Zusammensetzung schwankende Verwitterungslösungen (BRINDLEY & BROWN 1984, JASMUND & LAGALY 1993).

2.2.4.2 Kristallstruktur und Einteilung

Neben den strukturellen Gemeinsamkeiten mit den Glimmern treten bei den Tonmineralen folgende Besonderheiten auf (Newman 1987).

- 1. Wie bei den Glimmern sind die Grundbausteine der Tonminerale  $\text{SiO}_4$ -Tetraeder und Oktaederschichten. Bei den Oktaederschichten werden dioktaedrische (Al, Muskowittyp) und trioktaedrische (Mg, Fe, Biotittyp) unterschieden.
- 2. Die Ladung ist sehr unterschiedlich und kann von fast 0 bis > 1 reichen. Die tetraedrische Ladung ist stets negativ, die oktaedrische kann negativ oder positiv sein. Die Gesamtladung ist dann von ca. 0,2 bis 1,0.
- 3. Bei den Tonmineralen können Zwischenschichten zwischen den Silikatschichten auftreten. Diese können aus Ionen (K), hydratisierten Ionen ( $\text{Mg} \cdot \text{H}_2\text{O}$ ) oder Oktaederschichten bestehen.

- 4. Bei den plättchenförmigen Tonmineralen mit „endlosen“ Silikatschichten unterscheidet man Zweischicht oder 1:1 Dreischicht oder 2:1 und Vierschicht 2:1:1. Bei Letzterem tritt als Zwischenschicht eine Oktaederschicht auf. Sind die Schichtpakete ungeladen, so werden sie über Wasserstoffbrücken, Dipolwechselwirkungen oder VAN-DER-WAALS-Kräfte verbunden.
- 5. Ein besonderer Typ sind Bandsilikate, bei denen fünf oder acht Oktaeder ein Band bilden, das dann über Si-O-Si-Brücken mit anderen Bändern verknüpft ist und so röhrenförmige Strukturen ausbildet (Palygorskit und Sepiolith).
- 6. Bei sehr schneller Anlieferung von Si und Al aus der Verwitterungslösung können sich Tonminerale bilden, die aus einer einzigen Tetraeder-Oktaeder-Doppelschicht bestehen. Diese Doppelschichten sind dann zu Hohlkugeln (Allophan) oder Röhren (Imogilit) gebogen.

Nach der Ausprägung dieser Eigenschaften werden die Tonminerale eingeteilt (Tab. 2.2–6).

2.2.4.3 Kaolinit und Halloysit

Diese beiden Tonmineralgruppen sind als nahezu reine Al-Silicate die häufigsten dioktaedrischen Zweischichtminerale,  $\text{Al}_2\text{Si}_2\text{O}_5(\text{OH})_4$ , während tri-

Tab. 2.2–6 Einteilung der wichtigsten Tonminerale

Strukturtyp	Beispiel	Höhe der negativen Schichtladung pro Formeleinheit	Besetzung des Zwischenschichttraums
1:1- oder Zweischicht-Mineral	Kaolinit	0	–
	Halloysit	0	$\text{H}_2\text{O}$
	Serpentin	0	–
2:1- oder Dreischicht-Mineral	Illit	>0,6	K
	Vermiculit	0,6...0,9	austauschbare Kationen
	Smectit	0,2..0,6	austauschbare Kationen
	Chlorit	variabel	Hydroxid-Schicht
pyribolähnlich	Palygorskit	0	–
variabel	Allophan	?	–
	Imogilit	?	–
	Hisingerit	?	–

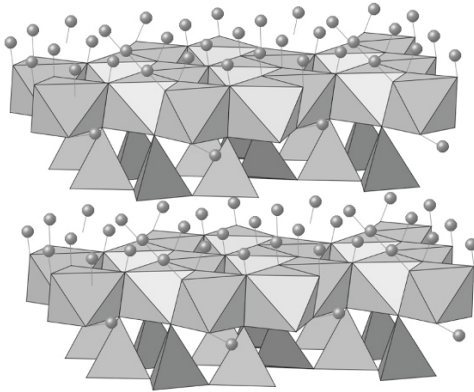
## 2

oktaedrischer Serpentin,  $\text{Mg}_3\text{Si}_2\text{O}_5(\text{OH})_4$ , seltener auftritt.

In Kaolinit und Halloysit wird jede Silicatschicht auf der Tetraederseite von  $\text{O}^{2-}$ , auf der Oktaederseite von  $\text{OH}^-$ -Ionen begrenzt (Abb. 2.2–8). Die Silicatschichten werden im Kaolinit durch Wasserstoffbrücken  $\text{OH}-\text{O}$  zwischen den  $\text{OH}^-$ -Ionen der Oktaeder und den  $\text{O}^{2-}$ -Ionen der Tetraeder in der benachbarten Silicatschicht zusammengehalten. Die Oktaederzentren sind durch  $\text{Al}^{3+}$ , die Tetraederzentren durch  $\text{Si}^{4+}$  besetzt. Der Schichtabstand beträgt 0,7 nm. In Halloysit ist dagegen eine  $\text{H}_2\text{O}$ -Lage zwischen den Silicatschichten eingelagert; sein Schichtabstand ist daher um die Dicke einer  $\text{H}_2\text{O}$ -Lage (0,28 nm) größer und beträgt 1,0 nm. Beim Erhitzen, z. T. aber auch schon bei Lufttrocknung verliert Halloysit das Zwischen-

schichtwasser und kontrahiert auf 0,7 nm zu Metahalloysit. Die Höhe des isomorphen Ersatzes von Si durch Al in den Tetraedern und damit die Ladung der Silicatschichten sind bei Kaolinit und Halloysit sehr gering. In den Oktaedern ist meist ein wenig  $\text{Al}^{3+}$  durch  $\text{Fe}^{3+}$  ersetzt (s. Formeln in Tabelle 2.2–5).

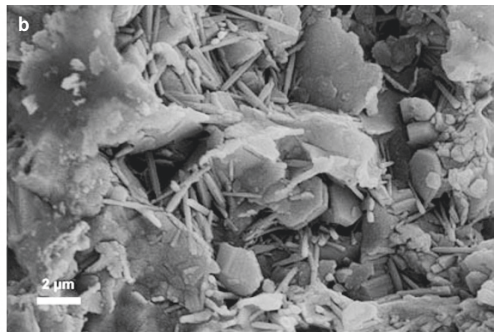
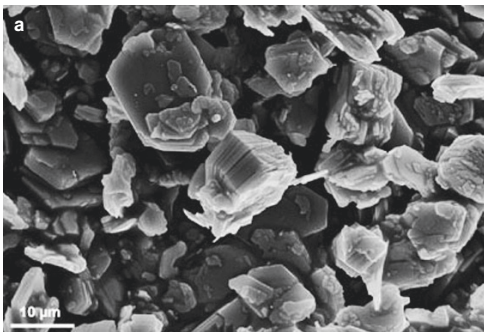
Kaolinit bildet meist sechseckige  $\mu\text{m}$ -große Blättchen, Halloysit bildet Röhren, aufgerollte Blättchen (Abb. 2.2–9) oder Hohlkugeln. Pedogene Kaolinitkristalle sind häufig kleiner (einige Zehntel  $\mu\text{m}$ ) (Abb. 2.2–9a) und Fe-reicher als die vieler Kaolinlagerstätten. Mit steigendem Fe-Einbau sinken Kristallgröße und Kristallordnung (beide zusammengefasst zu **Kristallinität**). Kaolinit als Hauptbestandteil der Kaoline wird zur Herstellung hochwertiger Keramik und als Füllstoff verwendet.



**Abb. 2.2–8** Polyedermmodell eines Zweischicht-Silicats (Kaolinit). Die Kugeln symbolisieren  $\text{H}^+$ -Ionen.

#### 2.2.4.4 Illite und Glaukonite

Illite zeigen die engste Verwandtschaft zu den Glimmern. Sie sind wie diese Dreischichtminerale, ihre negative Schichtladung ist mit 0,6...0,9 pro Formeleinheit jedoch geringer als die der Glimmer (1,0) und kommt außer durch Si-Al-Ersatz in den Tetraedern durch Ersatz von  $\text{Al}^{3+}$  durch  $\text{Mg}^{2+}$  und  $\text{Fe}^{2+}$  in den Oktaedern zustande. Entsprechend der geringeren Schichtladung ist der K-Gehalt der Illite mit 4...6 Masse-% niedriger als der der Glimmer. Wie bei den Glimmern werden die Silicatschichten durch K auf ca. 1 nm Abstand zusammengehalten. In Böden bilden sich Illite durch physikalische Verwitterung aus Glimmern. Während der Diagenese von Sedimenten bilden sich Illite vorwiegend aus Smectiten durch Rekristallisation und Einbau von Kalium zwischen die Schichten. Bei unvollständiger



**Abb. 2.2–9** a) Pseudohexagonale Umrisse von Kaolinitmineralen (San Juanito, Chihuahua, Mexiko) b) Halloysit und Kaolinit aus der Granitverwitterung, (Podsol, Bärhalde, Cv-Horizont) (Aufn. M. ZAREI).

Scheffer/Schachtschabel: Lehrbuch der Bodenkunde

Blume, H.-P.; Brümmer, G.W.; Horn, R.; Kandeler, E.;

Kögel-Knabner, I.; Kretschmar, R.; Stahr, K.; Wilke, B.-M.

2010, XIV, 569 S. 245 Abb. in Farbe., Hardcover

ISBN: 978-3-662-49959-7