

2. Kohlenstoffflüsse, -pools und -reservoirs

2.1. Globaler Kohlenstoffkreislauf

Kohlenstoff ist das Grundbauelement der organischen Chemie. Die Anzahl der organischen C-Verbindungen übertrifft um ein Vielfaches die der anorganischen (z.B. H_2CO_3 , CO_2 , CO_3^{2-}) (Mortimer, 1996), wobei organische und anorganische Verbindungen als C-Pool (Abbildung 2-1) in unterschiedlicher Menge in verschiedenen Reservoirs gespeichert werden.

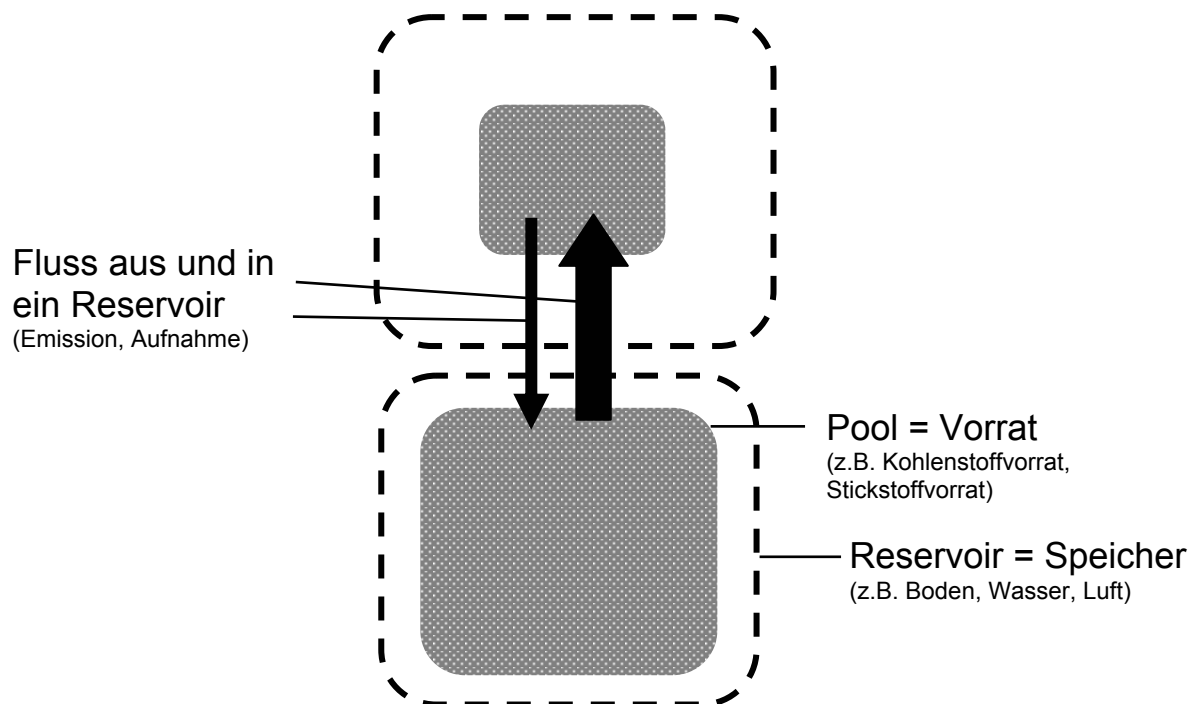


Abbildung 2-1 Definition: Flüsse, Speicher und Vorräte der Ökosysteme (Definition nach IPCC (2001)). In einem Reservoir (= Speicher) sind Pools (= Vorrat) unterschiedlicher Stoffe für eine unbestimmte Zeitspanne enthalten. Tauschen sich die Pools zwischen zwei Reservoirs aus, kann dies als Emission (=Verlust) oder Aufnahme bezeichnet werden. Ist die Aufnahme eines Reservoirs höher als die Emission wird das Reservoir als Senke bezeichnet (z.B. C-Senke), umgekehrt stellt es eine Quelle dar.

Die Kohlenstoffpools der Erde unterscheiden sich aufgrund der unterschiedlichen globalen massebezogenen Verbreitung und der möglichen Kohlenstoffverbindungen in den Reservoirs (Pedosphäre > Atmosphäre) (Schlesinger, 1997). Während die aquatischen Systeme 38000 Gt C beinhalten und damit den größten Vorrat besitzen (Lal, 2004), beinhalten Biosphäre und Pedosphäre nur knapp ein Zehntel dieses Kohlenstoffvorrats (Abbildung 2-2).

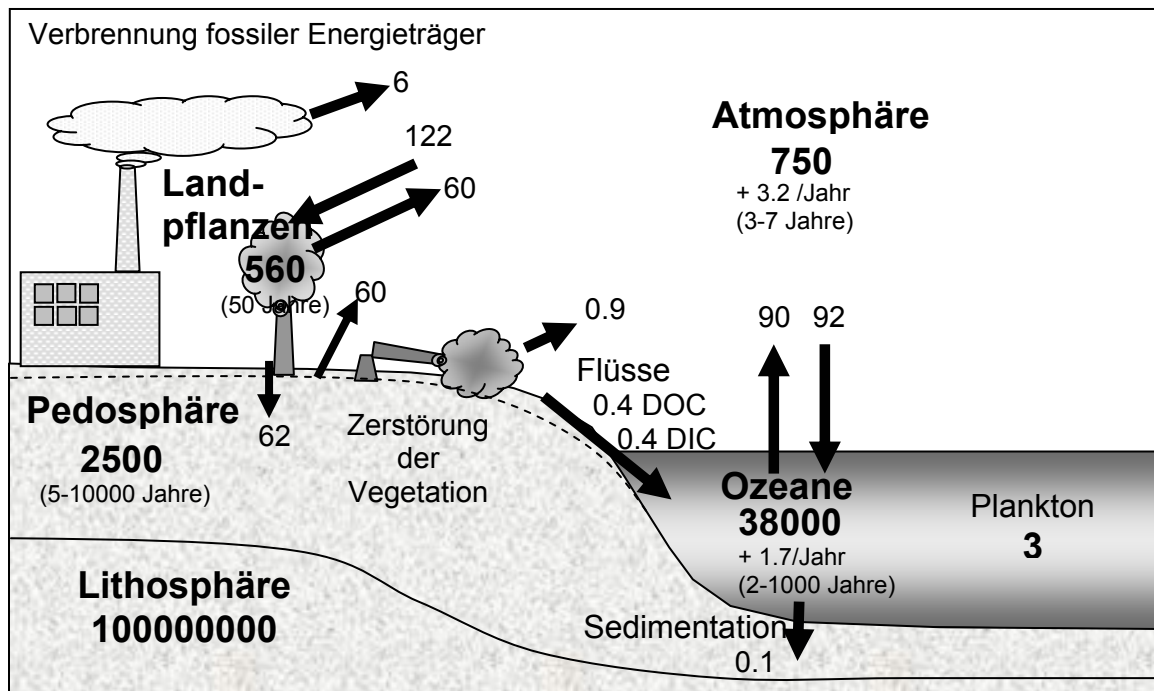


Abbildung 2-2 Kohlenstoffvorräte (Gt C) und Flüsse (Gt C a⁻¹) aus den Reservoirs Hydrosphäre (Flüsse, Ozeane), Pedosphäre, Atmosphäre und Biosphäre (Pflanzen) sowie deren Verweilzeit in Jahren (nach Schlesinger (1997), verändert und ergänzt nach Graßl et al. (2003) und Lal (2004)).

Die Pedosphäre (nach Definition die Trennschicht zwischen Litho- und Atmosphäre = Boden) spielt im terrestrischen Kohlenstoffkreislauf eine zentrale Rolle (Lal, 2004). Mit 2500 Gt C besitzt der Boden einen größeren C-Pool als die Biosphäre (Abbildung 2-2), welcher zugleich Kohlenstoff langfristig in Bodenaggregate einlagert oder als Humus bzw. Torf speichert (Lal, 2004).

Die Pools der natürlichen Kohlenstoffreservoirs (Atmosphäre, Biosphäre, Hydrosphäre, Pedosphäre, Lithosphäre) stehen in einem ständigen Austausch zueinander (Freeman et al., 1998). Wird mehr Kohlenstoff aufgenommen als abgegeben, stellen die Reservoirs eine Senke dar. Ist dagegen die Abgabe größer als die Aufnahme, wird dies als C-Quelle bezeichnet. Durch den anthropogenen Einfluss (Industrialisierung, Landflächenerweiterung) wurde das natürliche Gleichgewicht zwischen den Quellen und Senken gestört. Seit etwa 200 Jahren wird mehr Kohlenstoff als CO₂ (Kohlendioxid) an die Atmosphäre emittiert, als von den Ökosystemen aufgenommen werden kann (IPCC, 2001). Dies führt zum Anstieg der CO₂-Konzentrationen in der Atmosphäre und somit zur Erhöhung des anthropogen bedingten Treibhauseffekts (Khandekar et al., 2005), da Kohlendioxid nach Wasserdampf das mengenmäßig wichtigste Treibhausgas ist (IPCC, 1996).

Bei anthropogen und natürlich bedingten Prozessen entstehen weitere klimarelevante Gase wie Methan (CH₄) und Lachgas (N₂O). Auch deren Konzentrationen steigen seit einigen Jahrzehnten deutlich an (IPCC, 1996). Im Vergleich zu Kohlendioxid besitzen Methan und Lachgas in der Atmosphäre eine geringere Konzentration, weisen jedoch aufgrund der chemischen Struktur ein größeres Potential zur Wärmerückstrahlung auf.

Dieses Potential wird als „global warming potential“ (GWP) bezeichnet, was bedeutet, dass 1 kg CH₄ gleich 23 kg CO₂ entspricht, während 1 kg N₂O dasselbe Potential zur Wärmerückstrahlung besitzt wie 312 kg CO₂ (gesehen auf einen Zeithorizont von 100 Jahren (IPCC, 2001).

Die Höhe der Akkumulation von Kohlenstoff im Boden ist ein Endprodukt aus Bodentyp und Klima. Vor allem die Feuchtgebiete der kühlen Klimate besitzen ein enormes C-Speicherpotential (Beese et al., 1998) und speichern, bezogen auf die Bodenflächeneinheit, dreimal mehr Kohlenstoff als Wälder (Mitch und Wu, 1995). In torfbildenden Feuchtgebieten können bis zu 541 Gt Kohlenstoff im Boden gespeichert sein (Zoltai und Martikainen, 1996). Somit sind etwa 35% der globalen Bodenkohlenstoffvorräte (ausgenommen fossile Brennstoffe) in Feuchtgebieten gebunden, obwohl sie nur 3-6% (je nach Definition) der globalen Landoberfläche einnehmen.

Durch die ackerbauliche Inanspruchnahme der Feuchtgebiete, was mit einer Drainage der Flächen verbunden ist, können beträchtliche C-Mengen verloren gehen. Ehemalige natürliche C-Senken werden hierdurch zu C-Quellen, deren Emissionen an klimarelevanten Gasen nur mit sehr großem (materiellen) Aufwand durch Renaturierung vermindert werden können.

2.2. *Auswirkungen der Moornutzung auf den Kohlenstoffhaushalt*

Moore nehmen in Europa eine Fläche zwischen 55 Mha (Janssens et al., 2003) und 62 Mha (Byrne et al., 2004) ein. In landwirtschaftlicher Nutzung liegen bis zu 52% der Moorflächen, wobei die verstärkte Innutzungnahme der Moore in Europa zwischen dem 18. und 19. Jahrhundert begann (Byrne et al., 2004).

Aufgrund der meist sehr nährstoffreichen und lockeren Struktur der minerotrophen Moore (grundwassergespeiste Moore = Niedermoore) stellen sie einen sehr guten Pflanzenstandort dar. Die heutigen Hauptproduktionszweige der Moore sind in Europa länderspezifisch. Moore stellen sowohl einen Agrarstandort (Getreide- und Gemüseproduktion) als auch einen Waldstandort dar (Abbildung 2-3). Die Torfgewinnung und damit die Nutzung des Torfes als Energieträger findet vorwiegend in Finnland, Russland und Irland statt (in Finnland mit einem maximalen Anteil von 6.8 Mio t (Byrne et al., 2004)). In den meisten europäischen Ländern wird weniger als 1% der gesamten Torffläche (in Deutschland 2%, in Irland 8%) als beispielsweise Substrat im Gartenbau oder Energieträger verwendet (Abbildung 2-3).

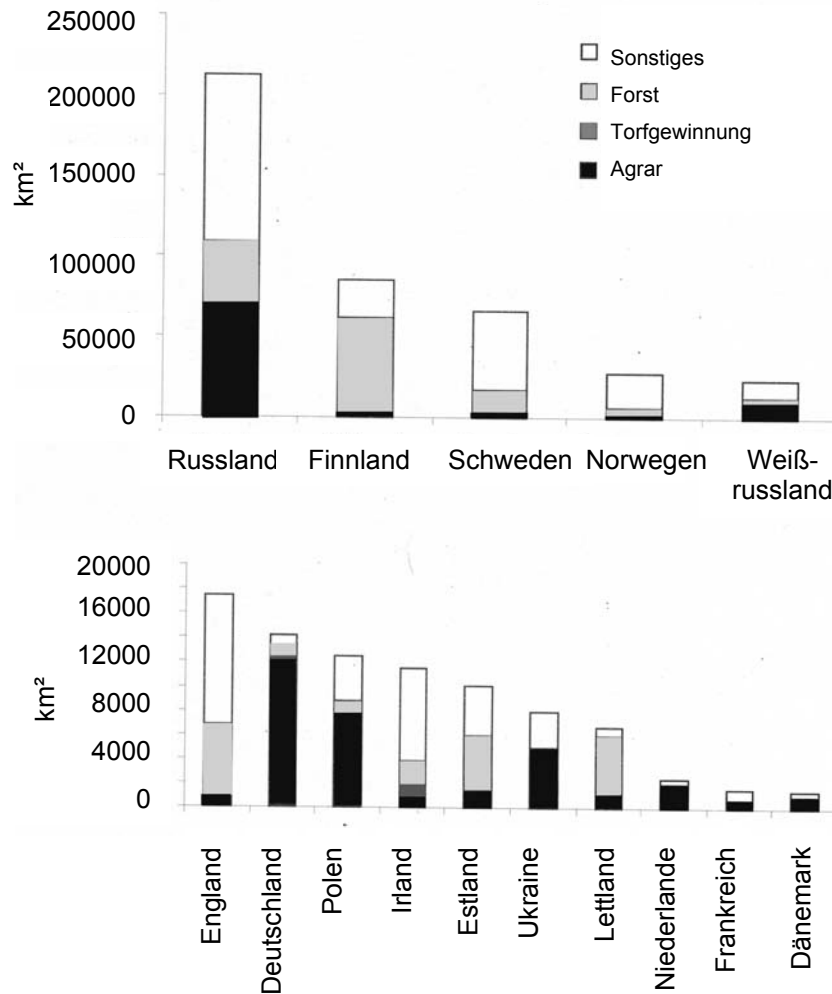


Abbildung 2-3 Vorwiegende Moornutzungen (Forst, Agrar, Torfgewinnung und Sonstiges einschließlich der natürlichen Moorflächen) der europäischen Länder mit anteiligen Moorflächen von > 1000 km² (Byrne et al., 2004). Die Torfgewinnung nimmt in den meisten europäischen Ländern weniger als 1% der gesamten Torffläche ein (Ausnahmen bilden Deutschland mit 2%, Irland mit 8%).

Abhängig vom Bundesland werden in Deutschland derzeit mehr als 90% der Moorfläche land- und forstwirtschaftlich genutzt (Pfadenhauer und Zeitz, 2001). Die Landgewinnung ging einher mit der Entwässerung der Moore, was zur Mineralisierung und damit zur Zersetzung der akkumulierten organischen Pflanzenreste (= Torf) führt. Der Torf degradiert, was je nach Grad und Dauer der Entwässerung als eine schwache (H1) bis sehr starke (H10) Vererdung beschrieben wird (10-stufige Skala der Humifizierungsgrade nach von Post (AG Boden, 2005)). Nach Succow und Joosten (2001) unterliegen vor allem kalkreiche Niedermoore der intensiven ‚pedogenetischen‘ Veränderung, während in sauren Torfen diese stark gebremst wird. Aufgrund des Wassermangels schrumpfen die Torfhorizonte, es bilden sich Risse und eine Vererdung bis zur Vermüllung der organischen Substanz findet statt (Abbildung 2-4).

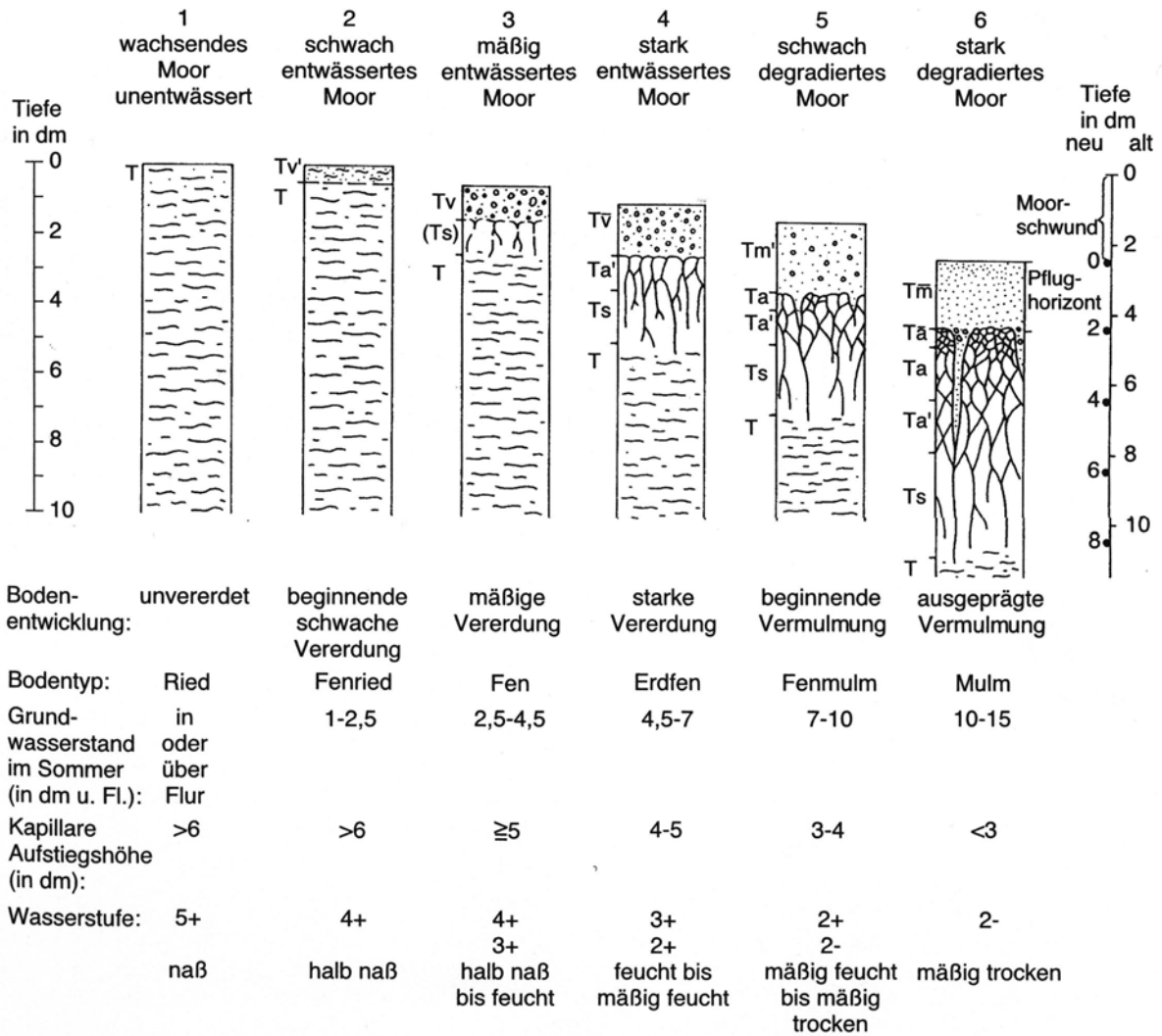


Abbildung 2-4 Mögliche Vererdungsstadien von Niedermooren im Zuge der Entwässerung und Nutzungsintensivierung (Zeit und Stegmann, 2001).

Nach der ostdeutschen Moorbodenklassifikation TGL (1985) bilden die zu benennenden Haupttypen der Moorvererdungsstadien das Ried, Fen und Mulm. Analoge sind die Norm-Niedermoore (= Ried), Erd-Niedermoore (= Fen) und Mulmniedermoor der AG Boden (2005). Eine Nutzungsintensivierung, beispielsweise durch pflügende Ackerbewirtschaftung, fördert die Vererdung und den C-Verlust (Kasimir Klemedtsson et al, 1997), infolge dessen die ursprüngliche Torfstruktur verschwindet (Succow und Joosten, 2001) und das lose, staubige Krümelgefüge, welches meist hydrophobe Eigenschaften besitzt (Blankenburg et al., 2001), leicht vom Wind erodiert werden kann.

Die bodenphysikalischen Eigenschaften werden stark durch die Entwässerung beeinflusst und ehemals positive Eigenschaften, wie Wasserrückhaltevermögen und Nährstoffspeicher, werden irreversibel gestört (Schwärzel, 2000). Entwässerte Moore stellen überwiegend eine Stoffverlustquelle dar (Succow und Joosten, 2001).

Durch den aeroben mikrobiellen Abbau wird der Kohlenstoff in organischen (DOC) und anorganischen (CO_2) Verbindungen an die umgebenden Reservoirs der Atmosphäre und Hydrosphäre in gasförmiger (CO_2) bzw. gelöster (DOC, CO_2) Form abgegeben. Die Höhe des C-Verlustes hängt von Variablen wie Klima, Moortyp, Entwässerungsintensität und Nutzung ab (Eggelsmann, 1976; Behrendt et al., 1994; Meyer, 1999; Dawson et al., 2002; Byrne et al., 2004; Morris et al., 2004; Holden, 2005; Fiedler et al., 2005, 2006).

Nach einer Zusammenfassung von Byrne et al. (2004) liegen in Abhängigkeit der Nutzung die Netto- CO_2 -Emissionen der drainierten Niedermoore Europas (18 Standorte wurden beprobt) bei $10.6 \text{ t C ha}^{-1}\text{a}^{-1}$ für Agrarflächen und $0.48 \text{ t C a}^{-1}\text{a}^{-1}$ für Waldstandorte, wobei Wälder unter Umständen auch eine Netto- CO_2 -Senke darstellen können ($-0.2 \text{ t C ha}^{-1}\text{a}^{-1}$). Den hohen Verlusten stehen die nur noch geringen C-Aufnahmen (Methanoxidation) gegenüber, welche in bewirtschafteten und drainierten Flächen in Europa maximal $-1.8 \text{ kg C ha}^{-1}\text{a}^{-1}$ erreichen (Byrne et al., 2004).

Der indirekte Verlust aus Moorökosystemen und damit der gesamte gelöste Verlust (OC + IC) wurde bisher nur in sehr wenigen Studien erfasst und bewertet (Dawson et al., 2002; Worrall et al., 2003). Der Verlust an organischem Kohlenstoff (OC = DOC + POC) aus Mooreinzugsgebieten an die Hydrosphäre kann zwischen 76 und $300 \text{ kg C ha}^{-1}\text{a}^{-1}$ betragen (Hope et al., 1997; Billet et al., 2004; Laudon et al., 2004), was vergleichbar zur Höhe der direkten Emission ist (vgl. vorheriger Absatz). Die Relevanz des Austrags des gelösten anorganischen Kohlenstoffs wird kontrovers diskutiert. Einige Autoren schätzen die Höhe des Verlustes an anorganischem Kohlenstoff (IC) geringer ein als den DOC-Austrag ($< 20 \text{ kg C ha}^{-1}\text{a}^{-1}$; Neal und Hill, 1994; Billet et al., 2004; Dawson et al., 2004), was für Mooreinzugsgebiete einen anteiligen Verlust von etwa 5% IC bedeutet (Dawson et al., 2004). Hingegen zeigen Elder et al. (2000) und Fiedler et al. (2006), dass der Verlust an gelöstem anorganischen Kohlenstoff (IC) einem Vielfachen des gelösten organischen Kohlenstoffs (DOC) entspricht.

Ferner konnte festgestellt werden, dass die Mehrheit der Studien bezüglich der Höhe des Verlustes an organischem Kohlenstoff (OC) einzig über den DOC-Austrag berichtet (Hope et al., 1997; Freeman et al., 2001; Pastor et al., 2003; Freeman et al., 2004), obwohl der POC-Verlust eines Mooreinzugsgebiets knapp ein Drittel des gesamten organischen Kohlenstoffverlustes betragen kann (Dawson et al., 2004).

Sofern die CO_2 -Konzentrationen der Atmosphäre und die Temperatur weiter ansteigen, zeigen bisherige Prognosen, dass sich, aufgrund der gesteigerten Mineralisationsrate (Knorr et al., 2005), die C-Austräge (und -Emissionen) deutlich erhöhen werden (Kang et al., 2001; Freeman et al. 2001; 2004).

Der Ressourcenschutz der Niedermoore könnte einen Beitrag zur Verminderung des C-Verlustes und zur Erhöhung des C-Pools führen. Da Moore vorwiegend aus organischer Substanz bestehen, welche aufgrund anaerober Bedingungen akkumuliert (Koppisch, 2001), kann ihr C-Turnover im direkten Zusammenhang zur Wassersättigung stehen (Moore and Dalva, 1993; Davidson, 1998). Zur Bestimmung der C-Speicherung wurden bislang die C-Flüsse und der C-Pool der Festsubstanz bestimmt (Whiting und Chanton, 2001; Moore et al., 2002; Drösler, 2005; Review in Byrne, 2004). Unberücksichtigt bei der Bewertung blieb der gesamte C-Anteil im Porenraum.

2.3. Biogeochemischer Kohlenstoffkreislauf

Als Torf werden organische, sedentäre Ablagerungen bezeichnet, die überwiegend aus abgestorbenem, humifiziertem Pflanzenmaterial bestehen (Succow und Joosten, 2001). Die dadurch entstandene sehr hohe Kohlenstoffdichte wird durch eine ständige Wasserübersättigung und die damit verbundene geringere Sauerstoffkonzentration, welche den aeroben Abbau des Pflanzenmaterials unterbindet, erhalten. Die Ursache für die Torfbildung ist die langsame anaerobe Zersetzung des Pflanzenmaterials, kombiniert mit der andauernden oberirdischen Primärproduktion der Pflanzen (Malmer, 1986).

2.3.1. Biogene Kohlenstoffumsetzung

Die Gesamtheit der organischen Bodensubstanz wird in lebende und nicht lebende Masse untergliedert (Malmer, 1986), welche sich in Festsubstanz und Porenraum befindet. Da Bodenmikroorganismen die bodeneigene organische Substanz als Energiequelle nutzen, ist der Auf- bzw. Abbau der Menge an organischer Substanz eng mit der mikrobiellen Aktivität gekoppelt (Swift, 2001), welche sich in der Höhe des CO₂-Partialdrucks widerspiegelt (Scanlon und Moore, 2000). Steigen die C-Umsetzungsprozesse im Boden aufgrund eines Temperaturanstieges (Smith et al., 2003), wird der Austausch der Zwischen- und Endprodukte des Abbaus (Abbildung 2-5) zur Hydro- und Atmosphäre begünstigt.

Mit welcher Geschwindigkeit und Intensität die Abbauprozesse stattfinden, ist nicht nur temperaturabhängig, sondern kann durch Faktoren wie Nährstoffverhältnisse (Bridgham und Richardson, 1992) und Wassergehalt (Wasserübersättigung oder Wassermangel) (Smith et al., 2003) limitiert sein.

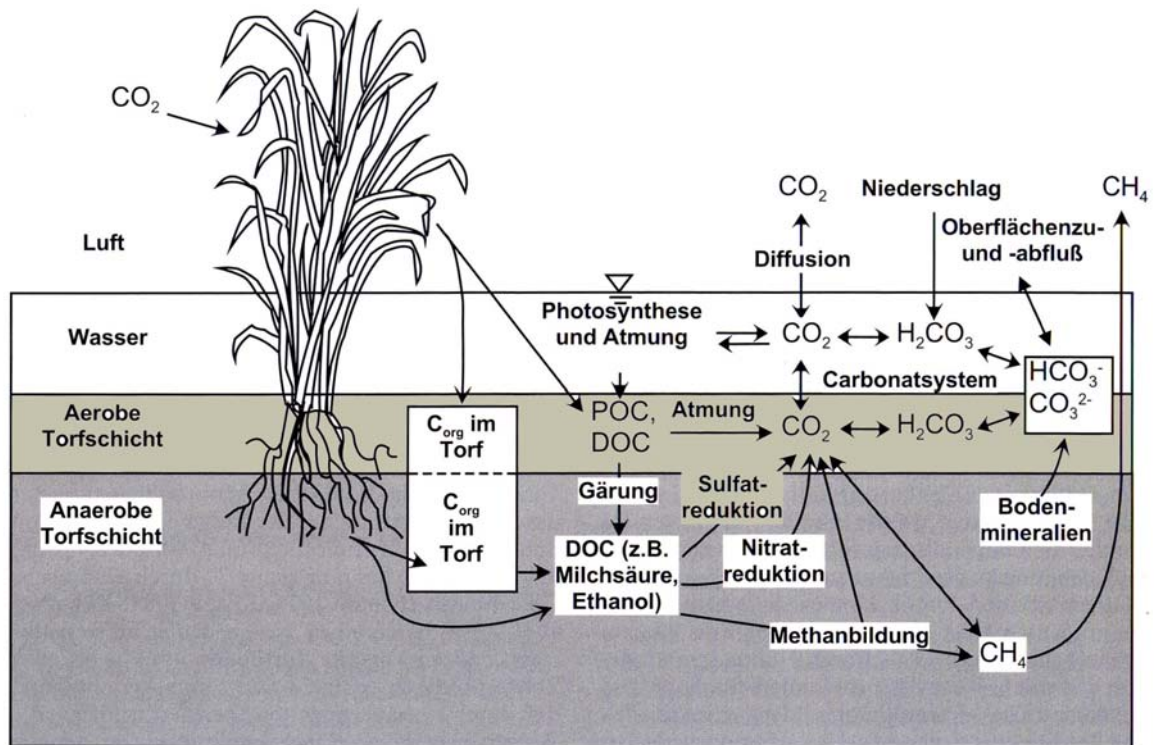


Abbildung 2-5 Interaktion zwischen organischer und anorganischer Kohlenstoffumsetzung der aeroben und anaeroben Zonen in Feuchtgebieten (Mitch und Gosselink, 1993).

Abbauprodukt ist unter anderem der organische Kohlenstoff der gelösten Phase (TOC). Dieser untergliedert sich in den suspendierten partikulären Kohlenstoff (POC) und den gelösten organisch gebundenen Kohlenstoff (DOC) (Zsolnay, 2003). DOC stellt ein Gemisch verschiedenster Substanzen dar (wie Huminsäuren, Fulvosäuren), welche teilweise gut abbaubar und bakterienverfügbar sind (Marschner und Kalbitz, 2003). Wässer mit hohem Anteil an gelösten organischen Substanzen (Moorwässer) weisen eine mehr oder weniger starke Gelb- bzw. Braunfärbung auf.

Partikuläre Substanzen (z.B. POC) können aus lebenden Organismen, Zellresten oder totem Pflanzenmaterial (Detritus) bestehen (Abbildung 2-6), welche direkt im Gewässer gebildet (aquogenetic, autochton) oder vom Boden ins Wasser eingetragen werden (pedogenetic, allochton) (Macalady und Ranville, 1998).

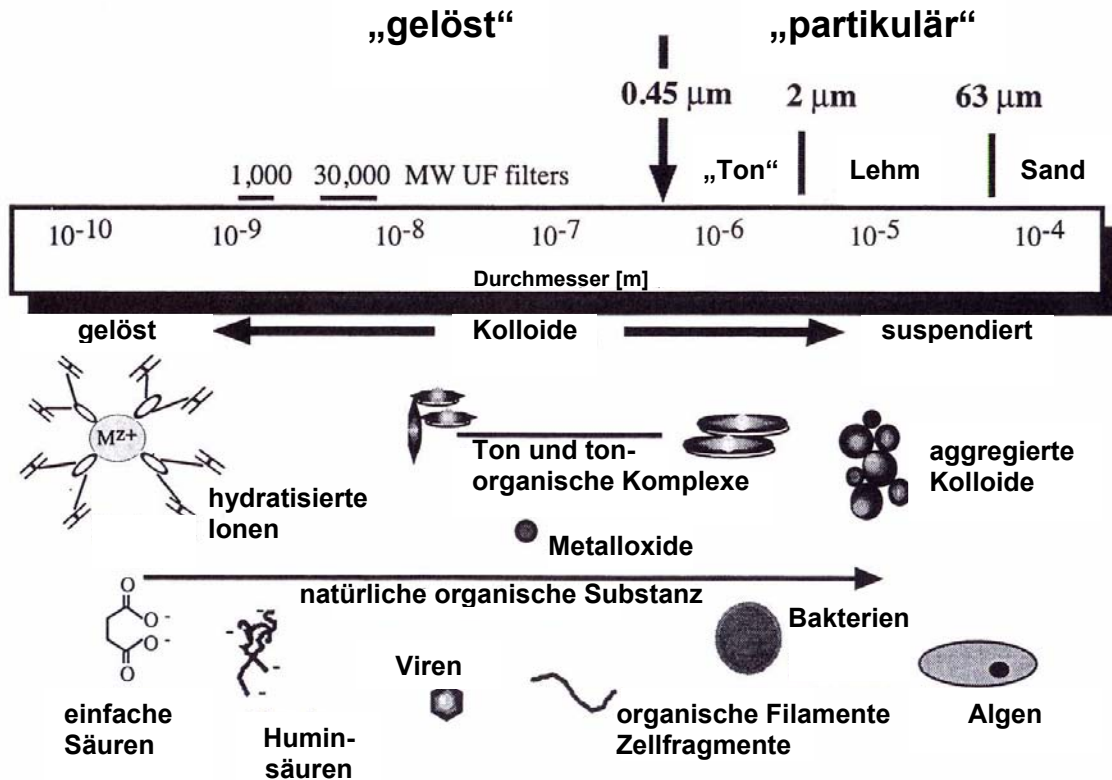


Abbildung 2-6 Partikelgrößen der kolloidalen und partikulären Substanz aus natürlichen Gewässern (Ranville und Schmiermund, 1998).

Die Umsetzung kann unter anderem durch Wassersättigung gestört werden. Bei langfristiger Wassersättigung tritt außerdem ein Sauerstoffmangel ein, welcher die effiziente *aerobe* Mineralisation (Energiefreisetzung von 502 kJ mol^{-1} vgl. Tabelle 2-1) vermindert und die zeitlich langsamere *anaerobe* Zersetzung begünstigt (Bridgham und Richardson, 1992). Bei der *anaeroben* Zersetzung erfolgt der Abbau hauptsächlich durch drei Bakteriengruppen (fermentative, acetogene und methanogene Bakterien), die als Endprodukt CH_4 freisetzen (Knowles, 1993). Die organische Bodensubstanz (bestehend aus Cellulose, Stärke, Proteinen...) wird über mehrere Zwischenstufen (z.B. Monosaccharide, Fettsäuren) zu niedermolekularen organischen Verbindungen (z.B. Acetat, Formiat, Methanol) und CO_2 zersetzt (Abbildung 2-7). Die Methanproduktion kann über die Acetatdecarboxylierung geschehen, indem die Methylgruppe des Acetats zu CH_4 reduziert wird (Knowles, 1993). Dieser Weg der Methanogenese setzt eine funktionierende Acetogenese voraus (acetogene Bakterien reagieren sensitiv auf H_2). Bis zu 70% des Methans werden in natürlichen Ökosystemen über die Acetatdecarboxylierung gebildet (Ferry, 1993). Die Energieausbeute ist mit $36 \text{ kJ mol}^{-1} \text{ CH}_4$ im Vergleich zur CO_2 -Reduktion (zweite Möglichkeit der Methanbildung) sehr gering ($130 \text{ kJ mol}^{-1} \text{ CH}_4$) (Müller et al., 1993). Weitere Möglichkeiten bestehen in der Methanbildung aus Formiat und Methanol, wobei der Energiegewinn bei $119 \text{ kJ mol}^{-1} \text{ CH}_4$ und $106 \text{ kJ mol}^{-1} \text{ CH}_4$ liegt (Müller et al., 1993).

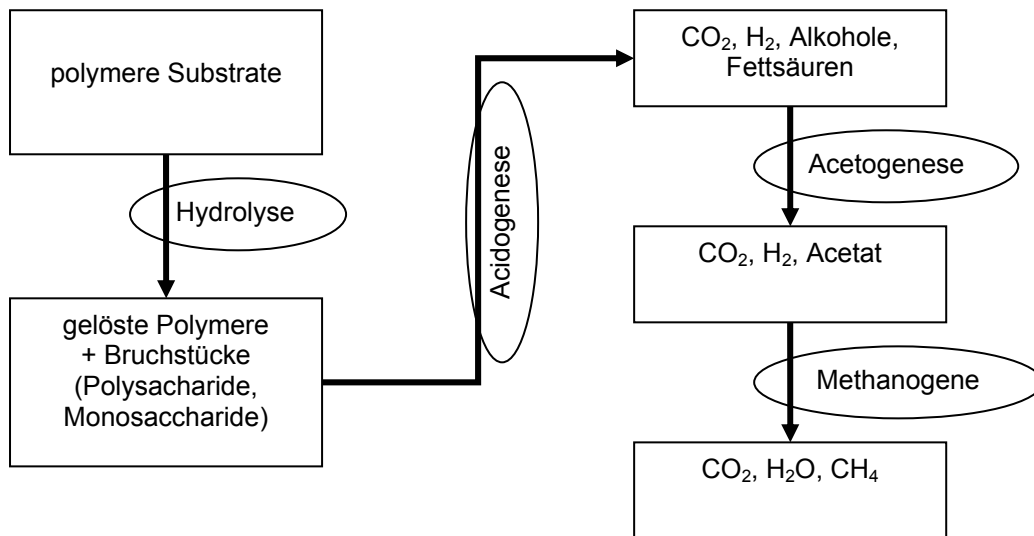


Abbildung 2-7 Vereinfachte Darstellung der Zwischenstufen der anaeroben Methanbildung (Killops und Killops (1993); verändert).

Ist der molekulare Sauerstoff verbraucht, dessen Reduktion eine 100%ige Energieausbeute für Mikroorganismen darstellt (Mansfeldt, 1994), werden Nitrat, Mangan(III, IV)oxid, Eisen(III)oxide, Sulfat und Kohlendioxid reduziert (Tabelle 2-1). Diese anaerobe Atmungskette, enthält als letztes Prozessglied die Methanbildung mit einer Energieausbeute von unter 10% (Mansfeldt, 1994). Die Oxidationsmittel müssen allerdings nicht zwingend in der genannten Reihenfolge verbraucht werden (Ponnamperuma, 1972). Redoxreaktionen werden durch die mikrobielle Aktivität kontrolliert (Munch et al., 1978). Das Redoxpotential, das ein Redoxpaar besitzt, kann von Faktoren wie Temperatur und Teilchenanzahl abhängen. Je höher das Redoxpotential einer Matrix, desto höher ist das Potential der Matrix, Elektronen aufzunehmen (Reddy et al., 2000). Je negativer das Redoxpotential wird, als desto reduzierter wird das Milieu beschrieben (Tabelle 2-1).

Tabelle 2-1 Die Reduktion von DOC unter Verwendung der Oxidationsmittel Sauerstoff, Manganoxid, Nitrat, Eisenhydroxid, Sulfat und Kohlendioxid bei pH 7 (nach Champ et al., 1979). Spannweite der Potentiale verweisen auf den Beginn der Reaktion (Zusammenstellung übernommen aus Flessa (2001)). Charakterisierung des Milieus nach Reddy et al. (2000).

Prozess	Redoxreaktion	Potential [mV]	Energiegewinn [kJ mol ⁻¹]	Milieu
O ₂ Atmung	CH ₂ O + O ₂ ⇌ CO ₂ + H ₂ O	> 300	502	Oxidiert
Mn ⁴⁺ Reduktion	CH ₂ O + 2 MnO ₂ + 4 H ⁺ ⇌ CO ₂ + 2 Mn ²⁺ + 3 H ₂ O	390 bis 450	340	Oxidiert
Denitrifikation	CH ₂ O + 4/5 NO ₃ ⁻ + 4/5 H ⁺ ⇌ CO ₂ + 2/5 N ₂ + 7/5 H ₂ O	(210 bis 240)*	447	Mäßig reduziert
Fe ³⁺ Reduktion	CH ₂ O + 4 Fe(OH) ₃ + 8 H ⁺ ⇌ CO ₂ + 4 Fe ²⁺ + 11 H ₂ O	100 bis 170	116	Mäßig reduziert
SO ₄ Reduktion	CH ₂ O + 1/2 SO ₄ ²⁻ + 1/2 H ⁺ ⇌ CO ₂ + 1/2 HS ⁻ + H ₂ O	-150 bis -50	104	Reduziert
CO ₂ Reduktion	CH ₂ O + 1/2 CO ₂ ⇌ 1/2 CH ₄ + CO ₂	< -170	93	Stark reduziert

*kein Nitrat mehr nachweisbar

2.3.2. Geogene Kohlenstoffumsetzung und Carbonatgleichgewichte

Kohlenstoffpools und -flüsse können in bestimmten Ökosystemen verstärkt durch das Carbonatsystem beeinflusst werden (Abbildung 2-5). Biogener und geogener Kohlenstoffkreislauf stellen zwei separat ablaufende Kreisläufe (biologisch bzw. chemisch) dar, welche durch den Anteil an freiem Sauerstoff und reduzierten Kohlenstoffkomponenten aneinander gekoppelt sind (Killops und Killops, 1993).

Bei der Verwitterung von carbonathaltigem Gestein wie Kalkgestein (Minerale: Kalzit, Aragonit), Magnesit (MgCO₃) oder Dolomit (CaMgCO₃), wird Kohlenstoff als Carbonat oder Hydrogencarbonat freigesetzt. Dieses kann sich vor Ort im Boden anreichern oder wird im Grundwasser gelöst, wo es mit dem lateralen Wasserfluss in angrenzende Ökosysteme transportiert wird (Schwäbische Alb → Donauried).

Im Wasser besteht ein dynamisches Carbonatgleichgewicht (Killops und Killops, 1993):



Erfolgt ein abiotischer (durch Diffusion) CO_2 -Eintrag in ein Gewässer, verschiebt sich das Gleichgewicht in Richtung der Carbonate. Kohlendioxid besitzt unter den Gasen eine Sonderstellung, da es im Wasser dissoziiert (Carroll et al., 1991). Sobald CO_2 in Lösung geht, wird aufgrund der Hydratisierung Kohlensäure gebildet. Dies führt zur Verschiebung des Gasgleichgewichts zwischen Atmosphäre und Wasser, weshalb eine erneute Menge an CO_2 vom Wasser aufgenommen werden kann (Butler, 1991). Abhängig vom pH-Wert des Wassers dissoziiert die Kohlensäure weiter zu Hydrogencarbonat (HCO_3^-) und Carbonat (CO_3^{2-}) (Abbildung 2-8).

Umgekehrt kann bei einer Erhöhung des Carbonatgehalts das Gleichgewicht in Richtung des Kohlendioxids verschoben werden. Über Kalkfällung und CO_2 -Ausgasung verliert die Hydrosphäre anorganischen Kohlenstoff an angrenzende Systeme (Pedosphäre, Atmosphäre). Andererseits kann Hydrogencarbonat auch bei der Photosynthese und Chemosynthese verbraucht und in POC überführt werden (Meybeck, 1993).

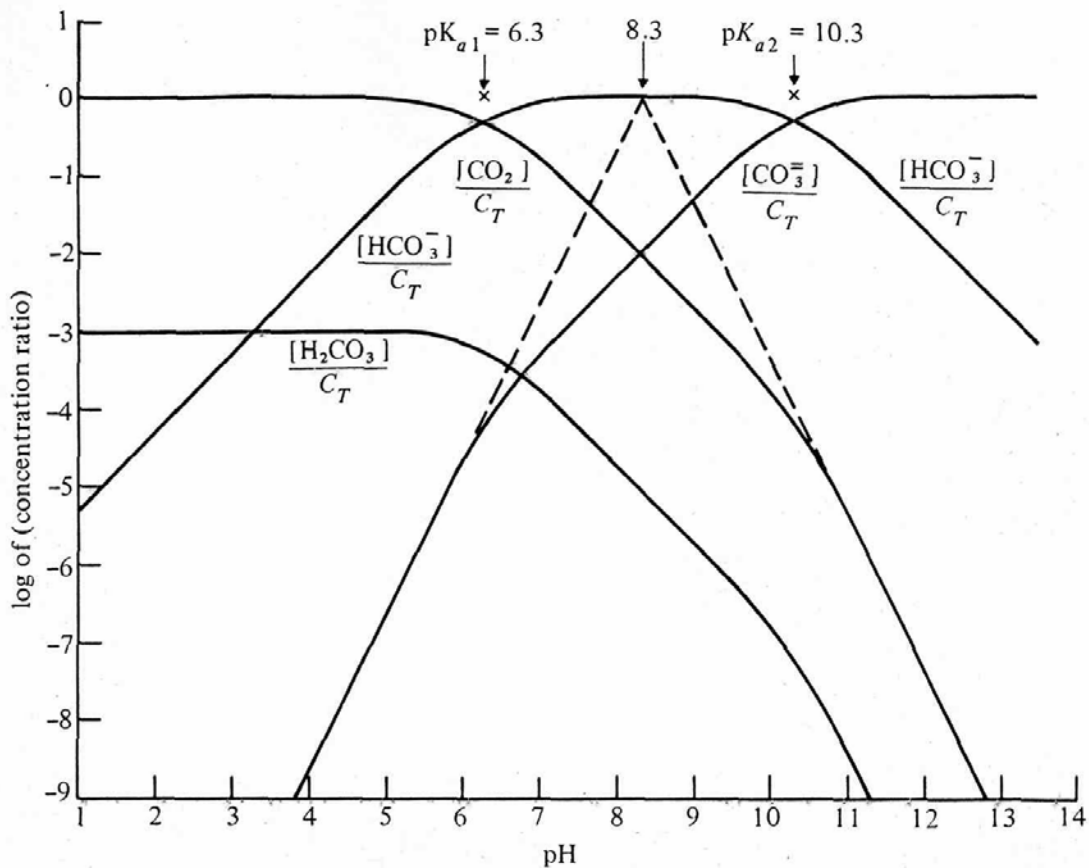


Abbildung 2-8 Die Carbonatformen im Verhältnis zum Gesamtcarbonat in Abhängigkeit vom pH-Wert (Butler, 1991).

2.3.3. Gasgehalt unterschiedlicher Profiltiefen

Produktion und Konsumtion der Gase sind im Bodenprofil nicht homogen verteilt (Clymo, 1992). Vielmehr können sie von der mikrobiellen Gemeinschaftsstruktur (Galand et al., 2005; Bossio et al., 2006), deren Aktivität (Schjønning et al., 2003), und von Faktoren, welche die Aktivität beeinflussen (wie Temperatur, Wasserstand (Banks et al., 1999), oder unterschiedlicher Landnutzung (Brake et al., 1999)) abhängen.

Durch den oberflächennahen Wasserstand der Feuchtgebiete können vier funktionelle Zonen abgegrenzt werden (Clymo, 1992), welche sich kongruent zu den Wasserschwankungen im Moorprofil verschieben:

- In der *euphotischen Zone* (z.B. im Wasser, das sich über der GOF befindet) wird die Produktion von CO₂ durch die Atmung der wachsenden Pflanzen bestimmt.
- Darunter (jedoch über dem Wasserpegel) befindet sich die *aerobe Zersetzungszone*. Hier ist aufgrund der hohen Verfügbarkeit von Nahrungsquellen für die Bodenorganismen die CO₂-Produktion am intensivsten.
- In der *Übergangszone*, die sich direkt über und unter dem Wasserpegel befindet, herrschen im Wechsel sowohl aerobe als auch anaerobe Bedingungen, weshalb Produktion und Konsumtion von CO₂ und CH₄ nebeneinander ablaufen.
- In der untersten Zone, in der überwiegend anaerobe Bedingungen vorherrschen (*anerobe Zersetzungszone*), werden CH₄ und CO₂ kontinuierlich aber langsam produziert.

Ferner wird die mikrobielle Umsetzung durch die jahreszeitliche Intensität der Wasserschwankungen beeinflusst (Banks et al., 1999). Durch einen stark fluktuierenden Wasserstand (oder auch durch Infiltration) kann beispielsweise der Gasblasenanteil, welcher mit Bodenluft oder Atmosphäre equilibriert ist, im Bodenwasser sehr hoch sein (Abbildung 2-9). Die in den Gasblasen gespeicherten Gase (welche mit Sauerstoff angereichert sein können) tauschen sich mit der umgebenden gelösten Gaskonzentration durch Massenfluss aus (Aeschbach-Hertig, 2002) und können somit den Sauerstoffgehalt erhöhen (Williams und Oostrom, 2000). Dieser Prozess, der in Abhängigkeit von gasspezifischen Eigenschaften, äußeren Einflüssen, Blasengröße und Bodentiefe (Holocher et al., 2003) mehrere Tage bis zur vollständigen Auflösung der Gasblase (3-4 Tage in < 2.5 cm und bis zu 8 Tage in 1 m Tiefe bei Blasenradius von 0.035 cm) andauern kann, bietet möglicherweise eine begrenzte und zeitlich versetzte Gasnachlieferung. Diese könnte mikrobielle Umsetzungsprozesse zeitlich beeinflussen und hierdurch letztendlich die Höhe des in-situ Gaspartialdrucks bestimmen.

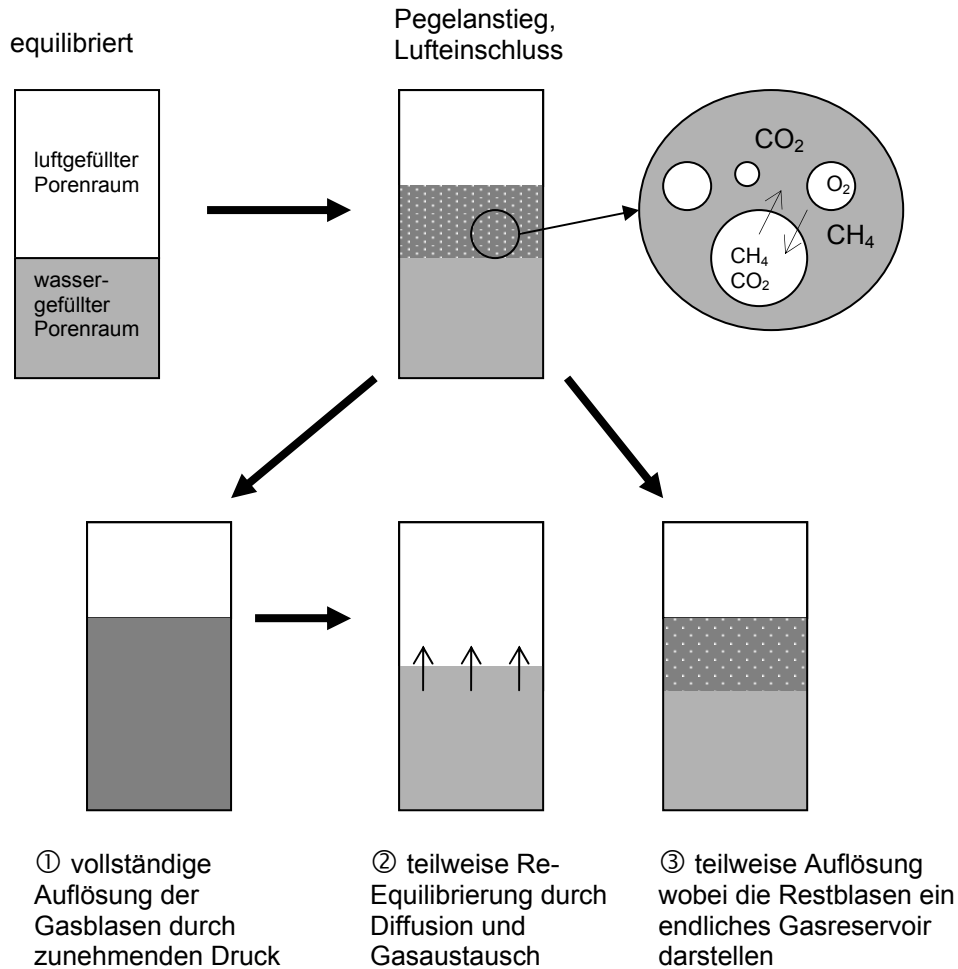


Abbildung 2-9 Konzept zur Bildung von Luftüberschuss im Bodenwasser (Aeschbach-Hertig, 2002; verändert). Mögliche Abfolge von Zuständen in der quasi-gesättigten Zone (= Wasserschwankungsbereich) während einer Wasserpegelschwankung. Endzustände nach ① Heaton und Vogel (1981), ② Stute et al. (1995) und ③ Aeschbach-Hertig et al. (2000). Letzterer Theorie zufolge entlösen sich die Gasblasen in der quasi-gesättigten Zone nicht vollständig.

Einfluss nehmend auf die Höhe des in-situ Gaspartialdrucks (bzw. der Konzentrationen) sind nicht nur zeitliche und räumlich differierende Produktionsraten, sondern es wird auch eine Tiefenverteilung der C-Konzentrationen (Gase + TC) durch eine Wasserschwankung erzwungen (Clymo, 1992). Physikalische Parameter wie der Gastransport durch Konvektion bzw. Diffusion spielen vor allem beim Gasaustausch gut durchlüfteter Böden (wie drainierter Moore) eine bedeutende Rolle (Augustin, 2001). Im luftgefüllten Porenraum können bis zu 90% der Gasbewegung durch Diffusion verursacht werden (Augustin, 2001) - ganz im Gegenteil zu vernässten Böden, wo der Gasaustausch durch Diffusion (und Konvektion) aufgrund des wassergefüllten Porenraums geringer ist (CO_2 um das 10.000-Fache geringer; O_2 um das 300.000-Fache geringer) (Hillel, 1998).

Etabliert sich die moortypische Pflanzenvegetation aus meist vaskulären Pflanzen (*Phragmites*, *Typha*, *Carex*) in wiedervernässten Mooren, findet ein aktiver Gastransport vom Torfkörper über die Pflanze zur Atmosphäre statt (Thomas et al., 1996).

Hierbei wird Sauerstoff aus der Atmosphäre über das Aerenchymssystem der Pflanze in das Wurzel- und Rhizomgewebe transportiert, um einen für das Wurzelwachstum optimalen kontinuierlichen Sauerstoffgehalt im Wurzelraum zu gewährleisten (Abbildung 2-10). Im Gegenzug können reduzierte Gase, die sich in der Wurzelumgebung befinden, an die Atmosphäre transferiert werden (Keine, 1991). Aber auch CO_2 kann über das Aerenchymssystem transportiert werden (Thomas et al., 1996). Ein weiterer Austauschprozess, über den die Höhe der in-situ Gaskonzentrationen in Mooren beeinflusst wird, ist der Verlust der Gasblasen an die Atmosphäre. Rosenberry et al. (2003) zeigen, dass dieser „Gasblasenfluss“ zwischen 0.3 und $0.7 \text{ mol m}^{-2}\text{d}^{-1}$ einnimmt, wobei in den Gasblasen C-Gehalte von bis zu 10% CO_2 und 90% CH_4 enthalten sind (Chanton und Whiting, 1995).

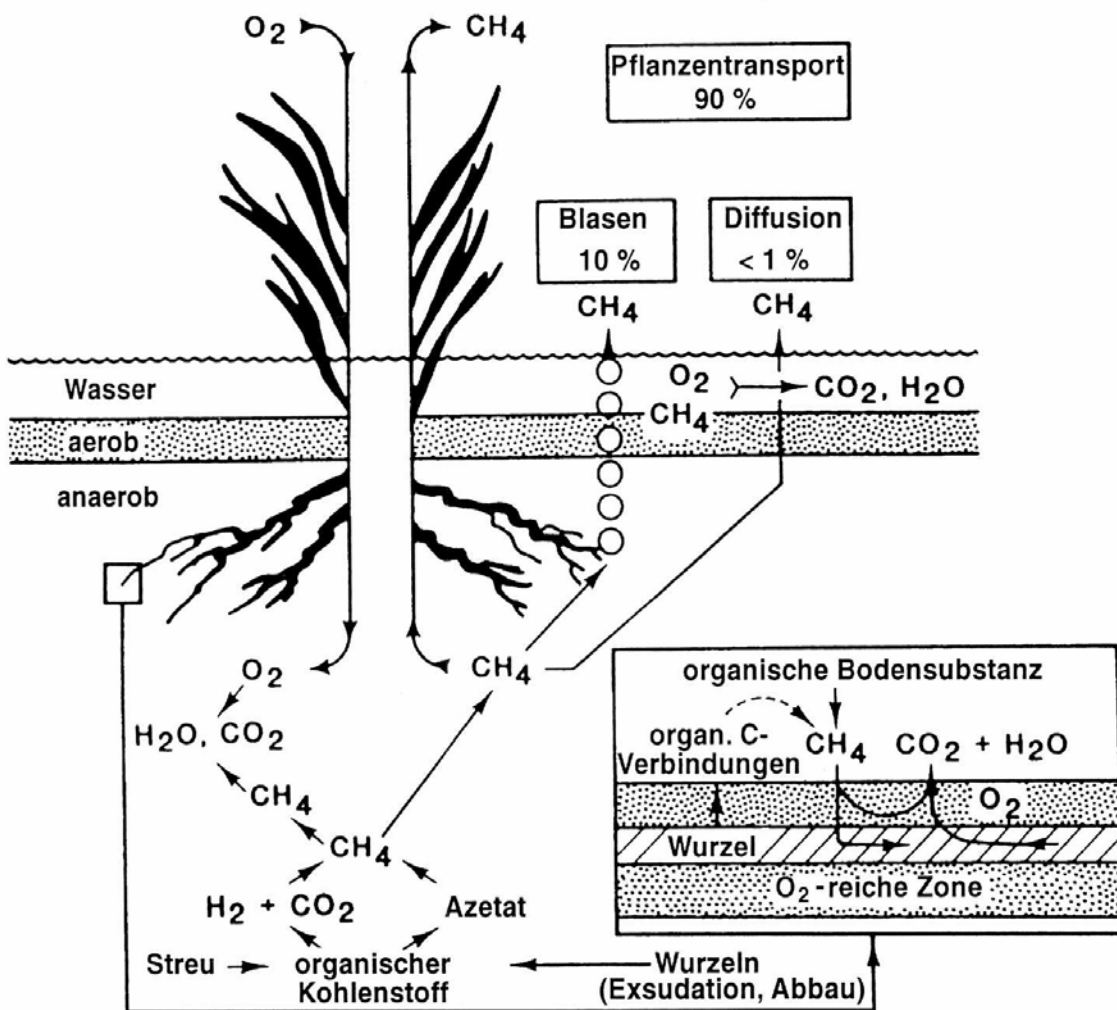


Abbildung 2-10 Möglichkeiten des Gasaustausches zwischen Moor und Atmosphäre am Beispiel des Methans in überstauten Niedermooren bei Anwesenheit eines Pflanzenbestandes mit aktivem internem Gastransportsystem, z.B. *Phragmites* (Keine, 1991).

