Hydrosphäre, RoKi

Prüfungen Sommer 2005

Erstellt durch
Tobias Bruderer

Übersicht Hydrosphäre Teil RoKi

Wo steckt das Wasser auf der Erde?

Was ist ein Meer – was ein See?

Auf den Kärtchen stehen in Klammern die Verweise auf das Skript oder die Handouts (PowerPoint-Folien) von Roland Kipfer. Ich verwendete die Abkürzung S für Skript und H für Handout. (S1.14) bedeutet also „schau im Skript auf Seite 1.14 nach“. Wer gerne (noch mehr) Formeln hat soll sich diese selbst auf die Kärtchen schreiben, die alle einzutippen dauert mir zu lange. Für die Prüfung brauchst Du Übersichtswissen, die wichtigsten Konzepte und die Dimensionen von relevanten Flüssen / Grössen

Viel Spass mit den Kärtchen ☺

1. Eigenschaften des Wassers (5-34)
2. Wärmehaushalt (35-48)
3. Mischungsprozesse (49-76)
4. Gasaustausch (77-100)
5. Fallbeispiel: Kaspisches Meer (Eigene Notizen)

3% der Erdmasse ist Wasser. Das Wasser der Erde ist zu 97 % Meerwasser und zu 3% Süsswasser. Das Süsswasser ist zu 74 % im Eis und Gletschern und zu 25% im Grundwasser / Bodenwasser. 1% machen Seen, Flüsse und Wasserdampf aus.
Das gesammte Wasservolumen der Erde beträgt: ca 1.4 Mia Kubikmeter
Einige Erneuerungszeiten: Biosphäre(Stunden), Atmosphäre (1Woche), Ozeane(4Mio Jahre), Grundwasser(kurz bis extrem lang)

Es gibt keine eindeutige Unterscheidung. Versuchsweise: Ein Meer ist im Gegensatz zu einem See weltumspannend und besitzt MOR (MittelOzeanischeRücken)

Welche Seen sind relevant für den globalen Wasserhaushalt?

Weshalb ist Wasser wichtig für die Erde?

Wichtige Kennzahlen von Wasser

Was unterscheidet die Erde wirklich von den anderen Planeten im Sonnesystem?

Häufigstes Molekül der Biosphäre
Häufigste Flüssigkeit der Hydrosphäre ist
Extreme physikalische Eigenschaften
Lebensbedingungen(Temperatur und Wärme, Licht, Chemie (Löslichkeit), Wasserverfügbarkeit)
Dynamik und Transport in aquatischen Systemen (Stofftransport, Strömungen, Konvektion, Schichtungen von Seen)

Das Kaspische Meer mit 7facher CH'er Fläche als grösster See der Erde und der Baikal See mit ca. CH'er Fläche. Alle weiteren Seen sind irrelevant für den globalen Wasserhaushalt

Die Erde enthält als einziger Planet alle drei Aggregatszustände des Wassers. Dies wir durch die Temperaturen und Drücke des Wassers auf der Erde ermöglicht, welche in der Nähe des Tripelpunktes des Wassers (0.01°C, 6.11mbar) liegen.

Tripelpunke: Der Punkt in einem Temperatur / Druck Diagramm bei dem ein Stoff in allen drei Aggregatszuständen gleichzeitig vorliegen kann.

Spezifische Wärme (Erhitzungsenergie um 1 kg Wasser um 1 Kelvin zu erhöhen) von **4.2 kJ / (kg*K)**
Latente Wärmen (Wärme die für Phasenwechsel gebraucht wird und somit nicht spürbar ist) Verdampfungswärme: **2.4 MJ / kg**, Schmelzwärme: **3.3 MJ /kg**

Physikalische Besonderheiten von Wasser

Von welchen Grössen hängt die Dichte von Wasser ab?

Salinität in Seen und dem Meer: Wichtige Salze, Zusammensetzung

Zustandsgleichung von Wasser

Thermischen Ausdehnungskoeffizienten α
Spezifischer Ausdehnungskoeffizientn β bezüglich der Salzkontzentration
Kompressibilität K
Dichteänderung durch Temperaturerhöhung von 4°C auf 5°C: **-7ppm**
Dichteänderung durch Salzzugabe von 1mg/l: **+1ppm**
Die Dichteänderung beeinflusst die Stabilität der Wassersäule stark. Im Oberflächenwasser (Epilimnion) ist die Temperatur ein wichtiger Faktor im Tiefenwasser (Hypolimnion) ist die Temperatur und die Salinität wichtig.

1. Grosse spezifische Wärme, latente Schmelzwärme (Temperaturpuffer)
2. Grosse latente Verdampfungswärme (Temperaturpuffer Tag-Nacht)
3. Grosse Oberflächenspannung (Stabilität der Zellen)
4. Grosse Lösungsvermögen (BioChemische Prozesse)
5. Grosse Wärmeleitfähigkeit (Wärmeaustausch von Zellen)
6. Grosse Transparenz (ermöglicht Photosynthese in der Tiefe)
7. TemperaturAnomalie für Süsswasser (Schutz vor Durchfrieren, richtig?)

Details (S1.2)

Das Zentrale Modell um das Medium Wasser zu beschreiben. Die Zustandsdgleichung ist eine Funktion der Dichte abhängig von dem Druck, der Temperatur und der Salinität.

Allgemein(UNESCO):

Spezialfall, bei kleiner Salinität:

Jeweilige Parameter: Dichte (S,T) an der Oberfläche, Druck, Kompressibilitätsmodul
Weiter wichtige Parameter: Thermische Ausdehnung, Dampfdruck, Spezifische Wärme, Verdampfungswärme, Wärmeleitung, Molekulare Diffusion von Ionen, Kinematische Viskosität, Konzentrationsgradienten

In Seen ist die Salinität hauptsächlich durch Kalk gegeben. Im Meer durch Natriumchlorid und Magnesium. Ein wichtiger Salzabfluss für das Meer ist die Gischt.
Die relative Ionenzusammensetzung in einem Gewässer ändert sich nicht, sie ist gegeben durch die verschiedenen Gradienten (Temperatur, pH, usw).
Es ändert sich jedoch die absolute Ionenzusammensetzung.
Die Salinität wird über die elektrische Leitfähigkeit bestimmt.
Die Salinität bestimmt die Dichte des Tiefenwassers.

Vertikale Stabilität einer Wassersäule: Wichtige Parameter

In situ Temperaturveränderung und Potentielle Temperatur

Vertikale Stabilität einer Wassersäule: Berechnung

Temperatur max. Dichte und Schmelztemperatur je nach Salinität

Temperatur max. Dichte: Tρmax; Temperatur des Schmelpunkts T_S
Bei $T = T_{\rho max}$ ist $\alpha = 0$, bei $T < T_{\rho max}$ ist $\alpha < 0$, usw mit α: Ausdehnungskoeffizienten
$\mathbf{T_{\rho max} \cong 4°C - 0.02p}$ mit p in bar
$T_{\rho max}$ nimmt mit zunehmendem Druck ab, pro 100m Tiefe sinkt $T_{\rho max}$ um ca 0.2°C:
$\mathbf{T_{\rho max} \cong 4°C - 0.2S}$ und $\mathbf{T_S = -0.05S}$
$T_{\rho max}$ und T_S nehmen mit zunehmender Salinität S verschiedene schnell ab:
Skizze (S1.15)

Tiefe Salinität: Im Süsswasser wird bei einer Abkühlung $T_{\rho max}$ vor T_S erreicht dh. Das Wasser erreicht seine höchste Dichte bevor es gefriert, somit vereisen die Seen in der CH nicht von unten her und die Fische überleben.
Hohe Salinität: Im Salzwasser wir bei einer Abkühlung T_S vor $T_{\rho max}$ erreicht. Somit gefriert das Wasser bevor es $T_{\rho max}$ erreicht. Typischer Zustand für Meere (S ≅ 35 Promille)

Zur Bestimmung der vertikalen Stabilität genügt die Zustandsgleichung (Dichte) nicht. Man muss zwei Wasserpakete verschiedener Tiefe auf einer gemeinsamen Tiefe bezüglich ihre Dichte untersuchen. Hat in der Vergleichstiefe jenes Wasserpaket, das aus der grösseren Tiefe stammt, eine grössere Dichte, ist die Wassersäule stabil. Wichtiges Phänomen:
in situ (am Ort gemessene) Temperaturveränderung
Die gemessene in situ Temperatur in Abhängigkeit der Tiefe führt zu einer Temperaturzunahme nach unten. (S1.17) Dies gibt scheinbar keinen Sinn. Die Temperatur nimmt zu, weil sich ein Wasserkörper in grösserer Tiefe stärker unter Druck gesetzt wird, dadurch wird Wärme in ihm gespeichert (potentielle Ausdehnungsarbeit)
Die Zunahme der in situ Temperatur nach unten ist störend, da die Temperatur als Erhaltungsgrösse bei der Verfolgung von Wassermassen verwendet wird. Deshalb wird eine druckunabhängige, **potentielle Temperatur** definiert.

Skizze(S1.15)

Die Stabilität einer Wassersäule hängt wesentlich von der Temperatur maximaler Dichte ab. Tmax und Ts sind prop. zur Salinität. Bis 2.5% Salinität besitzt das Wasser seine Dichteanomalie, Meerwasser (S=3.5 %) hat jedoch keine Dichteanomalie.

Eine vertikale Wassersäule ist dann stabil, wenn die Dichte mit der Tiefe zunimmt. Genauer: falls ein Wasserpaket (ohne Wärmeaustausch), das vertikal aus seiner Gleichgewichtslage verschoben wird, immer eine rücktreibende Kraft erfährt. Nach ein paar mathematischen Umformungen erhält man folgende Gleichung:
N^2 ≅ (potentielle Temperatur – Salinität) und einige Konstanten
(S1.19mitte)
N beschreibt die Kreisfrequenz, mit der ein Wasserpaket (ohne Austausch mit der Umgebung) um seine Gleichgewichtstiefe oszilliert. Bei N^2 > 0 ist die Wassersäule stabil, N^2 = 0 labil, N^2 < 0 eine instabile Wassersäule.
Die Stabilität ist also hauptsächlich abhängig vom potientiellen Temperaturgradienten und vom Salinitätsgradienten.
In Seen unserer Klimazone ist die Stabilität im Oberflächenwasser durch die Temperatur, hingegen über dem Sediment und im Tiefenwasser meist durch Salze bestimmt. In mittlerer Tiefe spielen oft beide Faktoren eine Rolle.

Dichteanomalie des Wassers

Austausch von Wärme zwischen Wasser und Athmosphäre

Solarstrahlung H_S

Langwellige Einstrahlung H_A

Langwellige Abstrahlung H_W

Verdunstung H_V

Konvektion H_K

Wichtige Strahlungsgesetzte: StefanBolzmann: H=k*T^4 (W/m^2);
Wiensches Verschiebungsgesetz: $\lambda = k/T$

Bilanz des totalen Wärmeflusses zwischen Atmosphäre und Wasser

Die Austauschprozesse finden alle an der Oberfläche innerhalb weniger Milimeter statt, Wind als wichtiger Energieüberträger in tiefere Schichten

$\mathbf{H_{tot} = H_S + H_A - H_W - H_V - H_{Kt}}$ (Beispiel Zürichsee S2.14)

+/- (Niederschläge, Schneeschmelze, Zu- und Abflüsse,...) → irrelevant

Gleichgewichtstemperatur T* und Austauschkoeffizient A

$\mathbf{H_{tot} = H_{in} - H_{aus}}$

Treibende Kraft: Temperaturangleich von T_W (Wasser) und T_A (Atmosphäre) führt zur GG-Temperatur T*, dann ist $H_{in} - H_{aus}$. Das Verhältnis von H_{in} / H_{aus} kann für kleine Abweichungen von T_W zu T* über den Austauschkoeffizienten A berechnet werden. Der Austauschkoeffizient A ist abhängig von der mittleren Klimazone, der Jahreszeit und der Höhe über Meer. Er kann für das CH'er Klima in Tabellen nachgeschaut werden.

Das Wasser erreicht bei Abkühlung seine höchste Dichte bevor es gefriert. Dieses Phänomen ist in Süsswasserseen (tiefe Salinität) zu beobachen. Dank der Anomalie des Süsswasser bleiben die CH'er Seen im Winter unten flüssig und die Fische überleben, ausser der See friert ganz durch.

Je wärmer es ist desto stärker ist H_W. dh. Im Sommer verliert ein See mehr Energie durch H_W als im Winter, bis zu 25% mehr Verlust. Ohne Wind setzt eine sehr starke oberflächliche Erwärmung ein.

Durch die Verdunstung geht einem Gewässer viel Wärme verloren. Die Treibende Kraft ist die Luftfeuchte, die Angleichung des Wasserdampfdrucks der Atmosphäre p_A an den des Wassers p_W

$H_V = 0$ falls $p_A = p_W$ (100%ige Luftfeuchte)

H_K ist der Übergang von fühlbarer Wärme an die Luft. Die treibende Kraft ist die Angleichung der Temperatur der Atmosphäre T_A an die Temperatur des Wassers T_W. Wenn

$T_W > T_A$: Konvektion (Normallfall)

$T_W < T_A$: keine Konvektion des Wassers

$T_W = T_A$: HK = 0

Die Solarstrahlung H_S ist die Absorption der kurzwelligen Strahlung. Wichtig ist die direkte Sonneneinstrahlung. Als Mass wird die nicht konstante Solarkonstante: 60-120 W/m^2 verwendet.

H_S ist abhängig von der Reflexion (je nach Jahreszeit dh. Erdachsneigung) und der Bewölkung. Je nach Wellenlänge dringt das Licht unterschiedlich tief ein. (blaues Licht dringt am tiefsten ein, deshalb erscheint uns das Wasser blau).

Die langwellige Strahlung der Atmosphäre ist mit 250-350 W/m^2 einiges grösser als H_S. H_A ist stark abhängig vom Treibhausgas H2O.

(H_S H_A H_W H_V H_{Kt}) : Zusammenfassung

Der Wärmehaushalt von Fliessgewässern

Der Wärmehaushalt von Seen (S2.9)

Beeinflussung des natürlichen Wärmehaushaltes durch die Nutzung von Gewässern

In den meisten Bächen und Flüssen ist die Turbulenz genügend gross, um über den Fliessquerschnitt ständig konstante Temperaturen zu erzeugen. Die Temperaturveränderung eines fliessenden Wasserpaketes infolge Wärmeaustausches an der Wasseroberfläche hängt von dem Absorptionskoeffizienten A, der Abweichung von T_W von T* und der Flusstiefe ab. Ein wenig Mathematik führt zur berechenbaren Austauschzeit t_A und der Austauschstrecke t_A.

Die Energie des Sees steckt in der Wärmedifferenz zwischen Sommer und Winter, nicht in den Wellen.

Wichtigster Energieeintrag: Kurzwellige Strahlung H_S
Wichtigster Energieverlust: Verdunstung H_V
Langwellige Einstrahlung $H_A \cong$ Langwelligen Abstrahlung H_W

Konvektionskreislauf: Abnahme T_A → $T_A < T_W$: Konvektion → Abnahme T_W → $T_A < T_W$: Stagnation → Abnahme T_A →usw
Oberflächenwasser: Erwärmung ist maximal im August und minimal im Februar

1. **Haupteinflüsse** vor unserem Jahrhundert waren Gewässerkorrekturen, heute ist es die Energieproduktion. Ein schwacher Effekt geht von den Wasserkraftwerken aus, ein stärkere rEffekte durch den Wärmeeintrag via Kühlwasser und den Wärmeentzug für Wärmepumpen.
2. Ist der **Einfluss** einer künstlichen Wärmeveränderung auf die „Ausbreitung“ einer Temperaturstörung (je nach Ort, Art und Zeitpunkt der Mischungsverhältnisse) **voraussagbar?** Für Seen ist keine Voraussage möglich, für Flüsse kann eine Voraussage gemacht werden (Formeln S2.12)
3. **Ist die KKW-Kühlung an Flüssen ein Problem?** Kurzfristig besteht kein Problem. Langfristig kann ein Problem auftreten, falls die Temperatur unter 25°C sinkt und die Temperaturänderung zur Umgebung grösser als 3°C ist dh. Maximal 1-2 KKW an grossen Flüssen. Problematisch ist die KKW-Kühlung allenfalls im Winter. (Warum? H10)

Gewinn (Sonnenlicht wird auf wenige Meter absorbiert) und Verlust von Wärme findet an der Wasseroberfläche statt. Für die vertikale Temperaturverteilung in Seen sind die aussergewöhnlichen physikalischen Eigenschaften von Wasser (speziell die Dichteanomalie des Süsswassser) verantwortlich
Sasionale Temperaturschwankungen: Das Tiefenwasser verharrt während des ganzen Jahres im Zustand maximaler Dichte bei 4°C. Daher schwimmt sowohl im Winter das kältere als im Sommer das wärmere Wasser auf dem Tiefenwasser (stabile Schichtung des Sees). Eine bis an den Seegrund reichende intensive Durchmischung des Sees ist nur im Frühling oder Spätherbst möglich, kommt aber nicht in allen Seen jedes Jahr vor. (SkizzeS2.10)
Horizontale Temperaturschichtung anhand der Sprungschicht (Zone mit starkem Temperaturabfall im Sommer). Darüber liegt das Epilimnion, darunter das Hypolimnion. Die drei Zonen besitzen verschiedene physikalische Eigenschaften.
Jährlicher Energieaustausch anhand des Vierwaldstättersees. Aufheizung während sechs Monaten mit einer durschnittlichen Leistung von 66 W/m^2 und entsprechende Abkühlung während der kalten sechs Monaten. Dies sind enorme Energiemengen, welche zwischen dem Wasser und der Luft augestauscht werden. (S2.10)

Wie ist die Dichteschichtung des Wassers eines Sees?

Wie werden die Diffusionskoeffizienten gemessen?

Stofftransport: Stofffluss, Fluktuatuinen, Turbulente Diffusion, Massenbilanz

Stofftransport: Allgemeine Gleichung, Offen Fragen

Mittles Tracern, welche konservativ sein müssen, dh keine in situ Senken oder Quellen dürfen vorhanden sein:
Natürliche Tracer: Temperatur, Chlorid, radioaktive Substanzen zB Radon
Künstliche Tracer: Farbstoffe zB Uranin

Beispiel: Aus der Luft wird ein bestimmter Anteil radioaktives Tritium vom Wasser aufgenommen, das Wasser sinkt in die Tiefe und hat keinen Kontakt mehr mit der Luft. Tritium kann somit als konservativer Tracer verwendet werden. Mit der Zeit zerfällt das Tritium zu Helim3, welches im Tiefenwasser akkumuliert wird. Durch Messung des Verhältnis von Tritium zu Helium3 im Tiefenwasser kann das Wasseralter bestimmt werden. Dies erlaubt Rückschlüsse auf die Geschwindigkeit der Seezirkulation im Tiefenwasser.

Ein See besitzt eine vertikale Dichteschichtung. Horizontal ist ein See homogenisiert (horizontale Diffusionkoeffiziente >> vert. Diff.koef.)

Die **Allgemeine Gleichung** für den Stofftransport geht aus der Kombination der beiden Fickschen Gesetze hervor:
Zeitliche Konzänderung= {Advektion, Turbulenz / Diffusion / Dispersion)
Diese Gleichung beschreibt den Stofftransport in der Atmosphäre (kompressibel) und im Ozean / Seen / Flüssen / Grundwasser (inkompressibel, dadurch Vereinfachung der allg. Gleichung)
Offene Fragen:
Diffusivitäten / Dispersivitäten K entstehen durch Fluktuationen:
1.Turbulenz(Ozean, See, Fluss) 2. Dispersion (horizontale Mischung, Fluss) 3. Bodenmatrix, Porenraum (Grundwasser, ungesättigte Zone).
Geschwindigkeiten in die verschiedenen Richtungen:
1. Hydrodynamik (Ozean, See, Floss) 2. Darcy Gesetz (Porenraum, Boden , Grundwasser)
Diese Phänomene lassen sich nicht genau beschreiben. Vielleicht liegt diesen Phänomenen ein (noch unbekanntes) Phänomen zugrunde.

Der Stofffluss F = Transport von Masse pro Fläche und Zeit kann durch das 1.Ficksche Gesetz erklärt werden, er entsteht durch Stoffgradienten und die Strömungsgeschwindigkeit (Fx = u*C – D*dC/cx)
Probleme beim Berechnen wegen Fluktuationen des Stoffes (Heterogenität, Turbulenz) werden durch Einführen des Koeffizienten Ks umgangen, K ist durch die Praxis gerechtfertigt. (Fx = u*C – K * dC/x)
Fluss(1D) = {mittlere Advektion, Diffusion turbulent + molar}
Turbulente Diffusion hängt nur vom entsprechen Konzentrationsgradienten ab, nicht vom betreffenden Stoff. Die Turbulente Diffusion ist gross gegenüber der molekularen Diffusion
Durch das Aufstellen einer Massenbilanz für einen Wasserkörper erhält man das 2.Ficksche Gesetz (dC/dt = - dF/dx, ist es das?)

Bewegung einer Flüssigkeit: Allgemeine Bewegungsgleichung

Bewegung einer Flüssigkeit: Linearisierte Bewegungsgleichung für die Horizontale

Coriolisbeschleunigung

Trägheisströmung

Mathematische Beschreibung durch Koppelung von:
Der Langrange'schen Darstellung (**mitbewegt**): zeitliche Variation der Systemvariablen (Geschwindigkeit, Druck, Dichte) im sich bewegenden Flüssigkeitselement. Der Euler'schen Darstellung (**ortsfest**): Formulierung der dynamischen Gleichungen der Systemvariablen für einen im Raum fixierten Punkt. Die Kopplung führt zu: "Totale Änderung einer durch Strömung mitbewegten Grösse f(x,y,z,t) = allgemeines Polynom aus Langrange und Euler" Durch Einbezug der Kräfte die auf das Wasserpaket wirken: Graviation, Druckgradienten und Coriolisbeschleunigung folgt die Allgemeine Bewegungsgleichung einer Flüssigkeit: (H6-7):
Beschl.(3D) = {Advektion, Druck, Coriolis, Diffusion / Turbulenz}

Die Allgemeine Bewegungsgleichung kann durch folgende Vereinfachungen in die Linearisierte Bewegungsgleichung für die Horizontale übergegeführt werden:
Nichtlinearitäten können mittels Reynoldsansatz (Aufteilung in Mittelwert und Fluktuation) vereinfacht werden. Einführung von turbulenten Diffusionskoeffiziente. Vertikale Geschwindigkeiten sind klein dh. die vertikale Corioliskraft ≅ 0, dadurch fällt der Advektionsterm weg. Somit hat die Gleichung nur noch horizontale Komponenten (von 3D auf 2D reduziert)
Beschleunigung(2D) = {Druck, Coriolis, Turbulenz}
Lösungen dieser Gleichung (Vereinfachungen und Spezialfälle) führen zu folgenden Modellen, welche jeweils gewisse Phänomene erklären:
Trägheitsströmung (bzw. Inertialströmung)
Ekman Strömung
Geostrophe Strömung

Die Coriolisbeschleunigung ist die Ablenkung von bewegten Körpern an der Erdoberfläche, ervorgerufen wird diese Kraft durch die Erdrotation.
$Du/dt = f * v$ mit dem Coriolisparameter $f = 2\omega * \sin\theta$
f ist abhängig von der Erdumdrehung ω und dem Breitengrad θ. Je nach Breitengrad wirkt die Corioliskraft in eine andere Richtung. Auf der Nordhalbkugel wirkt sie nach rechts, auf der Südhalbkugel nach links und am Äquator wirkt die Corioliskraft nicht.(**NHK: rechts, SHK: links**)
(H7)

Annahmen: keine Druckgradienten, Reibungsfrei dh keine Turbulenz
Bewegungsgleichung: Beschleungung(2D) = {Coriolis}
Lösung: Kreisbewegung als Funktion des Coriolisparameters f
Folgerungen:
1. Kreisbewegung besitzt eine konstante Geschwindigkeit und eine eindeutige Richtung: NHK: rechts herum, SHK: links herum
2. Periode, welche nur von dem Breitengrad abhängt
Folgende Beobachtung konnte mit diesem Modell erklärt werden:
Rotierende Strömungen im Lake Issy-Kul (42.5°N). Die beobachtete konstante Periode stimmt mit der Berechnung des Modells überein
(H9)

Ekman Strömung

Geostrophe Strömung

Upwelling und Downwelling

Grenzen des Up-/Downwelling

Wie es in der Atmosphäre ein Kräftegleichgewicht zwischen Druck und Corioliskraft gibt, gibt es im Wasser ein Kräftegleichgewicht zwischen der Geostrophischen Strömung und der Ekman Strömung. Die Geostrophe Strömung entsteht indirekt aus de Ekman Strömung (Druckgradienten) und wirkt dieser entgegen. **Annahmen:** Reibungsfrei, Stationär
Bewegungsgleichung: 0 = {Druck, Coriolis} **Lösung:** kompliziert
Folgerungen:
1. Strömungen entstehen immer senkrecht zu den Druckgradienten
2. NHK: Grosser Druck in Strömungsrichtung nach rechts (? H18)
$p_{Ost} > p_{West}$ führt zu N-Strömung, $p_{Nord} > p_{Süd}$ führt zu W-Strömung dh Hochdruckgebiete drehen im Gegenuhrzeigersinn (stimmt das?)
3. Druckgebiete können auf zwei mögliche Arten entstehen (Skizze H18u):
barotrop, durch Wind erzeugte Druckgebiete: Auslenkung an der Oberfläche, Isobaren paralell zu Isophyken (Linien gleicher Dichte)
baroklin, durch Wassermassen erzeugte Druckgebiete (bei schwachem Wind): Horizontale Isobaren und variable Isophyken schneiden sich, keine Oberflächenauslenkung
Ozean-Modelle (barotrop + baroklin), See-Modelle (baroklin)
Folgende Beobachtung konnte mit diesem Modell erklärt werden:
Die grossräumigen Wirbel und Strömungen der Ozeanbecken, welche mit dem Meeresrelief korrelieren

Annahmen: keine Druckgradienten, horizontal reibungsfrei dh keine Turbulenz, stationär dh Beschleunigung = 0
Bewegungsgleichung: 0 = {Coriolis, vertikale Turbulenz}
Lösung: kompliziert
Folgerungen:
1. Die vertikale Turbulenz erzeugte der Wind
2. Oberfläche: Strömungsgeschwindigkeit maximal, Strömungsrichtung ist 45° zur Windrichung verschoben
3. Tiefe: Strömungsgeschwindigkeit nimmt mit der Tiefe exponentiell ab, Strömungsrichtung verändert sich mit der Tiefe spiralförmig
4. Mittlerer Wassertransport ist 90° zur Windrichtung verschoben
Die Folgerungen sind in der Ekman Spirale zusammengefasst (H12)
Folgende Beobachtungen konnte mit diesem Modell erklärt werden:
Die Oberflächenströmungen des Ozeans weit entfernt von den Rändern sind tatsächlich 45° zur Windrichtung verschoben.
Die Phänomene des Up- und Downwelling an den Küsten und im Ozean (untersch. Meereshöhen), sowie das Folgephänomen von stark schwankenden Fischpopulationen (H10)

Nach dem Modell des Ekman Transports sollte es am Äquator kein Upwelling geben, da keine Corioliskraft. Die Satelliten zeigen jedoch ein Upwelling-Phänomen am Äquator

.

Upwelling ist zu beobachten, wenn an einer Küste der Wind aus der geeigneten Richtung bläst um via Ekman Transport das Oberflächenwasser von der Küste ins Meer transportiert. Der Abtransport des warmen Oberflächenwassers zieht kaltes, nährstoffreiches Tiefenwasser nach. Dank diese „hochwertigen“ Wassers vermehren sich die Fische an der Küste stark.
Downwelling: Umgekehrter Fall, geeigneter Wind, warmes, nährstoffarmes Oberflächenwasser zur Küste, weniger Fische, kaltes, nährstoffarmes Tiefenwasser wird in der Tiefe Richtung Meer verschoben.
Folgende Beobachtung konnte mit diesem Modell erklärt werden:
Upwelling an den Küsten zB Südamerikas, Downwelling in zB Australien konnten durch Satellitenmessungen der SST (See Surface Temperature) und der Chlorophyll a-Konzentrationen bestätigt werden
Beobachtungen der Koppelung von Up-/Downwelling mit Zyklonen. Zyklone (kreisende Windströmungen) sind mit Druckgradienten gekoppelt, welche durch das Up-/Downwelling auf der Meeresoberfläche entstehen (Ekman Pumping H16)
Satelliten zeigen, dass das Meer keine glatte oberfläche hat, sondern ein Wasserrelief von einigen dm zeigt. Diese Relief wird durch das Ekman Pumping erzeugt.

Globaler Conveyerbelt (Globale Ozeanströmungen):
Welche Modelle existieren? Welche Kräfte sind in welchen Modellen berücksichtigt? Welche Strömungen sind noch nicht modelliert?

Der Vierwaldstädtersee als helvetischer Ozean

Lösungsgleichgewicht von Gasen in Wasser

Entstehung von Gasblasen als Folge der Übersätigung
(Rechnungsbeispiel 4.4)

Der Vierwaldstädtersee besteht aus verschieden tiefen Becken, welche Wasser unterschiedlicher Dichte beinhalten. Die Strömungen zwischen den Becken verhalten sich analog zu den globalen Meeresströmungen, deshalb ist der Vierwaldstädtersee ein gutes Ozeanmodell.

Typ	Stationär	Druck	Coriolis	Reibung/Wind
Trägheitsströmung	nein	nein	ja	nein
Ekman Strömung	ja	nein	ja	ja
Geostr. Strömung	ja	ja	ja	nein

In den Modellen fehlt der Einbezug der Dichteunterschiede, welche einen Wasser- und Stofftransport in der Vertikalen zur Folge hat.
Diese drei Modelle erklären erst Oberflächenströme, für die Tiefenwasserbildung existiert noch kein Modell. Noch nicht geklärte Phänomene sind der kalte, salzige Nordatlantik und Weddelsee, welche über erdumspannende Oberflächen-/Tiefenwasserströme verbunden sind. Ziel ist ein Modell für welche alle globalen Ozeanströmungen zusammenfasst.

Wichtige Formeln:
$p = c/\lambda$; **$p(z)=p0+\alpha*z$** mit
p(z): max. möglicher Gasdruck im Wasser ohne Blasen
z: Wassertiefe
p0: Luftdruck an der Wasseroberfläche
$\alpha(T)$: siehe Tabellen

Bedingung für die Bildung von Gasblasen:
Wenn die Summe der Einzeldrücke der gelösten Gase grösser als p(z) ist bilden sich Gasblasen

Gesetz von Henry: **$p = H_C * C_W$**
p: Partialdruck der Substanz i (entspricht Cg)
H_C: Henry Koeffizient, $H_C = R*T*K_H$ mit $K_H = C_G / C_W$, also $H_C \propto K_H$
C_W /: C_G Konzentration der Substanz im Wasser / in der Gasphase
Analog zum Gesetz von Henry: **$C_W = \lambda*p$**
$\lambda = 1/ H_C$, wenn T steigt wird λ kleiner, da $H_C \propto T$

Achtung: **Reaktive Gase:**
Für reaktive Gase stellt die GG-Konzentration mit der Atmosphäre nicht ein direktes Mass (über H_C) für die im Wasser speicherbare Menge dieses Gases dar. zB die totale CO2-Konzentration im Wasser. welche via rasche GG-Reaktionen in H2CO3 usw transformiert werden kann hängt auch noch vom pH und Alkalinität des Wassers ab.
Wichtige Gase im Wasser sind O2, N2, CO2, H2, S, CH4, NH3

Beobachtungen zur Gaslöslichkeit

Barometerformel

Randmischung eines Sees

1-Schicht Modell

Die Abnahme des Luftdrucks berechnet sich aus der Barometerformel:
p(h) = p0 *e^(h/8300)
p0: mittlere totale Luftdruck auf Meereshöhe (1 atm)
h: Höhe über Meer

1. Je höher die Temperatur ist, desto weniger Gase können gelöst werden. Dies gilt nur bis 60°C. zB In einem heissen Sommer kann im See weniger Sauerstoff gelöst werden, deshalb gibt es viele tote Fische.
2. Im Wasser löst sich nur 2mal soviel N2 wie O2, obwohl die Luft N2 zu O2 im Verhältnis 4:1 enthält. Der Grund der schlechten N2 Löslichkeit ist die Molekülgrösse von N2.
3. Gase sind nicht gleich Gase. Es gibt inerte und reaktive Gase, die sich sehr unterschiedlich lösen. ZB Löslichkeit von CO2 ist eine Funktion von Temp, Druck, pH, Geologie, ...
4. Tiefer unten im Wasserkörper können sich mehr Gase lösen als oben, da unten ein höherer Druck herrscht.

Vorraussetzung: Grosses H_C dh schlecht lösliche Substanzen, welche schnell in die Atmosphäre transportier werden (zb O2)
Fluss: $\mathbf{F = v_{tot} * (C_W - C_S) = v_{tot} * (C_W - \lambda^i * p^i)}$
F: Fluss vom Wasser in die Atmosphäre
C_W/C_S: aktuelle und Sättigungskonzentration bzw. gelöste Konzentration und Gaskonzentration
vtot: Austauschgeschwindigkeit vom Wasser in die Luft

Für die Austauschgeschwindigkeit $\mathbf{v_{tot}}$ existieren verschiedene physikalische Modelle: Das **Oberflächenfilm-Modell** und das **Austuschmodell.**

Oberflächenwasser dringt vom Rand des Sees bis in grosse Tiefen vor und verändert dort die Stoffgradienten (Knick am Ende der Kurve H1)

1-Schichtmodell: Oberflächen-Modell

1-Schichtmodell: Austauschmodell

1-Schichtmodell: Vergleiche der beiden Modelle

2-Film Modell

Annahme: Durch Turbulenz wird ein zeitabhängiger Diffusionsprozess in Gang gebracht, der Wasser mit der Konzentration C aus dem innern des Wasserkörpers in Kontakt mit der Luft, welche die GG-Konzentration Cg besitzt, bringt.
(Skizze S4.6):

Austauschgeschwindigkeit: $v_{tot} = D_W^{\wedge ½} * \text{Konstante}$
$\mathbf{v_{tot} \propto D_W^{\wedge ½}}$ gilt für **grosse Windgeschwindigkeiten**: $u_{10m} < 6$ m/s
dh $\mathbf{v_W}$ ist hauptsächlich **windbestimmt.**

Annahme: Die Phasengrenzen der Wasseroberfläche werde durch stagnierende Grenzschichten gebildet, in denen nur molekulare Diffusion möglich ist.
(Skizze S4.6):

Luft: Der Partialdruck des Gases an der Wasseroberfläche ist ähnlich demjenigen in höheren Luftschichten, da rascher Transport durch die Gas-Grenzschicht wegen hohem Henrykoeffizienten
Wasser: Die Grenzschicht im Wasser stellt den **entscheidenden Transfer-Widerstand** des Gasaustausches dar. Es bildet sich sehr rasch eine stationäre Konzentrationsverteilung in der Grenzschicht, welche linear von der GG-Konzentration C_G zu der Wasserkonzentraion C_W verläuft.
Austauschgeschwindigkeit: $v_{tot} = D_W / d_W$
$\mathbf{V_{tot} \propto DW}$ gilt für **kleine Windgesch**windigkeiten $U_{10m} > 6$m/s
D_W: molekularer Diffusionskoeffizient des Gases im Wasser
d_W: Dicke der Grenzschicht
d_W wird als konstant angenommen, daraus folgt $D^i_W/v^i_W = D^j_W/v^j_W$ dh sobald ein v^i bekannt ist sind alle anderen auch bekannt.

Effektiv existieren 2 Grenzflächen, je 1e im Wasser und 1e in der Luft (Skizze H5)
$\mathbf{1/v_{tot} = 1/v_W + 1/(v_G*K_H)}$, mit $K_H=v_G*H_C*RT^{-1}$, dh $\mathbf{K_H \propto H_C}$
Es existieren 2 Fälle:
$v_W << v_G*K_H$, dann ist $\mathbf{H_C}$ **gross** (schlecht lösliches Gas)
→ **flüssig Film kontrolliertes Modell**
$v_W >> v_G*K_H$, dann ist $\mathbf{H_C}$ **klein** (gut lösliches Gas)
→ **Gasfilm kontrolliertes Modell**

Bemerkungen:
$\mathbf{v_G = f(v_{Wind})}$ und $\mathbf{v_W \cong 10^{-3} v_G}$, da das Wasser 10^3 mal dichter ist.
$v_{tot} = v_{tot}(H_C)$ dh $\mathbf{H_C}$ **kontrolliert den Gasaustausch**
Das 2Film-Modell ist das beste Modell

Die Messungen erlauben keinen eindeutigen Entscheid zwischen den beiden Modellen, doch scheint: Bei hohen Windgeschwindigkeiten scheint das Austauschmodell zu stimmen. Bei ungestörter Wasseroberfläche scheint das Oberflächenfilm-Modell passend

Typische Austauschgeschwindigkeiten von Gasen:
01. bis 4.5 Meter pro Tag. Die Austauschgeschwindigkeit ist abhängig von der Grenzschichtdicke, welche von der Windgeschwindigkeit über der Wasseroberfläche abhängt.

Gasaustausch im Fluss

Gasaustausch im See

Hydrosphäre, RoKi

Prüfungen Sommer 2005

Erstellt durch
Tobias Bruderer

Hydrosphäre, RoKi

Prüfungen Sommer 2005

Erstellt durch
Tobias Bruderer

In Seen ist der Gasaustausch komplizierter als im Fluss zu modellieren, da zB der O2-Gehalt stark von den saisonalen Produktionsschwankungen im See abhängig ist. Nur während der Stagnationsperiode kann das Epilimnion als vollständig durchmischtes, mit der Atmosphäre in Kontakt stehendes System betrachtet werden. Dann könne die Gleichungen für den Gasaustausch in Flüssen angewendet werden. Dies gibt sehr **kleine Austauschraten (Menge pro Zeit)**
Dies erklärt das Phänomen einer schnell einsetzenden O2 Übersättigung bei Produktionsspitzen im See, da der Gasaustausch zu langsam für einen raschen Abbau des Sauerstoffs ist.

Annahme: Kein Wassertransport durch imaginäre Wände des Testvolumens
Vorgehen: Das aufstellen einer Bilanzgleichung führt zu einer Differentialgleichung mit folgenden Lösungen. Ein typischer Fluss fliesst mit 1 Meter pro Sekunde, ist 5m tief und tauscht sein im Wasser gelöstes Gas mit der Luftschicht mit einer Geschwindigkeit von 1 Meter pro Tag aus. Diese typischen Werte führen zu einer **Austauschzeit(=mittlere Tiefe/$v_{tot,Gasaustausch}$)**von 5 Tagen und einer **Austauschstrecke (=Austauschzeit*v_{Fluss})** von 430 km.**Folglich wirken Störungen** von Flüssen (zB Zufuhr von giftigen Gasen) **langsam und sehr weit.**

Analog gilt: Für den **Wärmeaustausch** in Flüssen kann gleich vorgegangen werden. Als Annahme gilt, das der Wärmeaustausch in Flüssen turbulent dh gut gemisch dh T ≅ konstant ist. Bilanz, Diffgleichung führen zu folgenden Lösungen für einen typischen Fluss: Austauschzeit ist 12 Tage (langsam), Austauschstrecke ist 1000 km (weit). → **langsam und sehr weit**

Hydrosphäre, RoKi

Prüfungen Sommer 2005

Erstellt durch
Tobias Bruderer

Hydrosphäre, RoKi

Prüfungen Sommer 2005

Erstellt durch
Tobias Bruderer