

6. Vertikale Mischung in stagnierenden Seen

In diesem Kapitel werden der Zuger- und der Luganersee behandelt. Diese beiden Seen weisen eine Reihe von Parallelen auf. Einkesselt zwischen Ausläufern der Alpen sind sie tief eingeschnitten und schwach durchflossen. Beide sind möglicherweise auch im natürlichen Zustand meromiktisch, d. h. es findet nicht in jedem Jahr eine Vollzirkulation statt. In den letzten Jahrzehnten wurden sie stark eutrophiert, was zu einer Verstärkung der Meromixis und der damit verbundenen Anoxie im Tiefenwasser geführt hat. Beide Seen weisen heute ein permanent anoxisches Hypolimnion auf.

Schon Torgersen et al. (1977) haben darauf hingewiesen, dass es interessant wäre, die ^3H - ^3He -Methode auf meromiktische Seen anzuwenden. Hier haben wir die Möglichkeit, gleich zwei solche Systeme zu untersuchen. Was sagt das Wasseralter über die Erneuerung des stagnierenden Hypolimnions aus? Wie verläuft die langfristige Entwicklung des Alters? Solche Fragen sollen mit Hilfe von Modellen beantwortet werden.

6.1. Zugersee: Experimentelle Daten

6.1.1. Beschreibung des Zugersees

Auffälliges äusseres Merkmal des Zugersees (Karte s. Fig. 6.1) ist die Verengung beim Chiemen, die den See in ein Nord- und ein Südbecken unterteilt. Diese Einschnürung spiegelt sich jedoch nicht in einer Unterwasserschwelle, so dass in der Tiefe keine Unterteilung des Wasserkörpers vorliegt. Der Seegrund fällt stetig von Norden nach Süden ab, bis im Südbecken mit 197 m die grösste Tiefe erreicht wird.

Bei den hydrologischen und orographischen Daten (Landeshydrologie, 1990; Livingstone, 1992) ist vor allem die für Schweizer Seen ungewöhnlich grosse Aufenthaltszeit von 14 Jahren beachtlich (Tab. 6.1). Die geringe Durchflutung könnte sich ungünstig auf die Erneuerung des Tiefenwassers auswirken. Die meteorologischen Daten wurden aus Mittelwerten umliegender Stationen (Zugerberg, Schwyz, Luzern und Wädenswil) der Jahre 1981-87 gewonnen (SMA, 1981-1987). Sie werden für die Abschätzung der Verdunstung nach (2.28) verwendet.

Die limnologische Entwicklung des Zugersees in den letzten Jahrzehnten ist gut dokumentiert. Der Kanton Zug führte regelmässige Messungen wichtiger Parameter wie Temperatur, Leitfähigkeit, Sauerstoff und Phosphor durch. Anfang der achtziger Jahre untersuchte die EAWAG den See für ein Gutachten über geplante Sanierungsmassnahmen (EAWAG, 1984). Darin ist die fortschreitende Eutrophierung in den 60er und 70er Jahren und der damit verbundene Rückgang des Sauerstoffinhalts im Hypolimnion

festgehalten. Aus den Temperaturmessreihen lässt sich schliessen, dass die Durchmischungstiefe im Zugersee seit 1950 nur selten 100 m überstieg und nie eine Vollzirkulation stattfand (Müller, 1993). Der Zugersee ist mithin permanent stratifiziert.

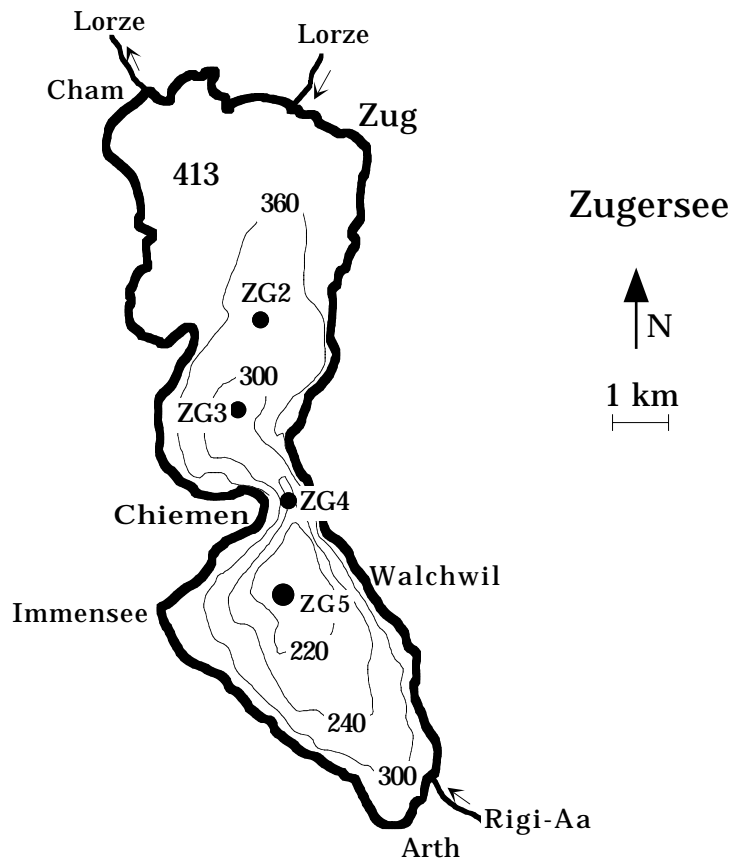


Fig. 6.1. Karte des Zugersees mit den Probenahmestellen ZG2 bis ZG5 (OTS-Daten). Hauptprobenahmestelle ($^3\text{H}/\text{He}$ und OTS) ist ZG5, an der tiefsten Stelle des Sees (197 m). Die Höhenlinien sind mit Angaben in m. ü. M. versehen.

Oberfläche	38.3 km ²	Pegelhöhe	413 m
Volumen	3.20 km ³	Luftdruck	968.6 mbar
Maximale Tiefe	197 m	Lufttemperatur	9.5 °C
Mittlere Tiefe	83.6 m	Rel. Feuchte	76 %
Abfluss	7.1 m ³ /s	Windgeschw.	1.9 m/s
Aufenthaltszeit	14.3 a	Niederschlag	1.5 m/a

Tab. 6.1. Orographische, hydrologische und meteorologische Daten des Zugersees. Die Meteodaten sind gemittelte Jahresmittelwerte nahegelegener Stationen von 1981-87.

Zur Zeit wird an der EAWAG ein neues Gutachten über den Zugersee erstellt, in dessen Rahmen ein Teil der hier besprochenen Daten erhoben wurde. ^3H - ^3He -Proben wurden an vier Zeitpunkten zwischen August 1991 und Mai 1993 entnommen (16.8.91, 2.4.92,

18.11.92 und 5.5.93). Es wurden jeweils Profile an der tiefsten Stelle (ZG5 in Fig. 6.1) genommen, daneben vereinzelte Proben aus dem Nordbecken (Stelle ZG3). Die ^3H - ^3He -Probenahme war stets begleitet von Temperatur-, Leitfähigkeits- und Sauerstoffmessungen mit der OTS-Sonde (s. Kap. 4.2.2). Die detaillierten ^3H - ^3He -Resultate sind im Anhang C1 aufgeführt. Im folgenden werden die Daten kurz besprochen.

6.1.2. Temperatur, Leitfähigkeit und Sauerstoff

Fig. 6.2 zeigt die an der tiefsten Stelle mit der OTS-Sonde aufgenommenen Profile im Tiefenbereich unterhalb 40 m. Bei der Temperatur (Fig. 6.2a) sticht das ausgeprägte Temperaturminimum in 80 m Tiefe im April 1992 ins Auge, das als Relikt der winterlichen Abkühlung und Zirkulation zu deuten ist (vgl. Imboden et al., 1987). Unterhalb 100 m nimmt die Temperatur infolge des geothermischen Wärmeflusses stets mit der Tiefe zu. Die daraus resultierende Destabilisierung der Wassersäule wird durch die Zunahme der Leitfähigkeit (Fig. 6.2b), d. h. der Konzentration gelöster Ionen, mehr als wettgemacht. Im Temperaturbereich um $4.5\text{ }^\circ\text{C}$ wird die durch einen Temperaturanstieg von $0.1\text{ }^\circ\text{C}$ bedingte Dichteabnahme bereits durch einen Leitfähigkeitsanstieg von rund $1\text{ }\mu\text{S/cm}$ kompensiert.

Die Stabilität N^2 (Fig. 6.2c) nimmt mit der Tiefe ab bis in rund 140 m, wo sie ein Minimum von ca. $2 \cdot 10^{-7}\text{ s}^{-2}$ erreicht. Im untersten Bereich ist die Schichtung wieder etwas stärker. Ausserordentlich schwach geschichtet war das Hypolimnion im November 1992 zwischen 100 und 170 m Tiefe. Zwischen 120 und 140 m resultieren sogar negative N^2 -Werte (fehlende Punkte in Fig. 6.2c), was instabile Schichtung bedeutet. Wichtig zum Verständnis ist das Verhältnis der gegenläufigen Beiträge von Temperatur und Salinität zur Dichteschichtung. Das dimensionslose Dichtegradientenverhältnis R_ρ ist allgemein definiert als (Imboden und Wüest, in Vorbereitung):

$$R_\rho \equiv \frac{\text{Stabilität aufgrund der stabilisierenden Komponente}}{\text{Instabilität aufgrund der destabilisierenden Komponente}} \quad (6.1)$$

Im Hypolimnion des Zugersees wirkt die Leitfähigkeit stabilisierend (sog. "diffusive regime"). Daher gilt (vgl. Wüest et al., 1992):

$$R_\rho = \frac{\beta_\kappa \cdot \partial\kappa_{20}/\partial z}{\alpha \cdot \partial T/\partial z} \quad (6.2)$$

wobei $\alpha \equiv -\frac{1}{\rho} \frac{d\rho}{dT}$ der thermische Ausdehnungskoeffizient

und $\beta_\kappa \equiv \frac{1}{\rho} \frac{d\rho}{d\kappa_{20}}$ der haline Kontraktionskoeffizient ist.

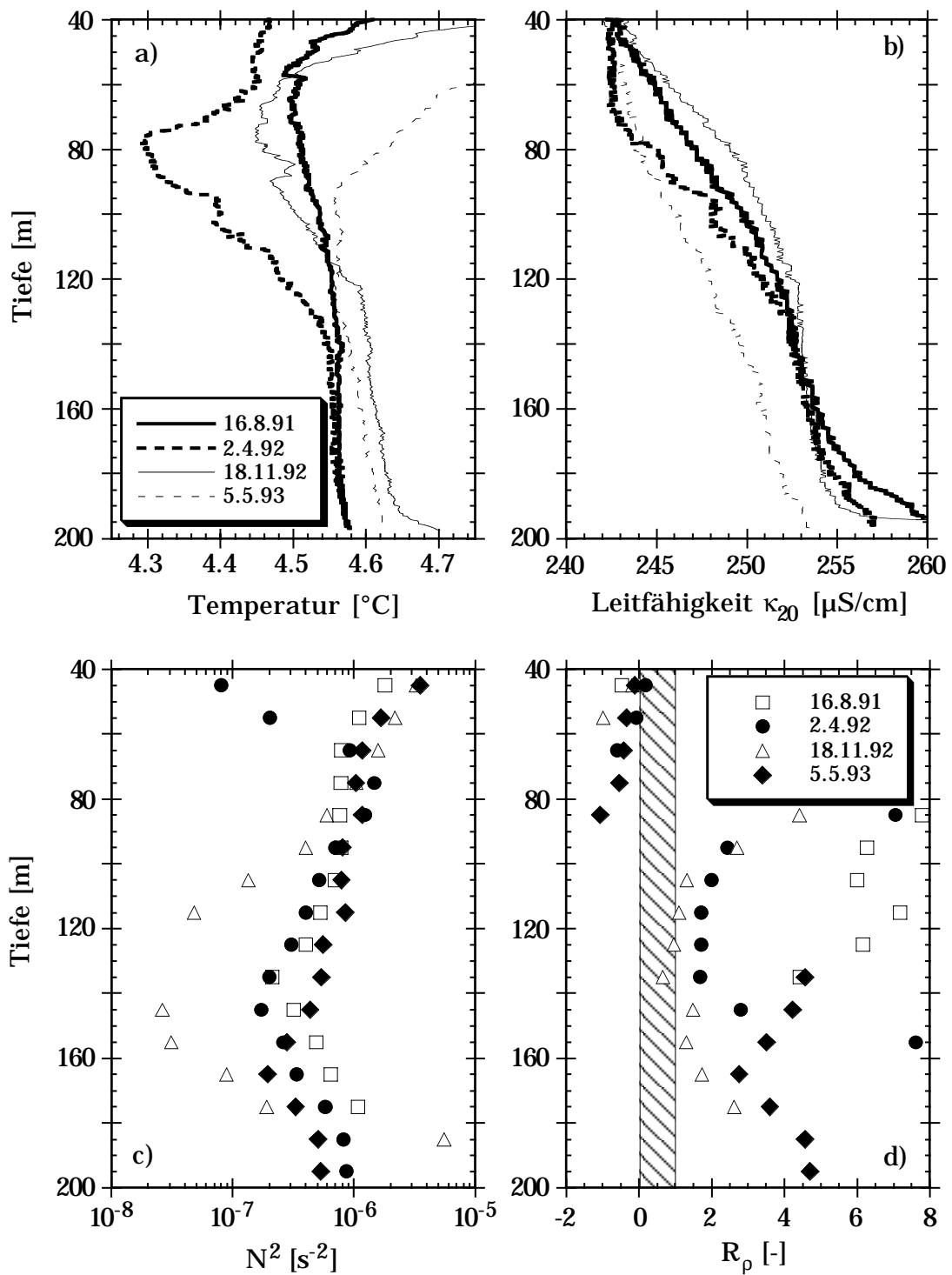


Fig. 6.2. Thermische und chemische Schichtung an der tiefsten Stelle (ZG5) im Zugersee aus Profilen mit der OTS-Sonde. Dargestellt ist der Tiefenbereich unter 40 m. a) Temperatur. b) Leitfähigkeit (Legende s. a). c) Stabilität N^2 , gemittelt über 10m-Schichten (Legende s. d). d) Dichtegradientenverhältnis R_p , ebenfalls für 10m-Schichten. Der schraffierte Bereich entspricht instabiler Schichtung. Diskussion der darin liegenden Punkte s. Text.

Für die Berechnung von R_p wurde (6.2) auch oberhalb des Temperaturminimums angewandt, obwohl dort beide Komponenten stabilisierend wirken (negative Werte in Fig. 6.2d). Seine korrekte Bedeutung erlangt R_p erst unterhalb 80 m Tiefe. Für $0 < R_p < 1$ ist die Schichtung instabil (schraffierter Bereich in Fig. 6.2d), während bei $R_p > 1$ die Stabilität durch die Leitfähigkeit gegen den Einfluss der Temperatur aufrechterhalten wird. Wenn $1 < R_p < 2$ gilt, ist die Schichtung zwar stabil, aber es kann erhöhte Mischung durch Doppeldiffusion auftreten (Wüest et al., 1992). Dieses Phänomen ist die Folge der viel grösseren molekularen Diffusivität von Wärme im Vergleich zu Salz.

Fig. 6.2d zeigt, dass R_p im April und November 1992 zwischen 100 und 170 m Tiefe Werte um oder unter 2, im November zwischen 120 und 140 m sogar unter 1, erreichte. Die kleinen R_p -Werte im April sind die Folge des Temperaturminimums in 80 m Tiefe. Sie spiegeln sich nicht in tiefen N^2 -Werten. Im Herbst 92 dagegen sind die Gradienten in einer 60 m dicken Schicht sehr gering (Fig. 6.3). Die scheinbare Instabilität ist daher möglicherweise ein Artefakt der ungenügenden Auflösung der Sonde.

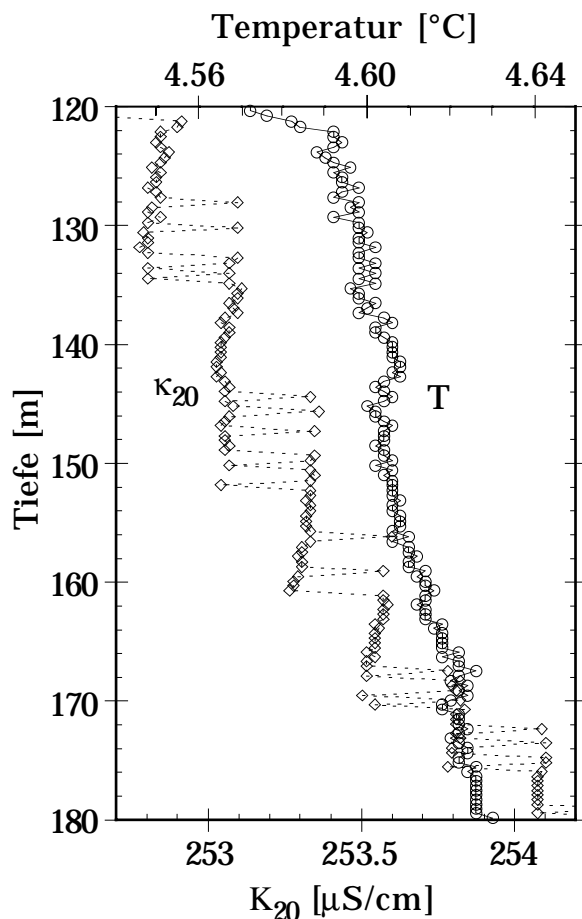


Fig. 6.3. Ausschnitt der Temperatur- und Leitfähigkeitsprofile im Nov. 92. In diesem Bereich sind die Gradienten äusserst klein. Bei κ_{20} wird die endliche Auflösung der OTS-Sonde sichtbar. Die Skalen sind so gewählt, dass gleiche Steigungen gleichen Dichteänderungen entsprechen.

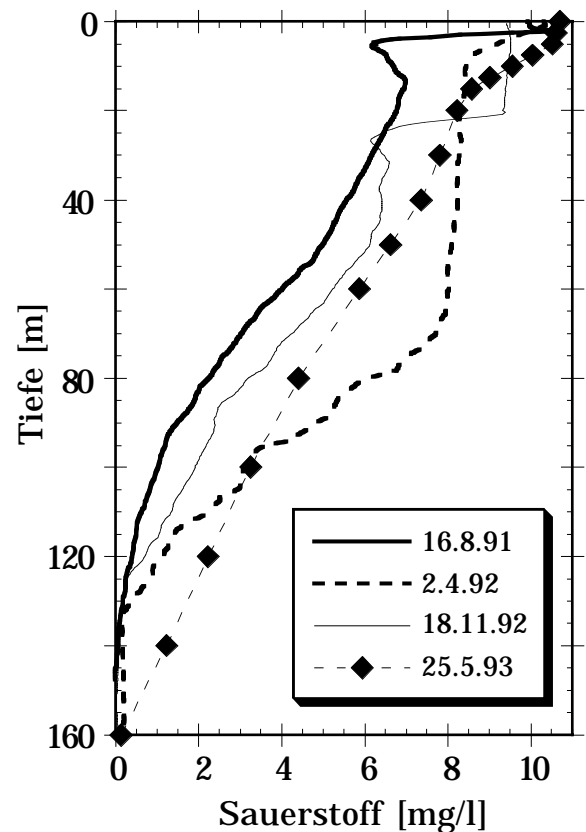


Fig. 6.4. Gelöster Sauerstoff im Zugersee. Daten von der OTS-Sonde (mit Winklerproben kalibriert), ausser für Mai 1993 (Ausfall). Als Ersatz sind Winklermessungen des Kantons Zug dargestellt.

Die aussergewöhnlich homogenen Verhältnisse im November 92 deuten auf starke Mischung im vorangehenden Sommer hin. Die kleinen R_p -Werte im April und November lassen vermuten, dass Doppeldiffusion eine Rolle gespielt haben könnte. Beachtlich ist auch die Temperaturzunahme um ca. $0.06\text{ }^\circ\text{C}$ im gesamten Hypolimnion. Diese kann weder durch den geothermischen Wärmefluss (zu klein) noch durch Wirbeldiffusion (falsches Vorzeichen des Gradienten) erklärt werden.

Die Konzentrationsprofile von gelöstem Sauerstoff, dem dritten mit der OTS-Sonde gemessenen Parameter, sind in Fig. 6.4 dargestellt. Die Sauerstoffkonzentration nimmt im Zugersee unterhalb der Thermokline praktisch linear ab und verschwindet in ca. 130 m Tiefe. Darunter ist das Wasser permanent anoxisch. Im mittleren Tiefenbereich ist eine jahreszeitliche Variation festzustellen mit hohen Werten im Frühjahr nach der teilweisen Zirkulation und tiefen Werten im Herbst.

6.1.3. Tritium, Helium und Wasseralter

Die Tritiumkonzentration (Fig. 6.5a) im Hypolimnion des Zugersees ist mit rund 50 TU deutlich höher als im rezenten Zufluss ($\approx 18\text{ TU}$, s. Kap. 2.4.3). An der Oberfläche sind die Werte tiefer, aber ebenfalls nicht im Gleichgewicht mit der atmosphärischen Tritiumkonzentration. Offensichtlich hat der See Tritium aus der Zeit des Bombenpeaks gespeichert. Der Tritiumgehalt nimmt von August 1991 bis November 1992 gleichmässig ab, was eine zuverlässige Vorhersage für den Mai 1993, wo noch keine Messdaten vorliegen, erlaubt.

Trotz der verhältnismässig grossen Fehler der Tritiumdaten erlauben sie eine erste Aussage über die Wassererneuerung im Zugersee. Dazu wird die Abnahmerate des Tritiuminhaltes von August 91 bis November 92 berechnet und mit der radioaktiven Zerfallskonstante verglichen. Für den gesamten See beträgt die Abbaurate $(0.104 \pm 0.009)\text{ a}^{-1}$, deutlich grösser als die Zerfallsrate von 0.0558 a^{-1} . Erklärt man die Differenz durch Verdünnung mit Wasser von 18 TU (Tritiumaustausch durch Verdunstung vernachlässigt), ergibt sich eine Wasseraustauschrate von ca. 7.5 % pro Jahr, in perfekter Übereinstimmung mit der Aufenthaltszeit von 14 Jahren. Im tiefen Hypolimnion unterhalb 140 m Tiefe nimmt der Tritiuminhalt hingegen nur noch mit einer Rate von $(0.073 \pm 0.013)\text{ a}^{-1}$ ab. Der radioaktive Zerfall ist der vorherrschende Abbauprozess. Die etwas höhere Rate deutet auf ca. 25 % Beimischung von Wasser aus geringeren Tiefen hin.

Das ^4He (Fig. 6.5b) zeigt eine leicht zunehmende Tendenz mit der Tiefe. An der Oberfläche streuen die $\Delta^4\text{He}$ -Anomalien um null, während sie im Tiefenwasser bis zu 3 % erreichen. Aufgrund der grossen Messfehler und des Resultates aus Kap. 4.2.3, wonach ein gewisser Heliumüberschuss möglicherweise systematischer Natur ist, ist nicht sofort klar, ob die beobachteten Anomalien signifikant sind.

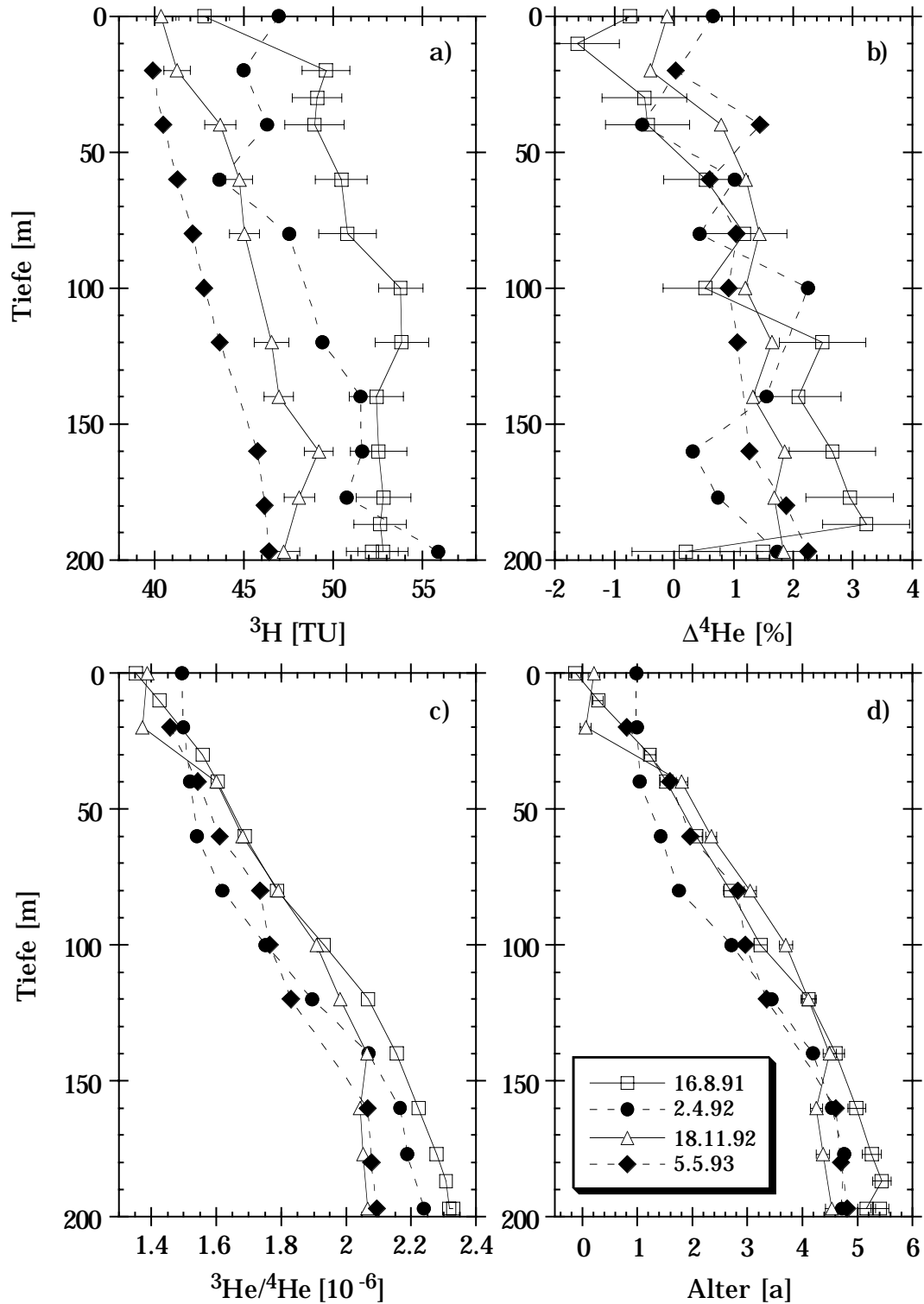


Fig. 6.5. Tritium-, Helium- und Altersprofile im Zugersee. Bedeutung der Symbole s. bei Fig. 6.5d.
 a) Tritium. Das Profil vom 5.5.93 stammt aus einer Modellrechnung, da noch keine Messdaten vorliegen. b) Heliumüberschüsse in Δ -Notation. c) $^3\text{He}/^4\text{He}$ -Verhältnisse. d) Wasseralter. Die Fehler sind jeweils exemplarisch für einzelne Profile gezeigt, sofern sie grösser als die verwendeten Symbole sind.

Eine statistische Analyse der Tiefenabhängigkeit der ^4He -Überschüsse zeigt, dass die Daten nicht konsistent mit der Annahme eines konstanten $\Delta^4\text{He}$ -Wertes sind, aber gut zu der Hypothese einer linearen Zunahme mit der Tiefe passen. Eine Regression mit allen 42 Datenpunkten ergibt eine Steigung von $(0.012 \pm 0.002) \text{ \%}/\text{m}$. Da keine signifikanten Neonanomalien gefunden wurden (s. Fig. 4.4b), muss das zusätzliche Helium aus dem Untergrund stammen. Aufgrund geologischer Hinweise (vgl. Kap. 2.2.5) kann Helium aus dem Erdmantel ausgeschlossen werden. Im Falle von krustalem Helium mit einem $^3\text{He}/^4\text{He}$ -Verhältnis unter 10^{-7} kann das zugehörige ^3He bei der Berechnung des tritiogenen ^3He vernachlässigt werden. Dennoch wurde die Rechnung gemäss (4.18) mit einem Wert von $(6 \pm 4) \cdot 10^{-8}$ für R_{ter} durchgeführt.

Das $^3\text{He}/^4\text{He}$ -Verhältnis (Fig. 6.5c) zeigt mehr tiefenabhängige Struktur als das ^4He . Offensichtlich ist die Variation fast vollständig durch das tritiogene ^3He bedingt. Die ^3He -Profile verlaufen daher analog zum Isotopenverhältnis. Da die Tritiumprofile verhältnismässig flach sind, ist auch das Alter (Fig. 6.5d) annähernd proportional zum $^3\text{He}/^4\text{He}$ -Verhältnis. Im Epilimnion sind die Alter am kleinsten, erreichen aber im Frühling durch Einmischung von Wasser aus tieferen Schichten immerhin Werte bis zu einem Jahr. Unterhalb der Thermokline steigt das Alter nahezu linear an bis in 140 m Tiefe, wo das Profil abflacht.

Auf den ersten Blick variiert das Alter zeitlich wenig. Es scheint sich annähernd in einem stationären Zustand zu befinden. Im mittleren Tiefenbereich ist jedoch eine jahreszeitliche Dynamik festzustellen. Obwohl die Zirkulation nicht tiefer als 60 m reicht, verliert die mittlere Schicht während des Winters ^3He , das während des Sommers wieder akkumuliert wird. Die sommerliche Stratifikation wirkt als effiziente Barriere für den turbulenten Transport von Helium.

Im unteren Hypolimnion, wo das Alter nur wenig mit der Tiefe zunimmt, ist kein systematischer Jahresgang mehr festzustellen. Einer Abnahme des Alters im Winter 91/92 steht eine leichte Zunahme im folgenden Winter gegenüber. Überraschend ist die starke Verjüngung im Sommer 92. Vermutlich besteht ein Zusammenhang mit der schwachen Schichtung in diesem Zeitraum (vgl. Fig. 6.2c, d). Offensichtlich ist auch dieser unterste Wasserkörper im Zugersee keineswegs abgeschlossen. Über den untersuchten Zeitraum von 21 Monaten nahm das Alter nicht zu, sondern um mehr als ein halbes Jahr ab.

6.2. Vertikaler Diffusionskoeffizient im Zugersee

6.2.1. Berechnung von K_z aus den ^3H - ^3He -Daten

Da eine Zeitreihe von Heliumdaten vorliegt, kann die Bilanz-Gradient-Methode gemäss (5.47) angewandt werden. Dazu wurden die gemessenen ^3H - und ^3He -Profile interpoliert und die Inhalte in Meterschichten berechnet. In beiden Winterperioden ist eine

deutliche Abnahme des ^3He -Inhaltes zu verzeichnen, besonders oberhalb 100 m Tiefe, wo sich die winterliche Teilzirkulation ausgewirkt hat. Im Sommer dagegen scheint ein Umlagerungsprozess abzulaufen, der ^3He aus dem unteren Hypolimnion in mittlere Tiefen verfrachtet.

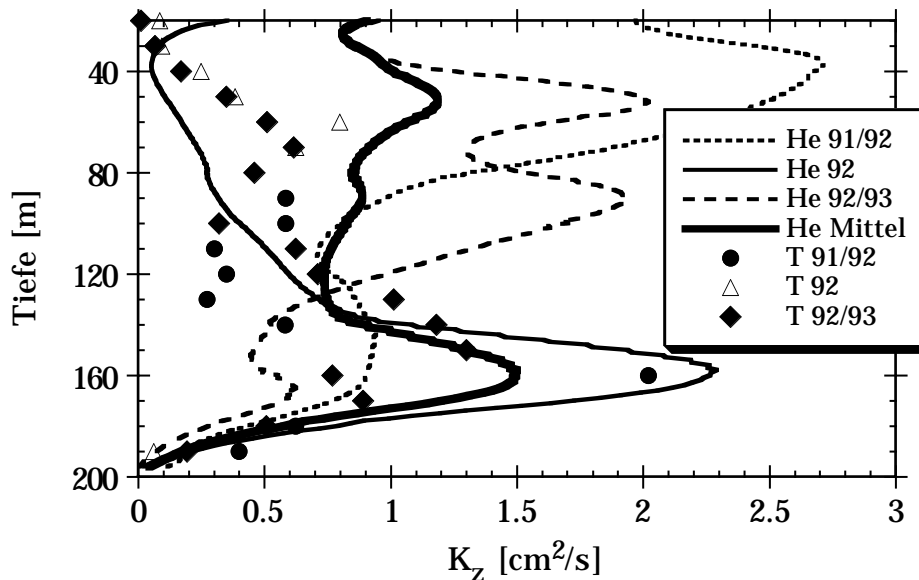


Fig. 6.6. Vertikaler turbulenter Diffusionskoeffizient K_z in Abhängigkeit der Tiefe im Zugersee. Gezeigt sind Resultate für die drei Perioden Winter 91/92, Sommer 92 und Winter 92/93 sowie der daraus berechnete Jahresmittelwert (Sommerprofil doppelt gewichtet). Kurven: Berechnet aus ^3H - ^3He -Daten. Punkte: Berechnet aus Temperaturdaten (wo dies möglich ist), gemittelt über 10 m-Schichten.

Fig. 6.6 zeigt die nach (5.47) berechneten vertikalen Diffusionskoeffizienten. In beiden Winterprofilen nimmt K_z mit der Tiefe ab. Die Werte oberhalb 80 bis 100 m sind durch die Teilzirkulation erhöht. Das Sommerprofil besitzt dagegen ein Minimum um 40 m ($K_z \approx 0.05 \text{ cm}^2/\text{s}$), das im Einklang steht mit früheren Messungen im Zugersee (Wüest, 1987; Imboden et al., 1987). Unerwartet hoch im Vergleich zu Literaturwerten für das Hypolimnion (z. B. Imboden et al., 1983; Wüest, 1987; Li, 1973) ist jedoch das deutliche Maximum in 160 m Tiefe ($K_z \approx 2.3 \text{ cm}^2/\text{s}$). Immerhin steht es im Einklang mit dem Minimum von N^2 und R_p in diesem Tiefenbereich (s. Fig. 6.2c und d). Qualitativ stimmt das Maximum im tiefen Hypolimnion auch mit den Vorhersagen eines Modelles überein, das die vertikale Mischung auf die durch Strömungen am Rand erzeugte Scherung zurückführt (Müller, 1993).

Leider haben wir zu wenig Daten um zu überprüfen, ob die starke Tiefenwassermischung im Sommer 92 typisch für die Jahreszeit oder eine Ausnahmerecheinung ist. Die OTS-Daten vom August 91 zeigen keine derart homogenen Bereiche wie im Herbst 92 (Fig. 6.2). Es ist daher fraglich, ob das aus dem Mittelwert der beiden Winterprofile und dem Sommerprofil von 1992 berechnete Jahresmittelprofil von K_z (Fig. 6.6) auch für andere Jahre repräsentativ ist.

6.2.2. Vergleich mit K_z aus Temperaturdaten und Interpretation

Um die Berechnung aus den ^3He -Daten zu überprüfen, wurde ein Versuch unternommen, K_z auch mit der klassischen Temperaturbilanz-Methode nach (5.46) zu berechnen. Dabei hat man jedoch mit einer Reihe von Problemen zu kämpfen:

- Da die Temperatur in rund 80 m Tiefe ein Minimum durchläuft (s. Fig. 6.2a) und folglich der vertikale Gradient dort verschwindet, kann die Methode in diesem Bereich nicht verwendet werden.
- Oberhalb 80 m gibt die Temperatur wie das Helium nur in der Sommerperiode sinnvolle Resultate. Die Resultate der beiden Tracer stimmen aber im Sommer 92 nur qualitativ überein (Anstieg von K_z zwischen 30 und 80 m).
- Unterhalb 80 m sind sowohl die zeitlichen als auch die räumlichen Temperaturgradienten sehr klein. Die Genauigkeit der K_z -Bestimmung hängt daher von der Auflösung und Langzeitstabilität der Sonde ab. Auch die Zuverlässigkeit der Korrektur für Wärmeflüsse am Sediment wird kritisch. Zusätzlich zum geothermischen Fluss von 0.12 W/m^2 (Finckh, 1981) liefern auch biochemische Prozesse einen Beitrag (Wüest, 1987).
- Die im Sommer 1992 beobachtete Erwärmung kann wegen des Vorzeichens des Temperaturgradienten nicht mit Fick'scher Diffusion erklärt werden. Sie ist weit grösser als mit Geothermie oder Langzeitinstabilität des Sensors erklärbar. Besondere Hochwasser, die zu abtauchenden Trübestömen hätten führen können, traten nicht auf. Es bleibt nur die Möglichkeit nicht-lokaler Mischungsprozesse, d. h. grossskaliger, sich in allen drei Dimensionen abspielender Umlagerungen (vgl. Wüest, 1987).

Im Frühling können sich horizontale Gradienten ausbilden, die zu dichtegetriebenen Strömungen führen. Am 2. April 92 wurden an vier Stellen entlang der Längsachse des Zugersees (s. Fig. 6.1) OTS-Profile aufgenommen. Die Dichte in gleicher Tiefe steigt generell von Süden nach Norden leicht an (Fig. 6.7). Die Dichteunterschiede sind fast ausschliesslich auf Leitfähigkeitsgradienten zurückzuführen. Das Bodenwasser im Engpass beim Chiemen (ZG4) ist gleich dicht wie am 30 bis 40 m tiefer liegenden Grund des Südbeckens. Imboden et al. (1987) haben darauf hingewiesen, dass windinduzierte Strömungen bei der Einschnürung des Seequerschnitts zu hohen Scherungen und damit verbundener Mischung führen können.

Als Hypothese zum Mischungsverhalten des Zugersees ergibt sich das folgende Bild: Unterschiedliche Tiefe und Windexposition führen im Winter zu Differenzen in Durchmischungstiefe und Dichte zwischen Nord- und Südbecken (vgl. Fig. 6.7 und Imboden et al., 1987). Daraus resultierende Ausgleichsströmungen, ev. verstärkt durch Windereignisse (Föhn), führen im Frühjahr insbesondere im Engpass beim Chiemen zu erhöhter Turbulenz, aber auch zu nicht-diffusiver Mischung. Möglicherweise werden solche Vorgänge begünstigt durch kalte Winter, die wie 1991/92 zur Bildung eines ausge-

prägten Temperaturminimums führen. Die dadurch verstärkte Temperaturinversion erhöht die Wahrscheinlichkeit des Auftretens von Doppeldiffusion. Derartige Prozesse könnten nach der Probenahme vom 2. 4. 92 zu der im November beobachteten Erwärmung und Homogenisierung im tiefen Hypolimnion geführt haben.

Diese Überlegungen werfen ein neues Licht auf die hohen K_z -Werte, die im Sommer 92 aus dem ^3He berechnet wurden. Wahrscheinlich ist die beobachtete Umschichtung im Sommer 92 massgeblich auf nicht-lokalen Austausch zurückzuführen. Das berechnete K_z ist als integrales Mass für die Folgen aller Prozesse im Tiefenwasser aufzufassen. Wir werden weiter unten sehen, dass ein über alles gemitteltes K_z durchaus sinnvolle Aussagen über die Langzeitentwicklung des Tiefenwassers im Zugersee erlaubt.

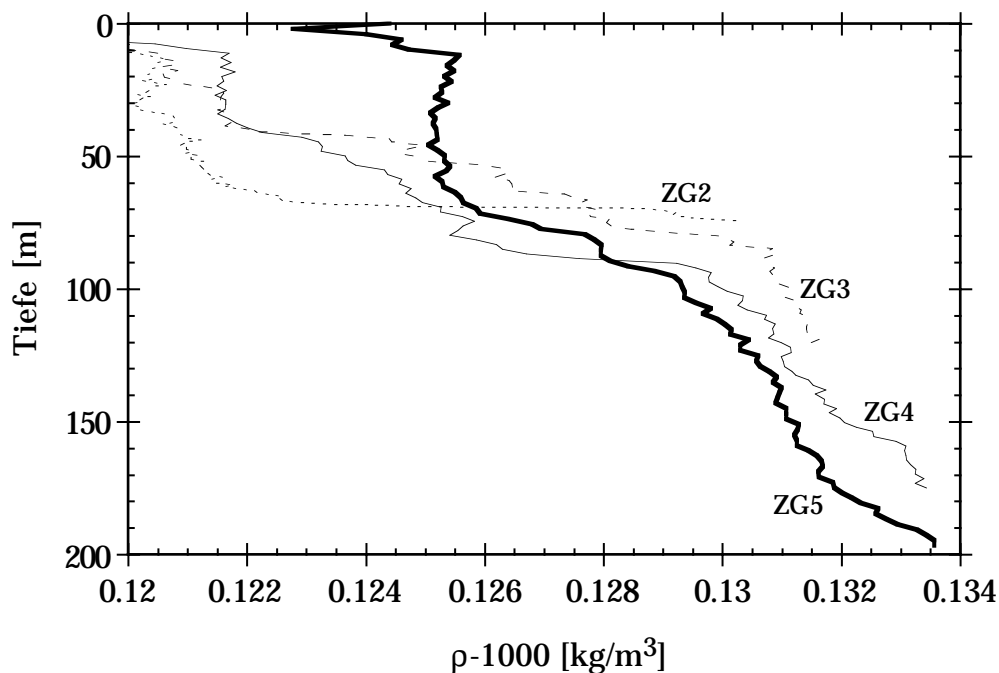


Fig. 6.7: Dichteprofile an 4 Stationen in der Längsachse des Zugersees (vgl. Fig. 6.1) im April 1992. Es bestehen systematische horizontale Dichteunterschiede.

Abschliessend ist zu bemerken, dass sich die beiden Tracer Helium und Temperatur bei der Bestimmung der vertikalen Diffusion in mancher Hinsicht ergänzen. Die Nachteile des Heliums sind der grosse experimentelle Aufwand und die geringe vertikale Auflösung. Dafür liegen im Tiefenwasser grosse räumliche und zeitliche Heliumgradienten vor, während die Temperaturänderungen oft minim sind. Im Tiefenwasser stagnierender Seen ergibt das Helium daher zuverlässigere Resultate, ist jedoch weniger sensitiv bei der Erkennung nicht-diffusiver Prozesse.

6.2.3. Sensitivität des CHEMSEE-Modelles für K_z

Die Relevanz der berechneten K_z -Werte soll in einem CHEMSEE-Modell für Tritium und Helium überprüft werden (vgl. Kap. 5.5.4). Als Ausgangspunkt werden die aus der Heliumbilanz gewonnenen K_z -Werte verwendet. In den Winterprofilen und im Jahres-

mittlprofil wird der Teil oberhalb 100 m durch einen linearen Rückgang auf null an der Oberfläche ersetzt. Dieser Verlauf entspricht eher der Realität solange eine Schichtung besteht, und spielt keine Rolle während der Absenkung der Epilimniontiefe.

Das Modell läuft von der ersten Probenahme (16.8.91) bis zur letzten (5.5.93) über einen Zeitraum von fast 21 Monaten. Wir vergleichen die ausgehend vom vorgegebenen Startprofil berechneten ^3He -Profile für den Mai 93 mit den experimentellen Resultaten.

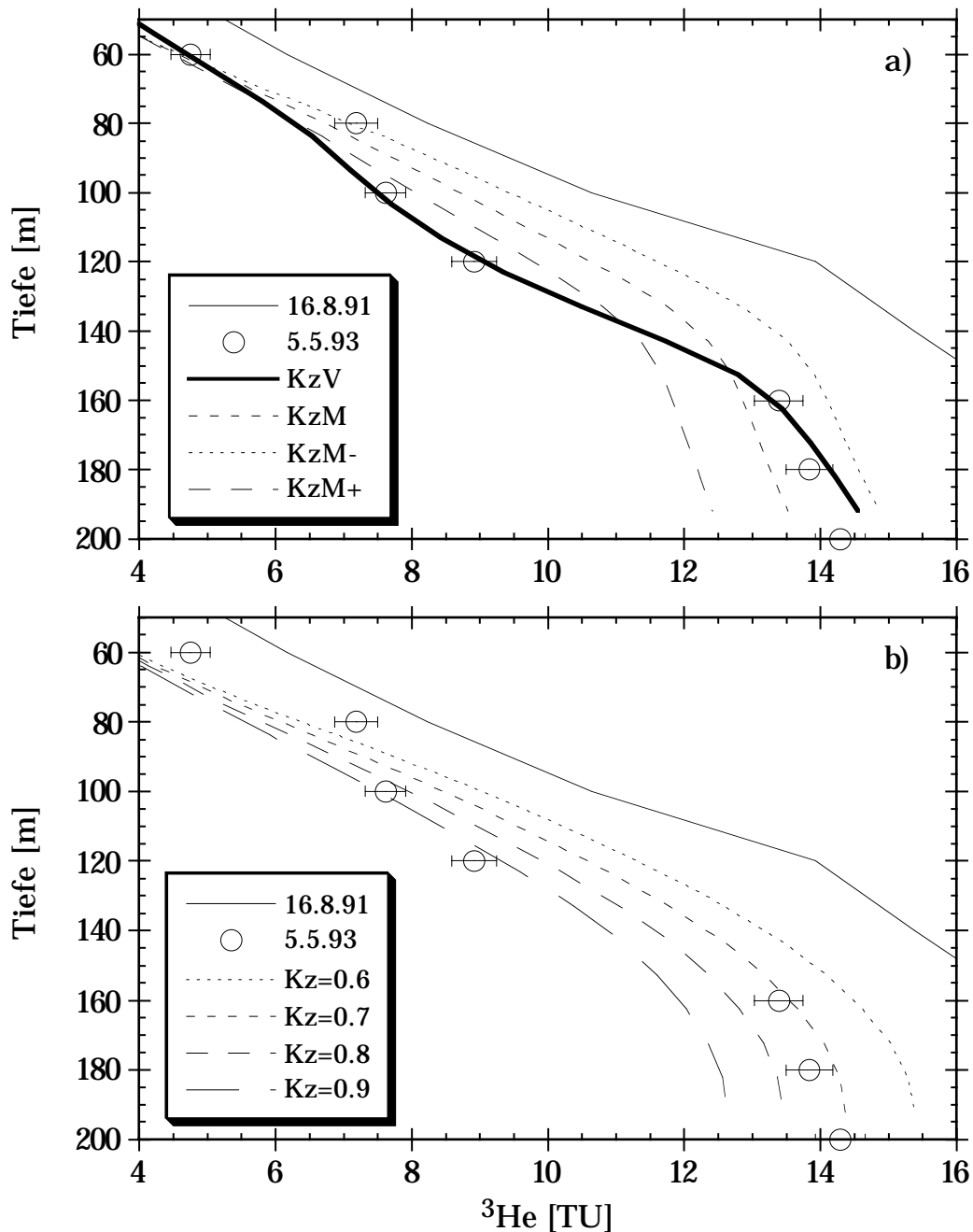


Fig. 6.8. Sensitivitätsanalyse für den Parameter K_z im CHEMSEE-Modell des Zugersees. Ausgehend von den Messdaten vom 16.8.91 wird bis zum 5.5.93 gerechnet. a) Modell KzV: Zeitlich variables K_z (s. Fig. 6.6). Modell KzM: Übers Jahr gemittelt K_z . KzM-: KzM um 20 % erniedrigt. KzM+: KzM um 20 % erhöht. b) Modelle mit tiefen- und zeitunabhängigem K_z zwischen 0.6 und 0.9 cm^2/s .

Der Parameter K_z wird im Modell systematisch variiert, und die resultierenden Veränderungen der Vorhersagen werden analysiert. Fig. 6.8 zeigt die Resultate einiger solcher Modellrechnungen. Die Modellkurven für verschiedene K_z -Werte sind nur im unteren Hypolimnion wesentlich voneinander verschieden und laufen gegen oben hin zusammen. Diese wichtige Tatsache ermöglicht die getrennte Anpassung von Diffusionskoeffizient und Gasaustauschgeschwindigkeit, da sich ersterer vor allem unten, letztere dagegen oben auswirkt.

Im Modell KzV (Fig. 6.8a) wird K_z gemäss Fig. 6.6 zeitlich variiert. Wie zu erwarten, sagt es die experimentellen Werte vom Mai 93 sehr gut voraus. Setzt man anstelle des zeitabhängigen K_z das Jahresmittelprofil (Modell KzM), so kann die Struktur des ^3He -Profils nicht mehr korrekt wiedergegeben werden. Insgesamt bleibt jedoch die Modellvorhersage befriedigend. In den Modellen KzM- und KzM+ wurde das mittlere K_z -Profil um 20 % erniedrigt bzw. erhöht. Daraus resultiert im unteren Hypolimnion eine systematische Über- bzw. Unterschätzung des ^3He -Überschusses. Wenn man allein auf die Messpunkte unterhalb 160 m Tiefe abstellt (die Abweichung im Bereich 100 bis 140 m ist durch die Form des K_z -Profils gegeben), so kann K_z auf etwa $\pm 10\%$ genau eingegrenzt werden.

Für die Modelle in Fig. 6.8b wurde K_z radikal auf zeitlich und räumlich konstante Werte reduziert. Die sich ergebenden Vorhersagen sind im Bereich unterhalb 100 m nicht schlechter als mit dem Jahresmittelprofil. Am besten passen K_z -Werte zwischen 0.7 und 0.8 cm^2/s .

6.2.4. Austauschraten in 2-Box-Modellen

Spricht man von der Erneuerung des Tiefenwassers, ist eine Austauschrate in einem 2-Box-Modell anschaulicher als ein K_z -Profil. Mit (5.38b) können Austauschraten aus K_z abgeschätzt werden. Genauer lassen sie sich mit (5.45) aus der Heliumbilanz berechnen.

Zur Illustration werden in Tab. 6.2 jährliche Austauschraten in der jeweils unteren Box für zwei verschiedene Unterteilungen des Zugersees angeführt. Im ersten Fall wird die Boxgrenze bei 80 m gewählt, da die winterliche Zirkulation etwa bis in diese Tiefe vordringt. Im zweiten Modell wird der See in 130 m Tiefe unterteilt, wo im Mittel die Obergrenze des anoxischen Tiefenwassers liegt.

Grenze	Modell	91/92	92	92/93	Gesamt
80 m	(5.38b)	0.95	0.20	1.1	0.61
80 m	(5.45)	0.80	0.18	0.85	0.59
130 m	(5.38b)	1.3	1.1	1.0	1.1
130 m	(5.45)	0.59	0.51	0.50	0.54

Tab. 6.2. Austauschraten k_{01} [a^{-1}] des unteren Boxvolumens in zwei unterschiedlichen 2-Box-Modellen des Zugersees mit verschieden tiefer Boxgrenze. Berechnung nach Glg. (5.38b) bzw. (5.45).

Tab. 6.2 belegt, dass die beiden Berechnungsweisen qualitativ übereinstimmen. Für quantitative Aussagen muss (5.45) verwendet werden. Die auf die Boxgrenze in 80 m Tiefe bezogenen Austauschraten zeigen einen klaren Jahresgang. Im Winter werden auf ein ganzes Jahr hochgerechnet rund 80 %, im Sommer nur 20 % des Volumens unterhalb 80 m ausgetauscht. Wählt man die Grenze in 130 m Tiefe, so ist kein Einfluss der Jahreszeit mehr ersichtlich. Das untere Hypolimnion wird jährlich zu rund 50 % ausgetauscht. Da das zugemischte Wasser aus mittleren Tiefen stammt, ist aber die effektive Frischwasserzufuhr geringer (s. Kap. 6.4).

6.3. Weitere Prozessparameter im Zugersee

6.3.1. Gasaustauschgeschwindigkeit

Mangels ausreichender Kenntnis des Verlaufes der ^3He -Konzentration an der Oberfläche kann die Gasaustauschgeschwindigkeit v_{He} nicht über die Gesamtheliumbilanz im See bestimmt werden. Ansätze mit der Annahme eines Epilimnions im Stationärzustand scheitern an der ungenügenden Datendichte und -genauigkeit (vgl. Kap. 5.6.2). Als einzige Möglichkeit zur Bestimmung von v_{He} bleibt die Simulation der Konzentrationen im Epilimnion mit dem CHEMSEE-Modell. Für diese Simulation muss der zeitliche Verlauf der Epilimniontiefe hinreichend gut bekannt sein, da die ^3He -Konzentration im Epilimnion wesentlich von der Einmischung von ^3He -reichem Wasser aus tieferen Schichten abhängt. Dies geschieht vor allem im Herbst und Winter, wenn die Tiefe der durchmischten Schicht ansteigt. Dagegen ist der diffusive Transport durch die Thermokline im Sommer unbedeutend.

Für die Jahre 1991 bis 93 können die Epilimniontiefen im Zugersee aus den monatlichen Daten des Kantons Zug sowie den eigenen OTS-Messungen abgeleitet werden. Fig. 6.9 zeigt die resultierenden Epilimniontiefen (Quadrate). Für das weiter unten behandelte Langzeitmodell wurde aus diesen Daten und den von Müller (1993) für frühere Jahre bestimmten Werten ein mittlerer Jahresgang abgeleitet (Kurve). Die maximale Epilimniontiefe wird im Februar bis März erreicht. In den hier untersuchten Wintern 91/92 und 92/93 betrug sie nur 60 m. Für das Langzeitmodell wurde als Maximum 80 m verwendet, da die Daten aus früheren Jahren eine leichte Tendenz zu höheren maximalen Epilimniontiefen zeigen.

Mit den Epilimniontiefen aus Fig. 6.9 und den K_z -Profilen aus Fig. 6.6 vorgegeben, bleibt die Gasaustauschgeschwindigkeit als einziger freier Parameter, der die ^3He -Konzentration im Epilimnion beeinflusst. Die Figuren 6.10a-c zeigen die Resultate von Modellläufen über die drei Messperioden mit unterschiedlichen Werten für v_{He} . Als Startpunkt werden jeweils die Messdaten zu Beginn der betreffenden Periode vorge-

geben. Gesucht wird dasjenige v_{He} , welches zu den besten Vorhersagen der Daten am Ende der Periode führt.

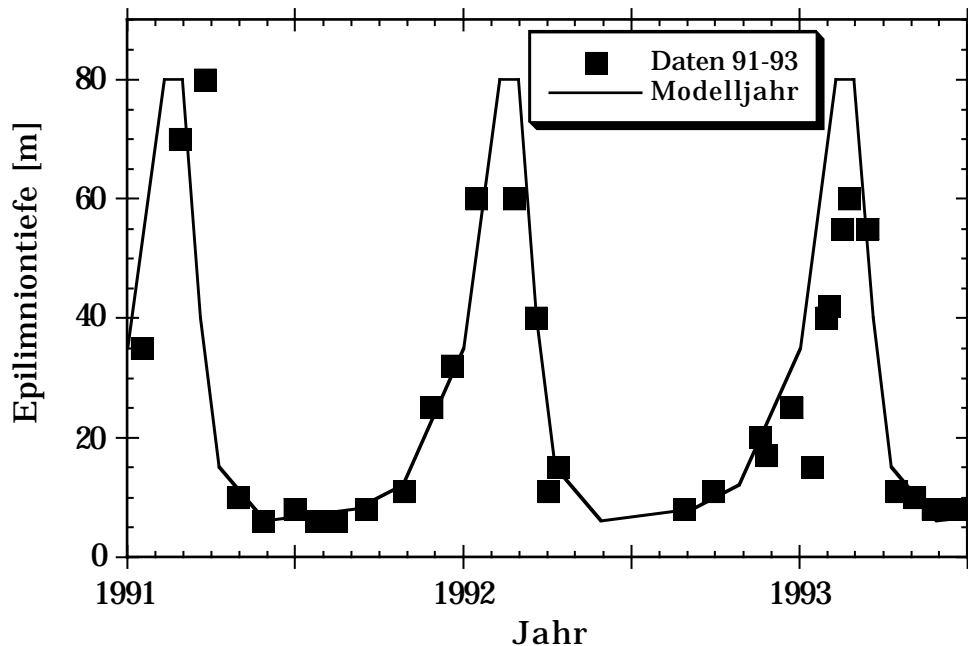


Fig. 6.9. Epilimniontiefen im Zugersee. Quadrate: Aus den Temperaturprofilen gewonnene Werte der Jahre 1991 bis 93. Diese Werte werden (mit linearer Interpolation dazwischen) für das Kurzzeit-CHEMSEE-Modell verwendet. Kurve: Aus diesen und früheren Daten abgeleitetes "Modelljahr", welches im Langzeitmodell zyklisch wiederholt wird.

Analog zur Sensitivitätsanalyse für K_z (Fig. 6.8) zeigt sich, dass die Modellkurven für verschiedene v_{He} -Werte gegen unten hin zusammenlaufen. Dies bestätigt, dass die getrennte Anpassung der Parameter K_z und v_{He} möglich ist.

Im Winter 91/92 (Fig. 6.10a) kann v_{He} aufgrund der Modellvorhersagen recht genau auf (0.5 ± 0.05) m/d eingegrenzt werden. Im Sommer 92 (Fig. 6.10b) reagiert die Modellvorhersage im Verhältnis zu den Messfehlern viel weniger sensitiv auf Änderung des Parameters v_{He} . Der Gasaustausch wirkt sich nur im Epilimnion aus. Für den Vergleich mit den Modellvorhersagen stehen nur zwei Messpunkte zur Verfügung, die etwas widersprüchliche Resultate liefern. Die Oberflächenprobe ergibt als besten Wert ein v_{He} von 0.9 m/d, während die 20m-Probe (sie stammt aus der durchmischten Schicht, die scheinbar kleinere Mischungstiefe des Modells ist eine Folge der endlichen Schichtdicke) auf mehr als 2 m/d führt. Ein Teil der anscheinenden Erhöhung des Gasaustausches im Sommer lässt sich als Folge der höheren Temperaturen verstehen (40 % Anstieg von v_{He} zwischen 4 und 20 °C, s. Kap. 2.6.2).

Die Winterperiode 92/93 (Fig. 6.10c) erlaubt wieder bessere Aussagen über die Gasaustauschgeschwindigkeit. Leider fehlt jedoch der Messpunkt an der Oberfläche (Verlust bei der Messung). Die Messwerte aus 40 und 80 m Tiefe werden nicht korrekt vorhergesagt. In diesem Zeit- und Tiefenbereich kann K_z nicht aus der Heliumbilanz berechnet werden, und wird deshalb durch einen linearen Verlauf angenähert (Kap. 6.2.3).

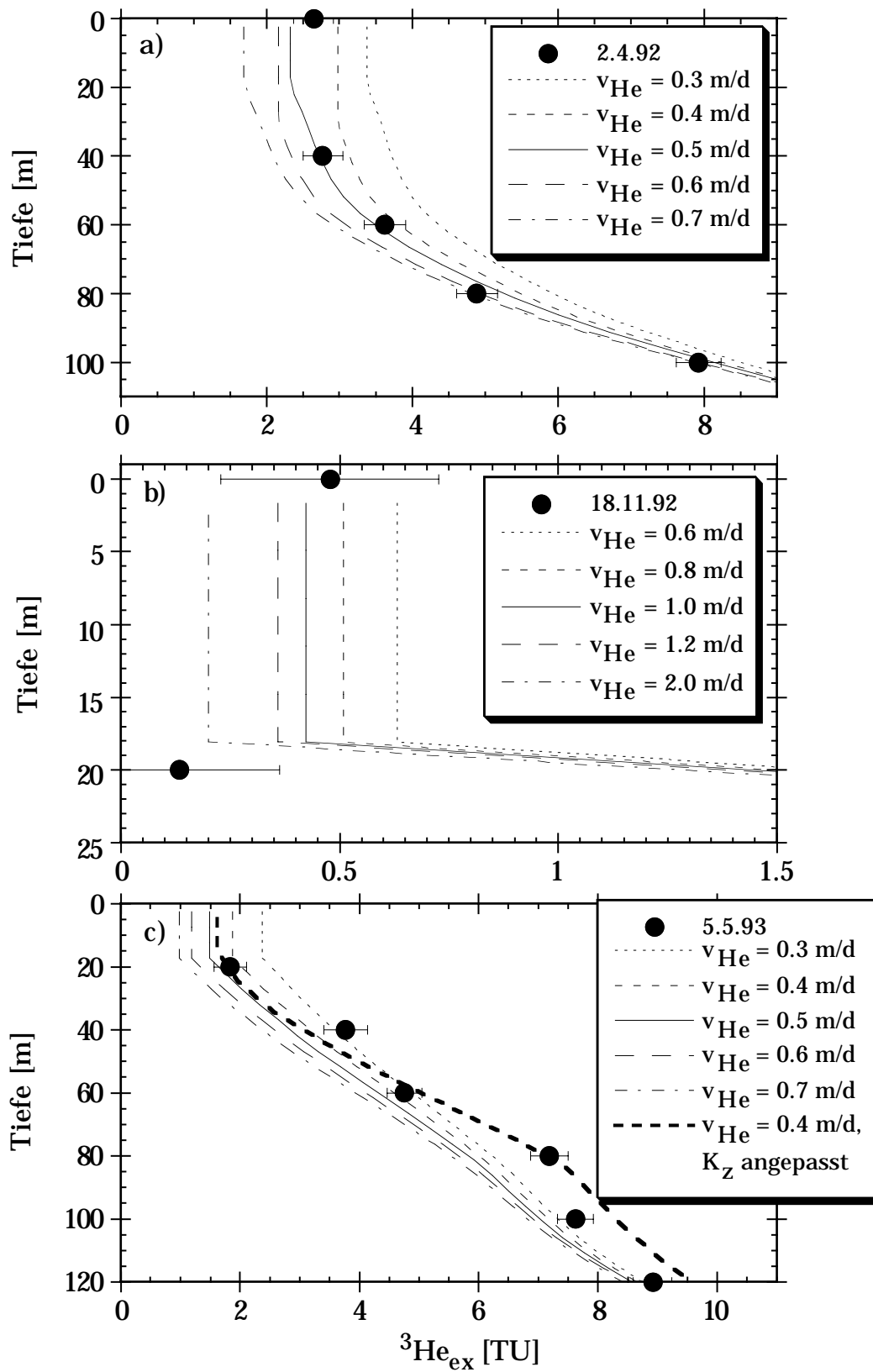


Fig. 6.10. Bestimmung der Gasaustauschgeschwindigkeit v_{He} mit Hilfe des CHEMSEE-Modells, einzeln für die drei Messperioden a) Winter 91/92, b) Sommer 92, c) Winter 92/93 dargestellt. In c) ist zusätzlich zur Variation von v_{He} der Effekt einer deutlichen Erniedrigung von K_z im Bereich oberhalb 100 m gezeigt.

Durch Anpassung von K_z kann die Übereinstimmung des Modells mit den Messwerten verbessert werden. An der Bestimmung von v_{He} ändert dies jedoch wenig. Unter alleiniger Berücksichtigung des Datenpunktes in 20 m Tiefe ergibt sich mit dem ursprünglichen K_z ein v_{He} von 0.45 m/d, während beim veränderten K_z -Profil ein v_{He} von 0.4 m/d am besten passt.

Zusammenfassend kann gesagt werden, dass v_{He} in beiden Wintern rund 0.5 m/d betrug und im Sommer 1992 möglicherweise höher war. Angesichts der geringen zeitlichen Auflösung und Genauigkeit dieser Resultate macht es wenig Sinn, einen Zusammenhang mit den Windgeschwindigkeiten herstellen zu wollen. Man kann lediglich sagen, dass die gefundenen v_{He} -Werte für die am Zugersee typischen Windgeschwindigkeiten um 2 m/s im unteren Bereich der Erwartungen liegen (vgl. Kap. 2.6.3).

Eine andere Vergleichsmöglichkeit bieten die Sauerstoff-Gasaustauschgeschwindigkeiten, welche Müller (1993) im Zugersee mittels Regression über die O_2 -Inhalte im Winter bestimmte. Für den Winter 91/92 erhielt er $v_{\text{O}_2} = (0.43 \pm 0.09)$ m/d und für 92/93 $v_{\text{O}_2} = (0.49 \pm 0.08)$ m/d. Da gemäss Kap. 2.6.2 $v_{\text{He}} \approx 2v_{\text{O}_2}$ gelten sollte, besteht keine gute Übereinstimmung zwischen den beiden Methoden. Eine Erklärung der Diskrepanz steht noch aus. Auf jeden Fall zeigen die Resultate, dass die Bestimmung der Gasaustauschgeschwindigkeit mit dem ^3H - ^3He -Modell möglich ist. Setzt man sich die Bestimmung von v_{He} zum primären Ziel, so kann mit erhöhter Probendichte während der Zirkulationsphase, insbesondere an der Wasseroberfläche, die Genauigkeit wesentlich verbessert werden.

6.3.2. Heliumfluss aus dem Untergrund

Die leichte Zunahme der ^4He -Konzentration mit der Tiefe (Fig. 6.5b) zeigt die Existenz eines Flusses von radiogenem Helium aus dem Sediment an. Als naheliegendste Möglichkeit zur Abschätzung des ^4He -Flusses benutzen wir die durch das Wasseralter gegebene Zeitinformation. Im Zugersee sind die Alters- und Heliumprofile infolge der langfristigen Wirkung der turbulenten Diffusion so stark geglättet, dass trotz unterschiedlicher Quellfunktion eine Korrelation zwischen Alter und ^4He -Überschuss besteht (s. Fig. 6.11). Der pro "Wasseraltersjahr" akkumulierte Überschuss beträgt $(2.3 \pm 0.4) \cdot 10^{-10}$ $\text{cm}^3\text{STP/g}$ oder rund ein halbes Prozent der Sättigungskonzentration. Anwendung von (5.56) ergibt einen Heliumfluss von $(1.6 \pm 0.3) \cdot 10^{10}$ Atomen $\text{m}^{-2} \text{s}^{-1}$.

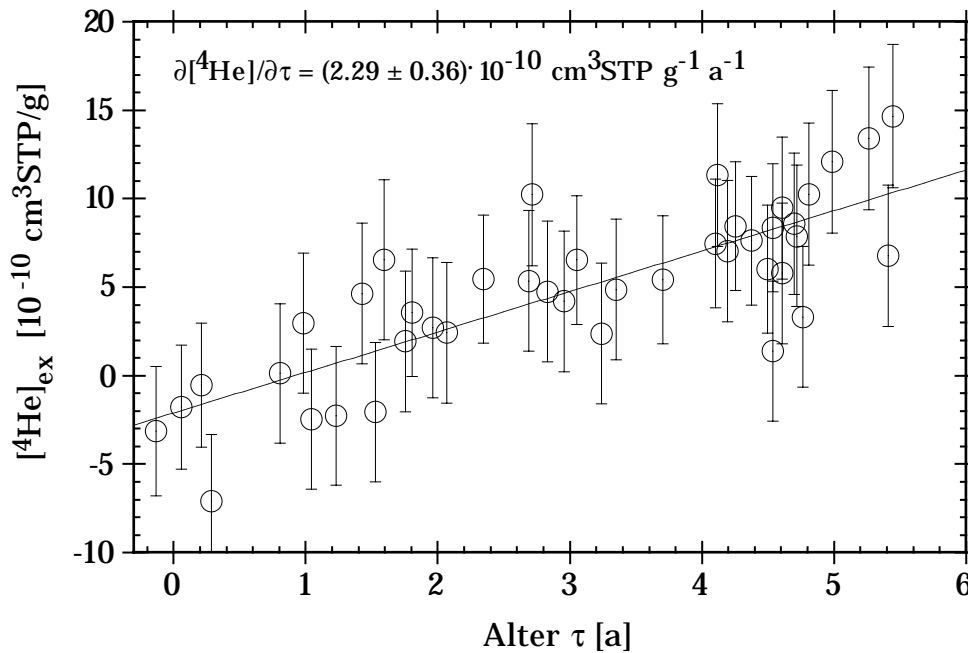


Fig. 6.11. Korrelation der ^4He -Überschüsse mit dem Alter. Daten von allen 4 Probenahmen.

Innerhalb der Messfehler ist in Fig. 6.5b keine systematische zeitliche Veränderung der ^4He -Überschüsse zu erkennen. Es scheint ein stationärer Zustand vorzuliegen. Der ^4He -Fluss kann folglich, wie in Kap. 5.6.3 diskutiert, aus K_z und dem Gradienten $\partial^4\text{He}/\partial z$ bestimmt werden. Die ^4He -Überschüsse nehmen ungefähr linear mit der Tiefe zu. K_z kann gut durch einen tiefenunabhängigen Wert approximiert werden, wie Fig. 6.8b zeigt. Demnach ist das Modell mit konstantem K_z und linearem ^4He -Profil (Glg. 5.58 und 5.59) angebracht. Die Anpassung von (5.59) an die gemessenen ^4He -Profile wird in Fig. 6.12a gezeigt.

Die lineare Regression ergibt für den Gradienten $\partial^4\text{He}/\partial z = -F_{\text{He}}/K_z$ einen Wert von $(-5.57 \pm 0.95) \cdot 10^{-12} \text{ (cm}^3\text{STP/g)/m}$ oder $(-1.50 \pm 0.25) \cdot 10^{14} \text{ Atomen/m}^4$. Aus den Modellrechnungen mit tiefenunabhängigem K_z (Fig. 6.8b) erhalten wir als Schätzwert für den Diffusionskoeffizienten $(0.75 \pm 0.1) \text{ cm}^2/\text{s}$. Es folgt als Resultat für den ^4He -Fluss: $F_{\text{He}} = (1.1 \pm 0.2) \cdot 10^{10} \text{ Atome m}^{-2} \text{ s}^{-1}$.

Als letzte Möglichkeit zur Bestimmung des Heliumflusses steht uns das CHEMSEE-Modell zur Verfügung. Analog zum Vorgehen bei K_z und v_{He} kann man versuchen, den Parameter F_{He} im Modell so anzupassen, dass ausgehend vom gemessenen Profil im August 1991 die weiteren Messdaten korrekt vorhergesagt werden. Wegen der grossen Ungenauigkeit der Messdaten führt dieses Vorgehen jedoch zu einer schlechten Eingrenzung von F_{He} . Es ist sinnvoll, ein mittleres Profil als repräsentativ für den stationären Zustand zu betrachten. Dieser stationäre Zustand kann durch ein ausreichend lange laufendes Modell simuliert werden. Dazu werden alle Modellparameter konstant gehalten oder im Jahreszyklus wiederholt (s. Tab. 6.3 in Kap. 6.4.1).

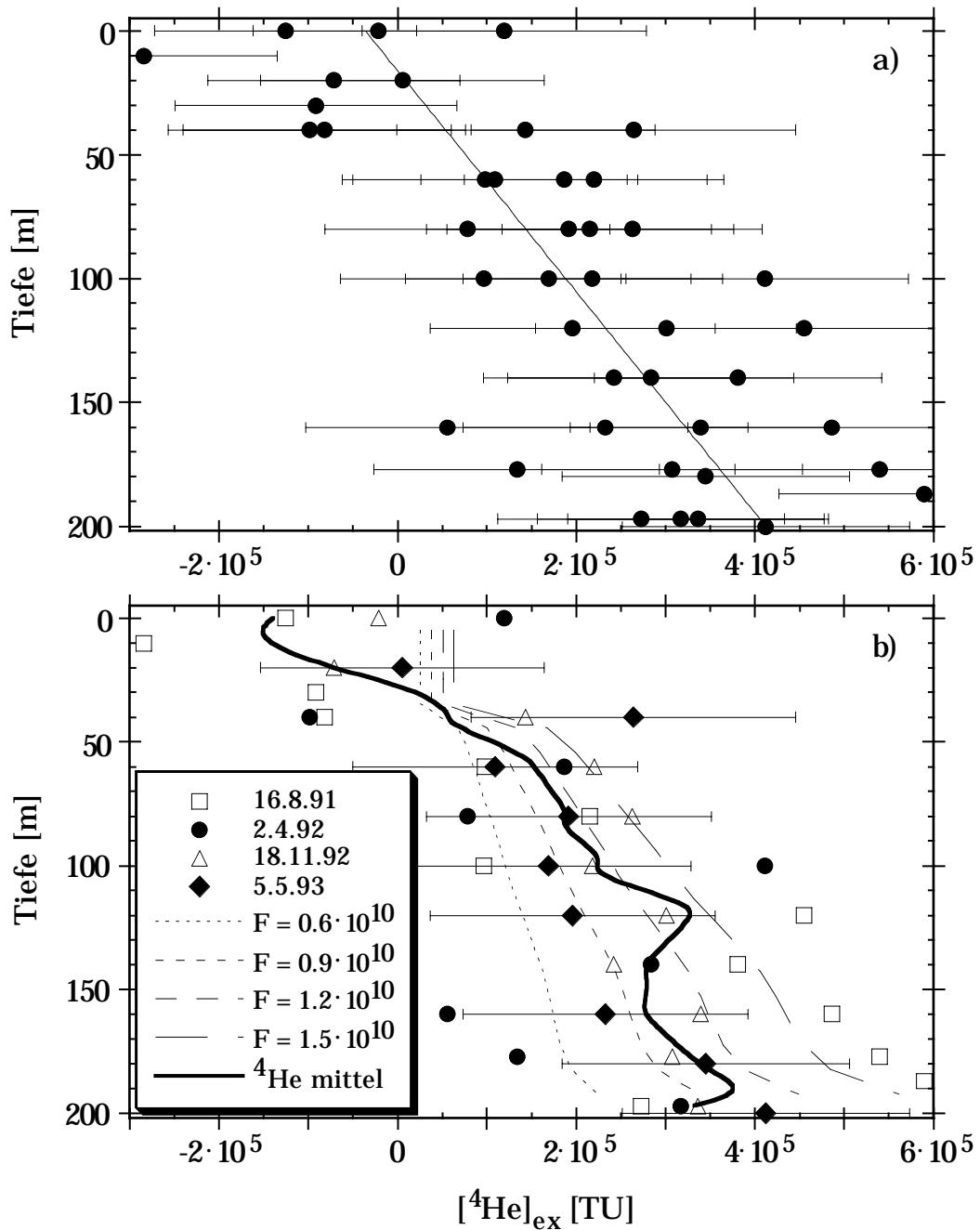


Fig. 6.12. Bestimmung des ^4He -Flusses. a) Anpassung eines eindimensionalen Diffusionsmodelles mit konstantem K_z an die Messdaten (s. Kap. 5.6.3). b) Anpassung mit dem CHEMSEE-Modell. Symbole: Messdaten, ausgezogene Linie: mittleres experimentelles Profil, gestrichelte Linien: stationäre Profile im Modell für verschiedene Werte des Flusses. ^4He -Skala in der im Modell verwendeten Einheit "TU", Angaben von F_{He} in $\text{Atome m}^{-2} \text{s}^{-1}$.

Fig. 6.12b zeigt die im Langzeitmodell mit einer $1/e$ -Anpassungszeit von ca. 3 Jahren erreichten stationären ^4He -Überschüsse für verschiedene Werte von F_{He} . Innerhalb der experimentellen Fehler (nur für das letzte Profil vom Mai 93 dargestellt) sind alle gezeigten Modellprofile mit F_{He} im Bereich $(0.6 - 1.5) \cdot 10^{10}$ $\text{Atome m}^{-2} \text{s}^{-1}$ mit den gemessenen Überschüssen verträglich. Das aus den Messdaten berechnete mittlere Profil liegt

jedoch meist zwischen den Modellkurven für $(0.9 \text{ bzw. } 1.2) \cdot 10^{10}$ Atomen $\text{m}^{-2} \text{s}^{-1}$. Wir schätzen daher F_{He} auf $(1.1 \pm 0.3) \cdot 10^{10}$ Atome $\text{m}^{-2} \text{s}^{-1}$.

Im obersten Bereich besteht ein Problem, weil die gemessenen ^4He -Anomalien im Mittel negativ sind. Dies wird natürlich vom Modell nicht wiedergegeben. Wenn die negativen Messwerte reell sind, d. h. die berechnete Löslichkeit nicht den effektiven Verhältnissen am Zugersee entspricht, so unterschätzt das Modell den Heliumfluss. Bei den weiter oben berechneten Korrelationen der ^4He -Überschüsse mit der Tiefe bzw. dem Alter spielen die negativen Werte im Gegensatz zum Modell für die Berechnung des Flusses keine Rolle. Die negativen ^4He -Anomalien im Epilimnion des Zugersees überraschen, da im Mittel an der Oberfläche der Schweizer Seen eher positive Werte gemessen wurden (s. Kap. 4.2.3). Da beim Neon im Zugersee keinerlei Besonderheiten festgestellt werden können (s. Fig. 4.4b), scheint die beste Erklärung für die negativen Heliumwerte ein experimenteller Artefakt bzw. Zufall zu sein. Es sei betont, dass nur ein einziger Messwert nicht innerhalb der 1σ -Fehler mit null verträglich ist.

Ein gewichteter Mittelwert der drei obigen Abschätzungen für den Heliumfluss (Korrelation ^4He -Alter, Stationärzustand mit konst. K_z , Stationärzustand im CHEMSEE-Modell) ergibt als besten Wert $F_{\text{He}} = (1.2 \pm 0.2) \cdot 10^{10}$ Atome $\text{m}^{-2} \text{s}^{-1}$. Dies ist in befriedigender Übereinstimmung mit dem für die mittlere kontinentale Kruste aus der radiogenen Produktion berechneten Wert von $3 \cdot 10^{10}$ Atomen $\text{m}^{-2} \text{s}^{-1}$ (s. Kap. 2.3.2 und Tab. 2.5), wenn man die Unsicherheiten der zugrundeliegenden Annahmen über Dicke und Urangehalt der Kruste in Betracht zieht. Eine Zusammenstellung der verschiedenen Flussbestimmungen und ein Vergleich mit dem Luganersee gibt Tab. 6.7 in Kap. 6.8.2.

6.3.3. Sauerstoffzehrung

Freier Sauerstoff kommt im Zugersee meist nur oberhalb 130 m Tiefe vor (Fig. 6.4). Da in diesem Tiefenbereich die orographische Funktion $a(z)$ (Glg. 5.40) überall klein ist und nur wenig variiert (zwischen 0.006 und 0.016 m^{-1} , s. Livingstone, 1992), ist die Tiefenabhängigkeit der Sauerstoffzehrung gering. Zusammen mit der Wirkung der vertikalen turbulenten Diffusion ist eine Angleichung der Profile des Sauerstoffdefizits und des Alters zu erwarten. Auch im zeitlichen Verlauf entsprechen sich die beiden Größen, indem die Zunahme des Alters im Sommer in mittleren Tiefen mit einer Abnahme des Sauerstoffs einhergeht (vgl. Fig. 6.4 und 6.5d). Das Wasseralter kann als Zeitskala für den Prozess der Sauerstoffzehrung verwendet werden.

Wie Fig. 6.13 zeigt, besteht eine hohe Korrelation zwischen Alter und Sauerstoffdefizit, die unabhängig vom Probenahmedatum ist. Das Sauerstoffdefizit erreicht seinen Maximalwert von rund 12 mg/l (entsprechend einer O_2 -Konzentration von null) bei einem Alter von 4 Jahren in ca. 130 m Tiefe. Durch Einbezug der Konzentration reduzierter Substanzen zur Berechnung eines theoretischen Sauerstoffgehaltes könnte die Regres-

sion in grössere Tiefen fortgesetzt und eine Mineralisationsrate bestimmt werden. Wir beschränken uns auf den realen Sauerstoff und schliessen die Punkte aus dem Plateau von ΔO_2 von der Regression aus.

Grössere Abweichungen von der Regressionsgeraden zeigen ausserdem zwei Proben aus 0 bzw. 10 m Tiefe im August 1991 (und in geringerer Masse auch im November 92). Diese Abweichungen sind auf die Effekte von lokaler biologischer Produktion (Übersättigung an der Oberfläche) und Zehrung (Untersättigung in der Thermokline) zurückzuführen, wie sie im Sommer auftreten können. Deshalb wurden auch diese beiden Punkte aus der Regression ausgeschlossen.

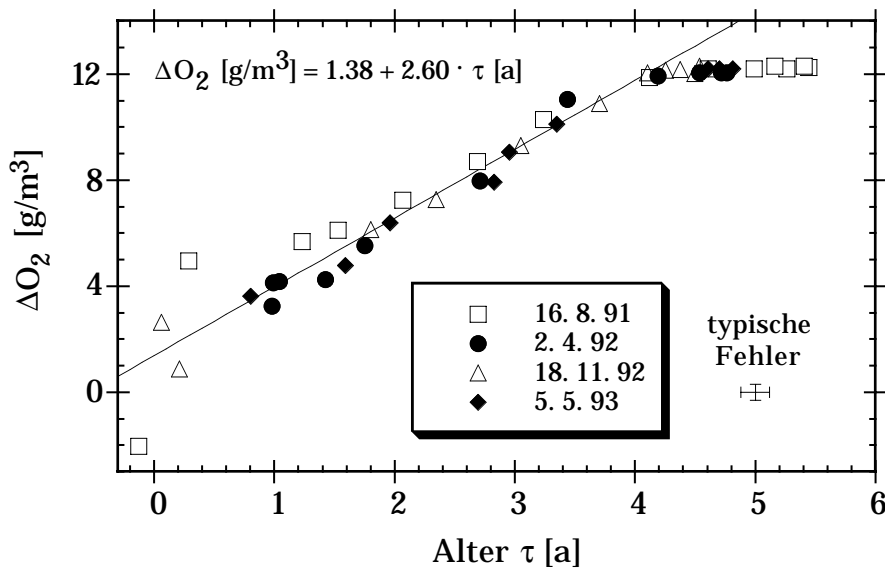


Fig. 6.13. Korrelation des Sauerstoffdefizits mit dem Wasseralter, zur Bestimmung der Sauerstoffzehrung im Zugersee. Die Daten der vier Probenahmen wurden gemeinsam verwendet. Unterhalb ca. 130 m verschwindet der gelöste Sauerstoff, weshalb diese Punkte aus der Regression ausgeschlossen werden mussten (Plateau bei $\Delta O_2 \approx 12$ mg/l).

Es resultiert eine Zehrungsrate von $(2.6 \pm 0.1) \text{ g m}^{-3} \text{ a}^{-1}$. Dieser Wert steht in guter Übereinstimmung mit den Resultaten von Müller (1993), die aus Regressionen über den Sauerstoffinhalt des Zugersees im Sommer gewonnen wurden. Müller erhielt zwar als Mittelwert der Jahre 1984 - 92 eine höhere Zehrung von $3.4 \text{ g m}^{-3} \text{ a}^{-1}$, aber in den Jahren 1989 - 92 fällt das Mittel auf $2.9 \text{ g m}^{-3} \text{ a}^{-1}$. Im Sommer 1992 beträgt sein Resultat gar nur $2.3 \text{ g m}^{-3} \text{ a}^{-1}$.

Im anoxischen Bereich steigt das Alter nur noch um ca. ein Jahr an. Eine Erhöhung der vertikalen Mischung oder eine Erniedrigung der Sauerstoffzehrung um einen Faktor zwei sollte ausreichen, um die gesamte Wassersäule, vielleicht mit Ausnahme einer dünnen Bodenschicht, ausreichend mit Sauerstoff zu versorgen.

6.4. Die langfristige Entwicklung des Zugersees

In Kap. 5.3 haben wir anhand des 1-Box-Modells des Hypolimnions gezeigt, dass die starke Variation des Tritiumeintrages in den letzten 40 Jahren zu überraschenden Effekten beim Wasseralter führen kann. Wie verhält sich das Alter im realistischeren CHEMSEE-Modell? Befindet es sich im Zugersee im Stationärzustand? Können wir die heute gefundenen Tritiumkonzentrationen als Resultat der Eintragungsgeschichte verstehen? Zur Beantwortung solcher Fragen wurde das CHEMSEE-Modell auf den Zeitraum seit 1953, als der Eintrag von Bombentritium begann, ausgedehnt.

6.4.1. Reproduktion der heutigen Profile

In Tab. 6.3. sind die modellierten Prozesse mit den gewählten Parametern zusammengestellt. Ein Modellauf von 1953 bis 1993 gibt die Form der gemessenen ^3H - und ^3He -Profile korrekt wieder, liegt jedoch bei beiden Größen ca. 10 % zu tief. Diese Abweichung kann angesichts der vielen Vereinfachungen und Unsicherheiten als gering gewertet werden. Mit einer generellen Erhöhung des Tritiumeintrages um 10 % kann das Modell zu guter Übereinstimmung mit den Daten gebracht werden (Fig. 6.14). Die Erhöhung der Tritiumkonzentration im Zufluss ist die einfachste Möglichkeit zur Feinabstimmung des Modells. Es gibt für diese Massnahme eine Reihe plausibler Erklärungen:

- Überdurchschnittliche Werte von Zufluss oder Mischung in den Jahren des Bombenpeaks (z. B. "Seegfröni"-Winter 1962/63).
- Anderes hydrologisches Regime als an den Tritiummessstationen, daher abweichende Gewichtung bei der Berechnung von Jahresmittelwerten.
- Unterschätzung der Verdunstung (vgl. Kuhn, 1977).
- Unsicherheit der Konstruktion der Eintragungsfunktion vor 1970 (beruhend auf der Korrelation mit Daten von Wien, s. Kap. 2.4.3).

Die Übereinstimmung mit den Messdaten bedeutet nicht, dass das angepasste Modell die Realität der gesamten letzten 40 Jahre korrekt wiedergibt. Sicherlich war das Mischungsverhalten nicht so konstant. Beispielsweise wurde ein aussergewöhnliches Mischungsereignis infolge eines "Jahrhundertsturmes" im November 1982 von Imboden et al. (1987) dokumentiert. Die Zeitkonstante für die Anpassung des Heliums an veränderte Bedingungen beträgt rund 3 Jahre (s. Kap. 6.3.2), der Stationärzustand wird demnach innert rund 10 Jahren erreicht. Die Folgen des 82er Ereignisses sind daher "vergesen", aber seither dürfte sich das Mischungsverhalten nicht mehr grundlegend verändert haben. Das deutet darauf hin, dass auch Episoden nicht-diffusiver Mischung wie im Sommer 92 im Zugersee keine Seltenheit sind. Die hohen K_z -Werte, welche die Auswirkungen solcher Episoden enthalten, stellen ein brauchbares Mass für die gesamthafte Tiefenwassererneuerung im Zugersee dar.

Prozess	Parameter	Wert
Zirkulation	h_{epi}	Mittl. Jahresverlauf nach Fig. 6.9
Turbulente Diffusion	K_z	Mittl. Jahresprofil nach Fig. 6.6
Gasaustausch	v_{He} v_3	0.5 m/d (vgl. Fig. 6.10) 1.075 v_{He} (vgl. Kap. 2.6.2)
Heliumfluss	$F_{\text{He}}, R_{\text{ter}}$	$F_{\text{He}} = 1.2 \cdot 10^{10} \text{ At. m}^{-2} \text{ s}^{-1}$. (s. Kap. 6.3.2), $R_{\text{ter}} = 2 \cdot 10^{-8}$ (s. Kap. 2.2.5)
Tritiumeintrag	T_p	Datenreihe CH-Nord (Kap. 2.4.3)
Tritiumaustausch via Wasserdampf	h, E	$h = 0.66, E = 0.53 \text{ m/a}$, aus Daten von Tab. 6.1 nach Krause (1980a) berechnet
Hydrographie	Q, A, h_{max}	s. Tab. 6.1
Morphometrie	$A(z)$	nach Livingstone (1992)

Tab. 6.3. Prozesse und Parameter im Langzeit-CHEMSEE-Modell des Zugersees

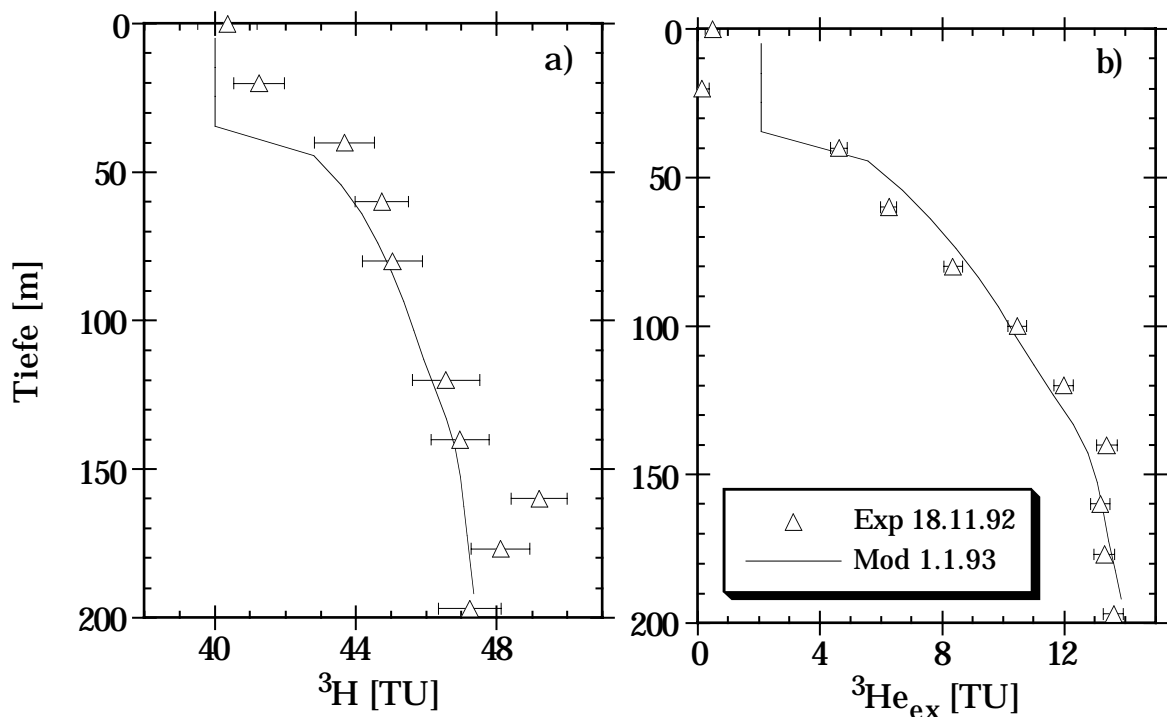


Fig. 6.14. Vorhersagen des Langzeitmodells mit angepasstem Tritiumeintrag für den 1.1.1993 im Vergleich mit den Messdaten vom 18.11.1992. Die Abweichungen im oberen Bereich sind die Folge der bis zum Januar angewachsenen Epilimniontiefe.

6.4.2. Die zeitliche Entwicklung der Modellvariablen

Fig. 6.15 zeigt die Entwicklung der drei Modellgrößen ^3H , ^3He und Alter ab 1953 in 180 m Tiefe im Zugersee. Zum Vergleich ist der verwendete Verlauf der Tritiumkonzentration im Niederschlag eingezeichnet (s. auch Fig. 2.2). Interessant ist vor allem die Entwicklung des Wasseralters. In den Jahren des rasanten Anstiegs der Tritiumkonzentration infolge des Bombenfallouts wurde es im Tiefenwasser durch Beimischung von jungem, tritiumreichem Wasser tief gehalten. Etwa 1968 kehrte sich das Verhältnis der

Tritiumkonzentrationen in Zufluss und Hypolimnion um. In der Folge stieg das Alter an und erreichte in jüngster Zeit ein Maximum. Dieses heutige Alter entspricht jedoch nicht dem Stationärzustand, sondern wird ohne jede Veränderung im Mischungsverhalten des Sees langsam abnehmen. Gegen Ende des modellierten Zeitraumes, um das Jahr 2010, wird sich das Verhältnis der Tritiumkonzentrationen in Zufluss und Hypolimnion erneut umkehren. Das Wasseralter wird dann die wahre Aufenthaltszeit geringfügig unterschätzen, während es heute als Folge der nichtlinearen Effekte der Mischung etwas zu hoch ausfällt. Für praktische Zwecke kann das Wasseralter jedoch direkt als Mass für die Aufenthaltszeit im Tiefenwasser verwendet werden.

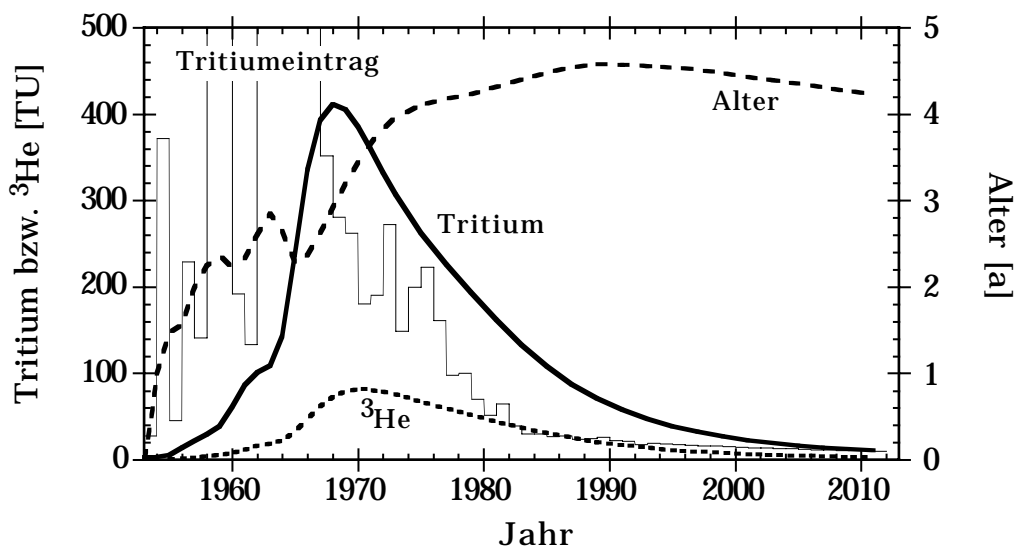


Fig. 6.15. Tritium, ^3He und Alter im Langzeitmodell des Zugersees. Ebenfalls gezeigt ist der Verlauf der Tritiumkonzentration im Niederschlag.

Um das stationäre Alter unter den heutigen Mischungsverhältnissen im Zugersee zu finden und einen Vergleich mit dem 1-Box-Modell aus Kap. 5.3 zu ermöglichen, wurde das CHEMSEE-Modell mit konstantem Tritiumeintrag von 20 TU über 60 Jahre laufen gelassen. Als Anfangszustand wurde wie in Kap. 5.3 (Fig. 5.4) eine Tritiumkonzentration von 50 TU und ein Alter von null gewählt. Das Resultat der Rechnungen für 180 m Tiefe ist in Fig. 6.16a gezeigt. Das Alter wächst rasch an, überschießt leicht und erreicht dann sehr langsam den stationären Wert von etwa 3.7 Jahren. Die heute gemessenen Alter liegen also noch deutlich über dem stationären Wert.

Zum Vergleich zeigt Fig. 6.16b die Resultate des 1-Box-Modells mit einer Austauschrate von 20 % ($k = 0.2$) und sonst gleichen Bedingungen wie oben. Dieses Modell liefert recht ähnliche Verläufe der Modellgrößen wie das komplexere CHEMSEE-Modell. Daraus lässt sich schliessen, dass der im 2-Box-Modell bestimmte jährliche Austausch von 50 % des Volumens unterhalb 130 m (Tab. 6.2) einer Zufuhr von ca. 20 % frischem, d. h. im Gleichgewicht mit der Atmosphäre stehendem Wasser entspricht.

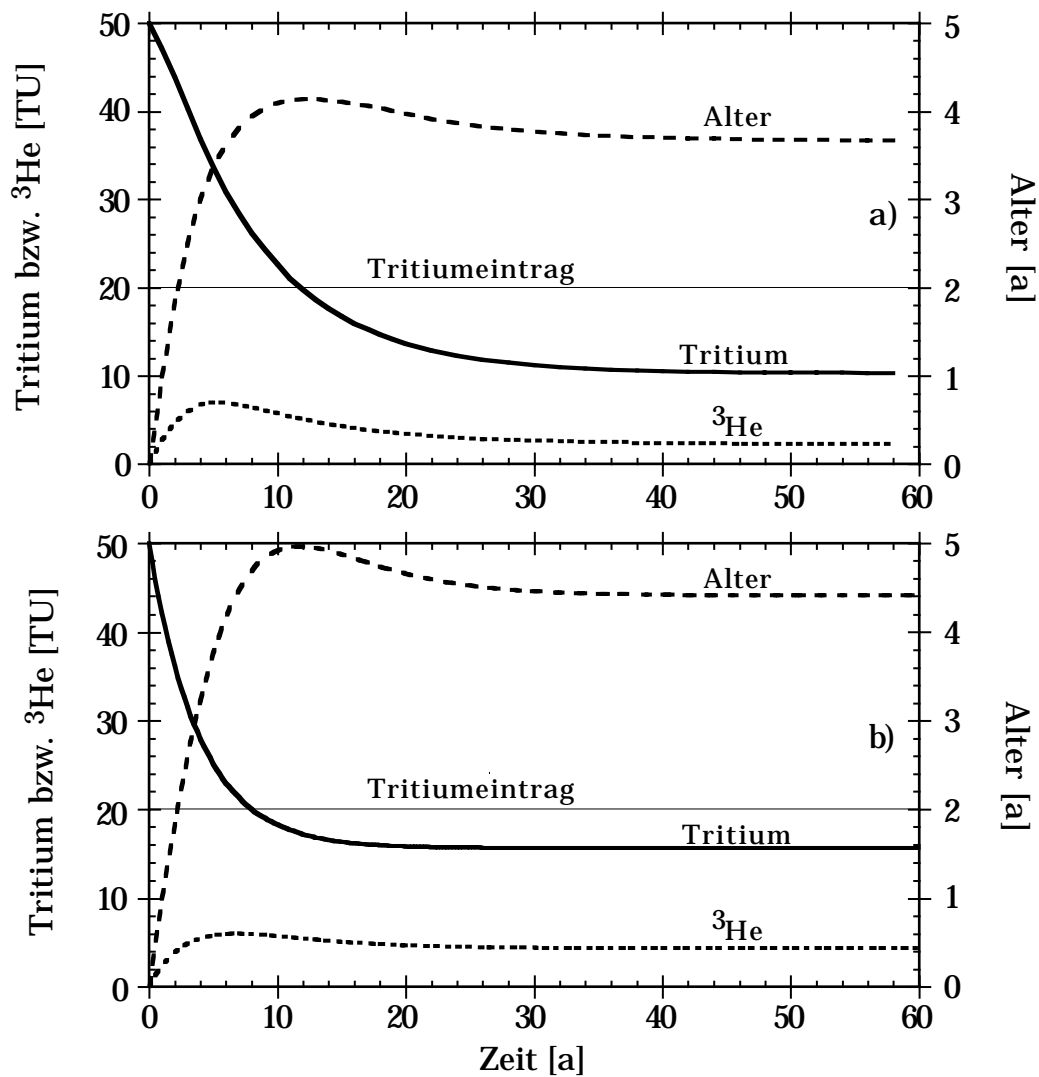


Fig. 6.16. Langzeitverhalten des Alters im Zugersee im Vergleich mit dem 1-Box-Modell des Hypolimnions aus Kap. 5.3. a) CHEMSEE-Modell des Zugersees. b) 1-Box-Modell mit $k = 0.2$. In beiden Modellen ist der Tritiumeintrag konstant bei 20 TU und die Anfangsbedingungen lauten ${}^3\text{H} = 50$ TU, ${}^3\text{He} = 0$.

6.4.3. Schlussfolgerungen zum Zugersee

Obwohl im Zugersee seit Jahrzehnten keine vollständige vertikale Durchmischung mehr stattgefunden hat, beträgt die Zeitskala für die Erneuerung des Tiefenwassers nur 4 bis 5 Jahre. Die untere Hälfte der Wassersäule ist permanent geschichtet, aber diese Schichtung kann einen substantiellen Stoffaustausch durch turbulente Diffusion, nicht-diffusive Prozesse und möglicherweise gelegentlich Doppeldiffusion nicht unterbinden. Das Unnatürliche am gegenwärtigen Zustand des Zugersees ist vermutlich weniger die unvollständige Zirkulation als vielmehr die übermäßige biologische Aktivität. Wenn sich der rückläufige Trend der Phosphorkonzentration fortsetzt und zu einer Verringe-

rung des Algenwachstums sowie der Sauerstoffzehrung führt, so kann dem See langfristig eine gute Prognose gestellt werden.

Eine Reduktion der Eutrophierung dürfte auch den Leitfähigkeitsgradienten verringern. Dadurch steigt die Wahrscheinlichkeit für doppel diffusiv verstärkte Mischung im Hypolimnion, und die mittlere Aufenthaltszeit sinkt. Das Ausbleiben einer regelmässigen Vollzirkulation muss nicht zur Anoxie im Tiefenwasser führen. Zum Vergleich sei der nahegelegene Gersauersee angeführt (s. Kap. 7), der auch bei Wasseraltern von über drei Jahren noch ausreichende Sauerstoffwerte aufweist. Vielleicht ist der natürliche Zustand des Zugersees dem heutigen des Gersauersees ähnlich.

6.5. Luganersee: Experimentelle Daten

6.5.1. Beschreibung des Luganersees

Der Luganersee (Lago di Lugano oder Ceresio) liegt am Südrand der Alpen im italienisch-schweizerischen Grenzgebiet. Er ist durch einen teilweise künstlich aufgeschütteten Damm in zwei Becken unterteilt. Diese Trennung ist so ausgeprägt, dass die beiden Becken als unabhängige Seen betrachtet werden können. Wir behandeln hier nur das tiefe Nordbecken (288 m), das seit Jahrzehnten meromiktisch ist, vermutlich als Folge der starken Eutrophierung in der zweiten Hälfte dieses Jahrhunderts. Das seichtere Südbecken (95 m) wurde zwar ebenso eutrophiert, blieb aber holomiktisch.

Fig. 6.17 zeigt eine Karte des Luganersee-Nordbeckens (in der Folge Luganersee genannt), das beim Durchlass des Damms ins Südbecken entwässert. Orographische, hydrologische und meteorologische Daten sind in Tab. 6.4 zusammengestellt (Landeshydrologie, 1990; Livingstone, 1992; LSA, 1992). Beachtlich ist die grosse Tiefe und Steilheit des Beckens. Das Verhältnis der maximalen Tiefe zur Wurzel der Oberfläche (aspect ratio), ein Mass für die relative Tiefe von Seen, ist mit 0.055 aussergewöhnlich hoch. Der Wert von 0.032 im ebenfalls relativ tiefen Zugersee wird deutlich übertroffen. Ähnlich wie im Zugersee ist der Durchfluss gering, die theoretische Aufenthaltszeit beträgt 12.3 Jahre. Diese Eigenschaften wirken sich ungünstig auf die Erneuerung des Tiefenwassers aus.

Die Entwicklung des Luganersees in den letzten Jahrzehnten ist ziemlich gut dokumentiert. Eine internationale Kommission zum Schutz der italienisch-schweizerischen Gewässer führt regelmässige Messkampagnen durch (z. B. LSA, 1991-1992). Einen Überblick über die Messungen der letzten 50 Jahre geben Barbieri und Mosello (1992). Die Eutrophierung begann schon in den 40er Jahren, der grösste Anstieg der Phosphorkonzentration erfolgte aber zwischen 1965 und 1975. Seit 1980 geht der Phosphorgehalt in den obersten 100 m langsam zurück, während er sich im Tiefenwasser nur knapp stabi-

lisierte. Ausbleibende Zirkulation und Rücklösung aus dem Sediment machen die Sanierung des Luganersees zu einem langwierigen Prozess. Die Winterzirkulation reicht nie tiefer als 100 m. Einzige vermutliche Ausnahme war der ausserordentlich kalte Winter 1962/63, denn im folgenden Jahr wurde zum letzten Mal ein Anstieg der Sauerstoffkonzentration im Tiefenwasser beobachtet. Seit Ende der 60er Jahre ist das gesamte Volumen unterhalb 100 m Tiefe anoxisch.

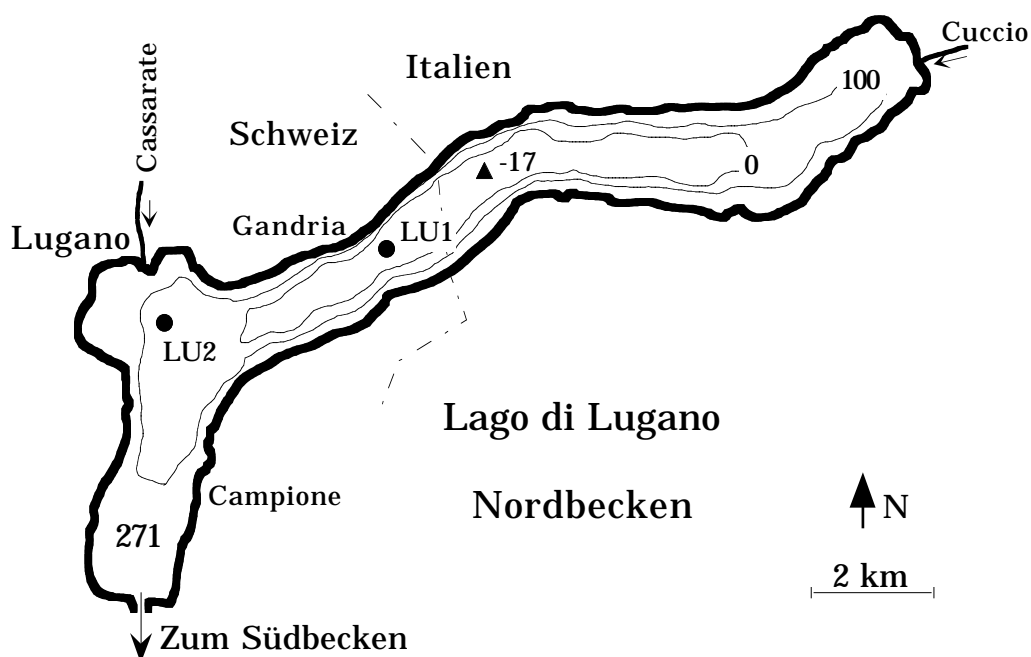


Fig. 6.17. Karte des Luganersees-Nordbeckens mit Probenahmestellen (Punkte). Profile stammen von der Stelle LU1, vor Gandria im tiefsten Bereich des Beckens. Höhenlinien und tiefste Stelle (Dreieck) sind mit Angaben in m. ü. M. versehen.

Oberfläche	27.5 km ²	Pegelhöhe	271 m
Volumen	4.69 km ³	Luftdruck	983.9 mbar
Maximale Tiefe	288 m	Lufttemperatur	11.9 °C
Mittlere Tiefe	171 m	Rel. Feuchte	70 %
Abfluss	12.1 m ³ /s	Windgeschw.	1.7 m/s
Aufenthaltszeit	12.3 a	Niederschlag	1.6 m/a

Tab. 6.4. Orographische, hydrologische und meteorologische Daten des Luganersees. Die Meteodaten sind langjährige Mittelwerte der Station Lugano.

Unsere ³H-³He-Proben wurden am 16. Mai 1990 und am 1. Dez. 1992, im Abstand von 2.5 Jahren, im tiefsten Bereich des Beckens vor Gandria (Pos. LU1 in Fig. 6.17) genommen. Bei der ersten Expedition wurden auch einige Proben aus Bodennähe (212 m) vor Lugano (Pos. LU2 in Fig. 6.17) entnommen, da in diesem Bereich bei einer U-Boot Tauchfahrt rätselhafte Trichter im Sediment gesichtet wurden, die von Gasaustritten

stammen könnten (M. Schurter, persönl. Mitteilung). Beide Probenahmen waren begleitet von hochauflösenden Temperatur- und Leitfähigkeitsmessungen mit einer Seabird-Sonde (Wüest et al., 1992). Die detaillierten Resultate der ^3H - ^3He -Proben sind im Anhang C2 aufgeführt.

6.5.2. Temperatur, Leitfähigkeit und Sauerstoff

Ähnlich wie im Zugersee gibt es im Luganersee ein Temperaturminimum in 90 bis 140 m Tiefe (Fig. 6.18a). Darunter bewirkt der geothermische Wärmefluss eine Zunahme der Temperatur, deren destabilisierender Effekt durch einen starken Anstieg des Salzgehaltes kompensiert wird. Da die Temperatur generell höher ist als im Zugersee, ist ihr Einfluss auf die Dichte stärker. Der Effekt des Temperaturanstiegs von 5.39 auf 5.46 °C im Mai 90 wird durch den Leitfähigkeitsanstieg von 242 auf 250 $\mu\text{S}/\text{cm}$ (Fig. 6.18b) um den Faktor vier überkompensiert. Stabilität und Dichtegradientenverhältnis im Luganersee wurden anhand der 1990er Daten von Wüest et al. (1992) diskutiert. Wir begnügen uns hier mit der Feststellung, dass die Stabilitätsverhältnisse insgesamt ähnlich sind wie im Zugersee, abgesehen von der dort gefundenen Episode sehr geringer Stabilität im Sommer 92.

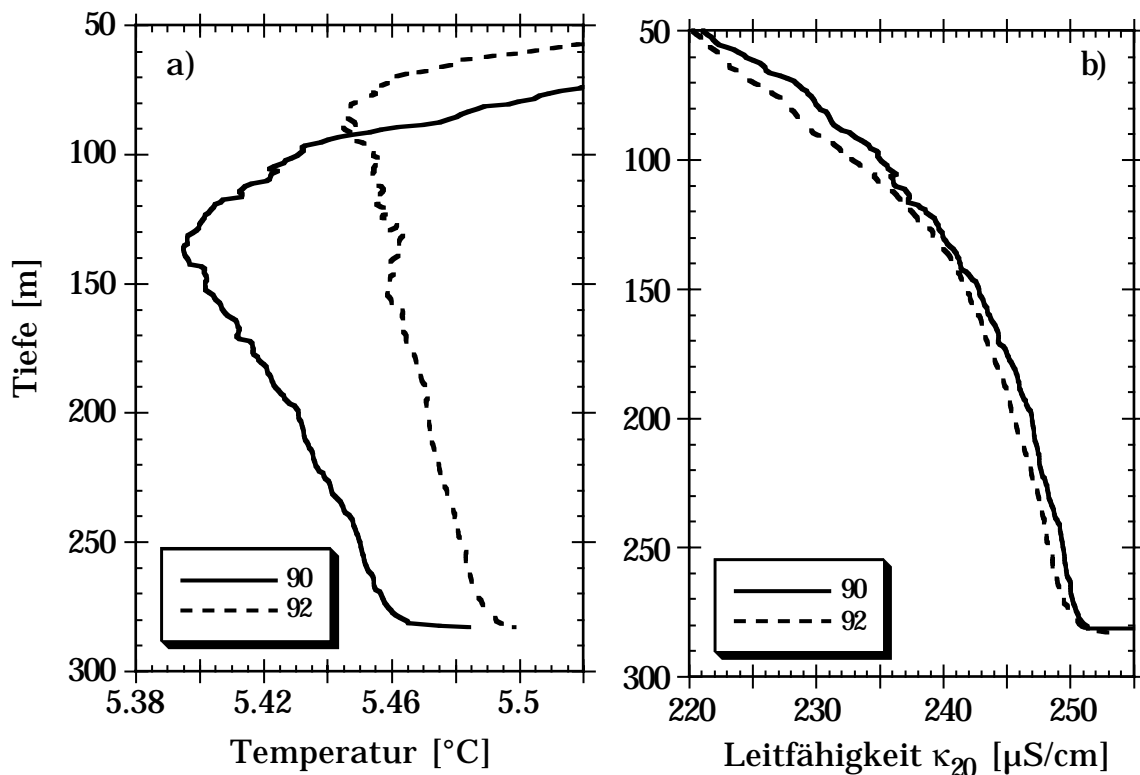


Fig. 6.18. Thermische (a) und chemische (b) Schichtung im Luganersee unterhalb 50 m Tiefe, aufgenommen vor Gandria (Pos. 1 in Fig. 6.17) am 16. 5. 90 und am 1. 12. 92.

Der gelöste Sauerstoff wurde nur bei der zweiten Probenahme im Dezember 92 mit der Seabird-Sonde gemessen (Fig. 6.19). Unterhalb der bis in 20 m Tiefe durchmischten Oberflächenschicht nimmt die Sauerstoffkonzentration scharf ab. In 25 m Tiefe ist ein Überrest des sommerlichen metalimnischen Minimums sichtbar. Danach nimmt der Sauerstoff nahezu linear ab und verschwindet praktisch in 80 m Tiefe. Im Vergleich zum Zugersee ist die aerobe Schicht hier deutlich dünner.

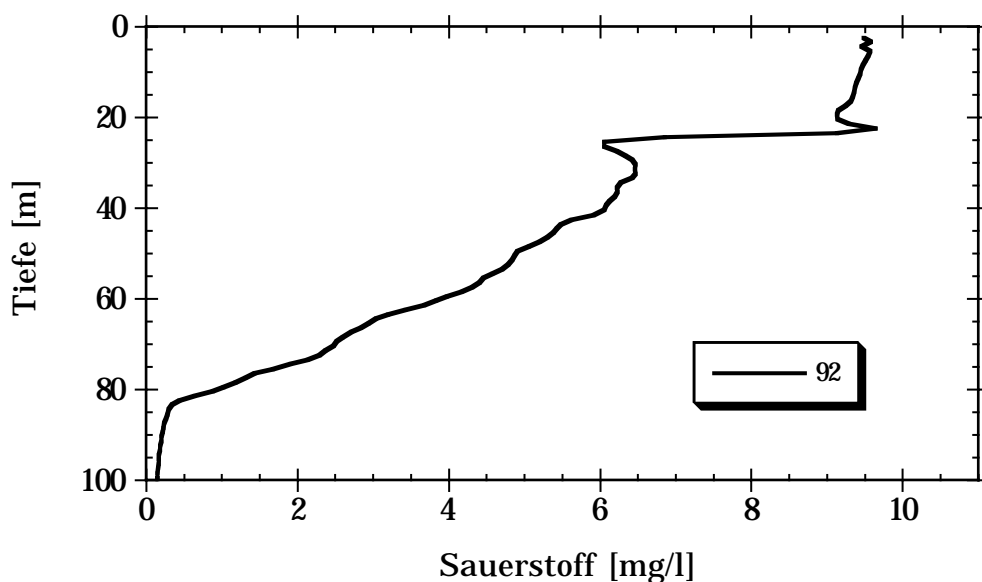


Fig. 6.19. Gelöster Sauerstoff im Luganersee am 1. 12. 92. Daten von der Seabird-Sonde, kalibriert mit Winklerproben.

6.5.3. Tritium, Helium und Wasseralter

Die Tritiumkonzentration im Tiefenwasser des Luganersees (Fig. 6.20a) ist nur wenig tiefer als im Zugersee, obwohl die Tritiumwerte im Niederschlag auf der Alpensüdseite deutlich niedriger sind (Kap. 2.4.3). Als Folge der niedrigen Werte im rezenten Zufluss (≈ 13 TU) besteht im oberen Tiefenbereich ein starker Gradient.

Die Abnahmerate des totalen Tritiuminhaltes zwischen Mai 90 und Dezember 92 betrug (7.2 ± 1.6) %/a, nur wenig grösser als die Zerfallsrate von 5.6 %/a. Der Versuch, die Differenz durch Verdünnung mit Wasser von 13 TU zu erklären, ergibt eine Wasseraustauschrate von (2.3 ± 2.3) %/a, viel kleiner als die theoretische Rate von 8 %/a. Die Abweichung kann zum Teil durch unterdurchschnittliche Abflüsse im untersuchten Zeitraum erklärt werden. 1990 und 91 lagen die Niederschläge in Lugano rund 20 % unter dem langjährigen Mittel (LSA, 1991-1992). Die Abflussdaten der Tresa (Abfluss des gesamten Luganersees) lagen sogar 25 % unter dem Mittel. Daher reduzierte sich die tatsächliche Wasseraustauschrate im Untersuchungszeitraum (leider noch keine Daten für 1992) auf ca. 6 %/a.

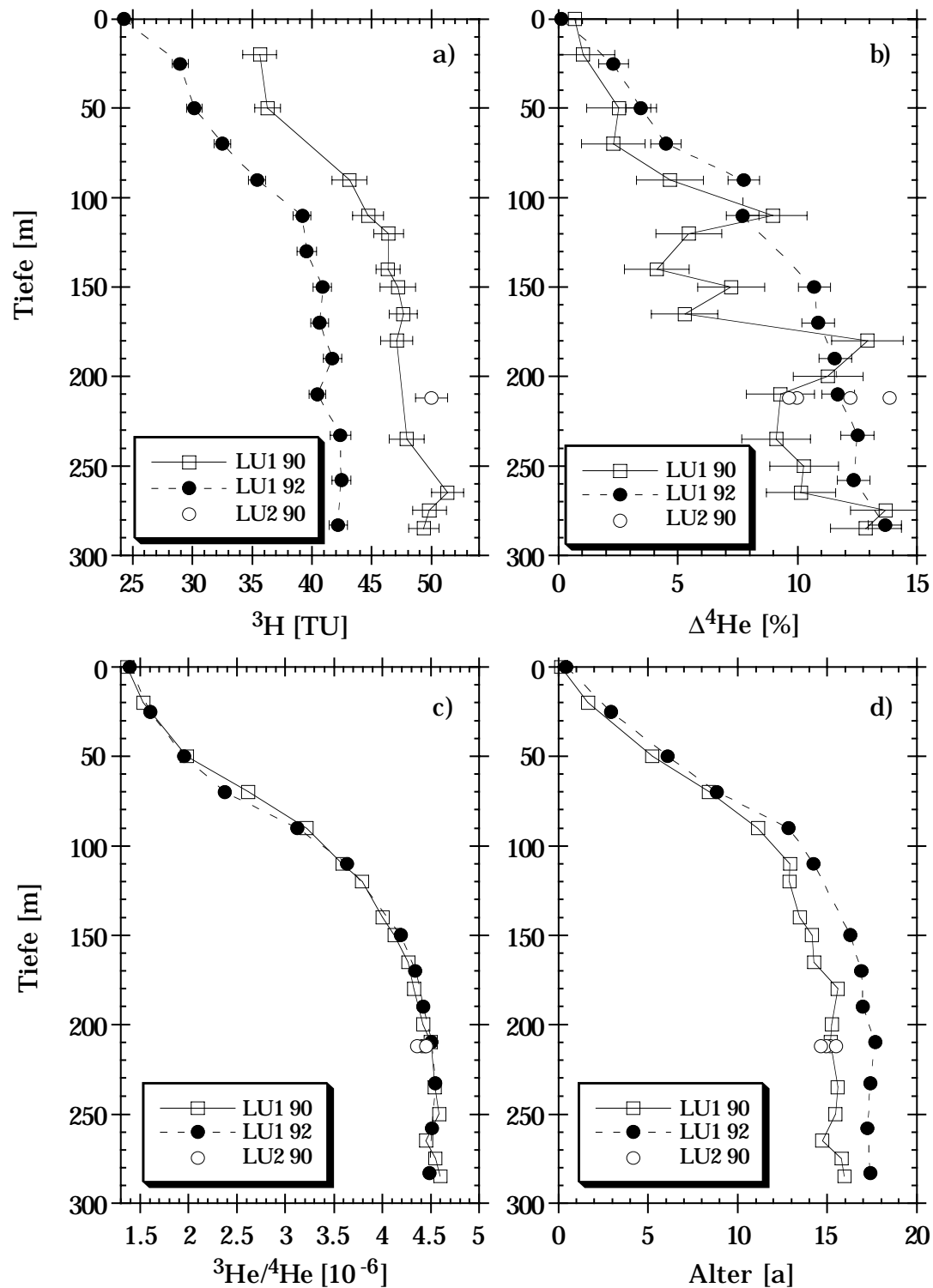


Fig. 6.20: Tritium-, Helium- und Altersprofile im Luganersee (Pos. LU1) vom Mai 1990 und Dezember 1992. Zudem einzelne Messwerte von Pos. LU2. a) Tritium. b) ^4He -Überschüsse in Δ -Notation. c) $^3\text{He}/^4\text{He}$ -Verhältnisse (Fehler in den Symbolen eingeschlossen). d) Wasseralter.

Im stagnierenden Hypolimnion unterhalb 100 m Tiefe nahm der Tritiuminhalt nur noch mit einer Rate von $(6.1 \pm 1.4) \text{ %/a}$ ab. Dies ist nicht mehr von der radioaktiven Zerfallsrate zu unterscheiden.

Das ^4He -Profil von 1990 (Fig. 6.20b) ist viel weniger glatt als jenes von 1992. Die Daten sind mit grösseren Fehlern behaftet. Dies illustriert trefflich die Verbesserung der Reproduzierbarkeit, die im Laufe dieser Arbeit erzielt wurde (vgl. Kap. 3.2). Bei einer Probe von 1990 (220 m, nicht gezeigt) trat unvollständige Extraktion auf, die anhand des hohen ^3He -Signals bei der Tritiummessung nachgewiesen werden konnte. Die Probe aus 265 m Tiefe, die durch ein tiefes $^3\text{He}/^4\text{He}$ -Verhältnis und einen hohen Tritiumgehalt auffällt, ist ebenfalls verdächtig bezüglich ungenügender Extraktion und wird daher bei den weiteren Rechnungen nicht berücksichtigt.

Der ^4He -Überschuss steigt mit der Tiefe markant an. Da keine signifikanten Neonanomalien gefunden wurden (s. Fig. 4.4b), muss das zusätzliche Helium aus dem Untergrund stammen. Leider führt die mangelhafte Qualität der 90er Daten zu einer sehr ungenauen Aussage über die Veränderung des ^4He -Inhaltes im Untersuchungszeitraum: Der Gesamtinhalt stieg um $(4.3 \pm 4.6) \cdot 10^6 \text{ cm}^3\text{STP}$, unter 100 m Tiefe betrug der Zuwachs $(2.6 \pm 2.4) \cdot 10^6 \text{ cm}^3\text{STP}$. Bezogen auf die Querschnittsfläche in 100 m Tiefe ergibt letztere Zahl als erste Abschätzung des ^4He -Flusses $(4.4 \pm 4.0) \cdot 10^{10} \text{ Atome m}^{-2} \text{ s}^{-1}$.

Das $^3\text{He}/^4\text{He}$ -Verhältnis (Fig. 6.20c) wächst anfangs stark mit der Tiefe an und erreicht in den untersten 100 m ein Plateau. Die Zunahme um rund einen Faktor drei ist viel grösser als beim ^4He ($<15 \text{ %}$). Daher gleichen die ^3He -Profile (nicht gezeigt) sehr stark denjenigen des $^3\text{He}/^4\text{He}$ -Verhältnisses. Die Datenqualität der Isotopenverhältnisse ist aber besser als bei den Konzentrationen (vgl. Kap. 3.2).

Trotz praktisch konstantem $^3\text{He}/^4\text{He}$ -Verhältnis wächst das Alter im untersuchten Zeitraum infolge der abnehmenden Tritiumkonzentration an (Fig. 6.20d). Die Zunahme um ca. 1.7 Jahre im untersten Hypolimnion ist aber geringer als die Zeitdifferenz zwischen den Probenahmen (2.55 a). Der Tiefenverlauf des Alters besteht aus einem linearen Anstieg bis in 100 m Tiefe, wonach eine Abflachung eintritt. Ähnlich wie der Sauerstoff zeigt dieser Verlauf, dass nur die obersten 100 m in regelmässigem Kontakt mit der Atmosphäre stehen.

Könnte der Heliumüberschuss im Luganersee aus dem Erdmantel stammen? Im Gegensatz zum Zugersee ist hier die geologische Situation nicht so eindeutig, da im Tessin eine tiefe Störungszone (Insubrische Linie) vorliegt. Diese durchquert das Nordende des Lago Maggiore, zieht aber weit am Luganersee vorbei. Im Bereich des Luganersees gibt es einige kleinere Störungszone.

Im untersten Tiefenbereich gewinnt die terrigene Flächenquelle am Sediment gegenüber der Volumenquelle Tritiumzerfall an Bedeutung (vgl. Kap. 5.5.3). Das Verhältnis der beiden Komponenten, ${}^3\text{He}_{\text{ter}}/{}^3\text{He}_{\text{tri}}$, sollte gegen den Beckengrund hin stark zunehmen. Man kann daher versuchen, aus dem Heliumzuwachs in der untersten Schicht auf die Zusammensetzung der terrigenen Komponente zu schliessen.

In Fig. 6.21 wird gezeigt, wie die Anomalien von ${}^3\text{He}$ und ${}^4\text{He}$ miteinander korrelieren (vgl. auch Fig. 4.5b). Es wurden getrennte lineare Regressionen durch die Daten beider Probenahmen ober- und unterhalb 200 m Tiefe gerechnet. In beiden Tiefenbereichen ist die Korrelation recht hoch ($r > 0.7$). Oberhalb 200 m, wo das tritiogene ${}^3\text{He}$ dominiert, sind die ${}^3\text{He}/{}^4\text{He}$ -Verhältnisse der Überschüsse ($R_{\text{ex}} \sim$ Steigungen der Regressionsgeraden) klar grösser als typische Mantelwerte (90: $R_{\text{ex}} = (27.6 \pm 5.4) \cdot 10^{-6}$; 92: $R_{\text{ex}} = (33.6 \pm 1.8) \cdot 10^{-6}$). Unterhalb 200 m steigt das ${}^3\text{He}$ aber im Vergleich zum ${}^4\text{He}$ schwächer an (90: $R_{\text{ex}} = (5.2 \pm 1.8) \cdot 10^{-6}$; 92: $R_{\text{ex}} = (3.4 \pm 2.3) \cdot 10^{-6}$). Diese letzten Werte sind obere Grenzen für das ${}^3\text{He}/{}^4\text{He}$ -Verhältnis des terrigenen Heliums im Luganersee. Es kann sich nicht um eine reine Mantelkomponente handeln, kleinere Mantelbeiträge zu einem kristalen Gas sind jedoch möglich. Die wahrscheinlichste Interpretation ist, dass der kleine ${}^3\text{He}$ -Zuwachs unter 200 m einer Zunahme des Alters entspricht und die terrigene Komponente rein kristal ist.

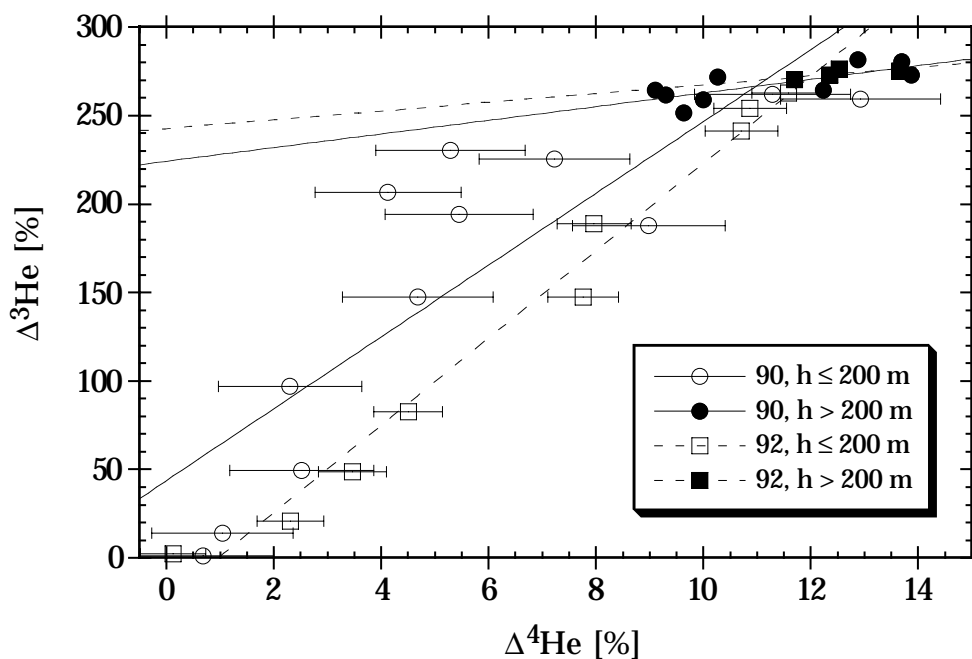


Fig. 6.21: Korrelation der ${}^3\text{He}$ - und ${}^4\text{He}$ -Anomalien im Luganersee, getrennt berechnet für die Bereiche ober- und unterhalb 200 m Tiefe. Fehlerbalken der Übersichtlichkeit halber nur für den oberen Tiefenbereich eingezeichnet.

6.6. Vertikaler Diffusionskoeffizient im Luganersee

6.6.1. Berechnung von K_z mit der Bilanz-Gradient-Methode

Die gemessenen ^3H - und ^3He -Profile von 1990 und 92 wurden interpoliert, um mit (5.47) ein K_z -Profil zu berechnen. Wie Fig. 6.20c zeigt, war die Mischung gerade gross genug, um das neugebildete ^3He abzuführen. Der Integrand im Zähler von (5.47) besteht hauptsächlich aus dem Term $-\lambda T$. Der vertikale Gradient der ^3He -Konzentration ist in den untersten 100 m gering, so dass dort die höchsten K_z -Werte zu erwarten sind. Das Resultat der Rechnung ist in Fig. 6.22 dargestellt.

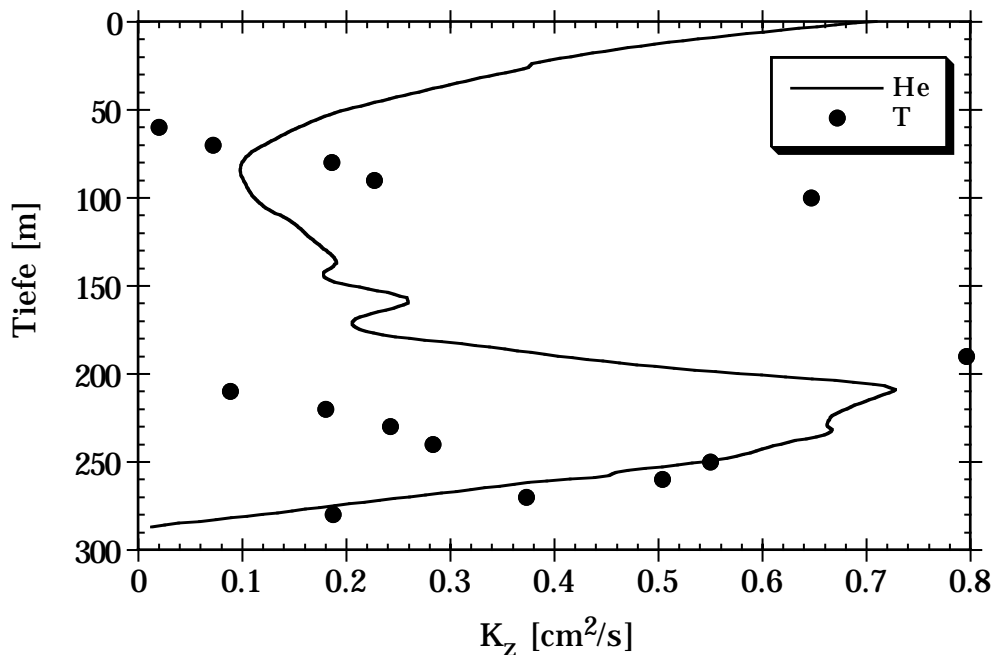


Fig. 6.22. Vertikaler turbulenter Diffusionskoeffizient K_z in Abhängigkeit der Tiefe im Luganersee. Die Werte sind für die Periode Mai 90 bis Dezember 92 berechnet, einerseits aus den ^3H - ^3He -Daten (Linie), andererseits aus den Temperaturdaten (Punkte).

Es bestehen gewisse Ähnlichkeiten zwischen dem K_z -Profil im Luganersee und den Profilen aus dem Zugersee (Fig. 6.6). Das Maximum im Tiefenwasser ($0.7 \text{ cm}^2/\text{s}$) ist um etwa einen Faktor zwei geringer als im mittleren Zugerseeprofil, aber vergleichbar mit den dortigen Winterprofilen. Das Minimum in 80 m Tiefe ($0.1 \text{ cm}^2/\text{s}$) entspricht dem Sommerprofil aus dem Zugersee. Oberhalb 80 m bewirkt die winterliche Teilzirkulation eine Erhöhung.

Beide Seen besitzen also eine jahreszeitlich variable Oberflächenschicht ($\sim 100 \text{ m}$ im Zuger-, 80 m im Luganersee) und einen möglicherweise durch Randmischung dominierten Tiefenwasserbereich (unter 130 m im Zuger-, unter 180 m im Luganersee). Ein wesentlicher Unterschied besteht darin, dass im Luganersee aufgrund der grösseren Tiefe ein ausgedehnter Zwischenbereich mit niedrigen K_z -Werten existiert. Insgesamt sind

die Resultate vom Luganersee eher vergleichbar mit Werten aus anderen Seen (Wüest, 1987; Imboden et al., 1983; Li, 1973).

Auch im Luganersee ist die Berechnung von K_z mit der Temperaturbilanz-Methode problematisch. Die beobachtete Erwärmung im Tiefenwasser (Fig. 6.18a) ist nur unterhalb 200 m Tiefe durch den geothermischen Wärmefluss von 0.097 W/m^2 (Finckh, 1981) zu erklären. Unterhalb 250 m resultiert eine gute Übereinstimmung mit den Berechnungen aus dem Helium (Fig. 6.22). Zwischen 140 und 200 m Tiefe steht die Erwärmung im Widerspruch zu den vertikalen Temperaturgradienten. Möglicherweise haben nicht-diffusive Prozesse wie abtauchende Zuflüsse zur Erwärmung in diesem Bereich beigetragen. Zwischen 80 und 140 m Meter versagt die Temperaturmethode wegen des verschwindenden vertikalen Gradienten. Oberhalb 80 m wirkt sich die winterliche Zirkulation aus. Für die Bestimmung von K_z in diesem Bereich ist das Zeitintervall zwischen den Probenahmen ungeeignet, unabhängig vom verwendeten Tracer.

Insgesamt ergibt die Heliumbilanz die zuverlässigeren Resultate für K_z als die Berechnung aus der Temperaturbilanz.

6.6.2. Sensitivität des CHEMSEE-Modelles für K_z

Um die Signifikanz der berechneten K_z -Werte zu überprüfen, werden sie im CHEMSEE-Modell des Luganersees systematisch variiert. Ausgangspunkt ist eine leicht modifizierte Version des aus den Heliumdaten berechneten K_z -Profils. Anstelle des auf die winterliche Absenkung der Thermokline zurückzuführenden Anstiegs wird K_z oberhalb 80 m konstant auf $0.1 \text{ cm}^2/\text{s}$ gehalten (Modell KzO). Dieses K_z -Profil wird um 20 bzw. 40 % erhöht bzw. erniedrigt (Modelle KzO +,+, -,,-). Ausgehend vom ^3He -Startprofil vom Mai 90 werden diese Modelle bis zum Dezember 92 laufen gelassen und die berechneten ^3He -Profile mit den experimentellen Resultaten verglichen. Wie beim Zugersee zeigt sich, dass die Entwicklung im untersten Tiefenbereich am sensitivsten auf den Parameter K_z reagiert (Fig. 6.23a). Generell ist die Sensitivität kleiner als im Zugersee, K_z kann bestenfalls auf $\pm 20 \%$ genau eingegrenzt werden (gegenüber $\pm 10 \%$ im Zugersee).

Die Reduktion der K_z -Profile auf einen zeitlich und räumlich konstanten Wert ergibt im Luganersee keine befriedigenden Resultate (Fig. 6.23b). In mittleren Tiefen lässt sich die Mischung mit einem kleinen Wert von $0.1 \text{ cm}^2/\text{s}$ gut beschreiben, aber für die korrekte Vorhersage der Entwicklung in den untersten 100 m müssten bis zu viermal höhere Werte eingesetzt werden. Dennoch zeigt der Vergleich der Figuren 6.23b und 6.8b deutlich, dass die vertikale Mischung im Luganersee im untersuchten Zeitraum schwächer war als im Zugersee.

Hauptursache des Unterschiedes dürfte die geringere Stabilität und das Auftreten nicht-lokaler Prozesse im Zugersee sein, wie für den Sommer 92 gezeigt wurde. Eine weitere Erklärung ist die grössere Wasser- aber kleinere Durchmischungstiefe im Luganersee, was zur Bildung einer rund 100 m mächtigen Schicht mit schwacher Mischung führt.

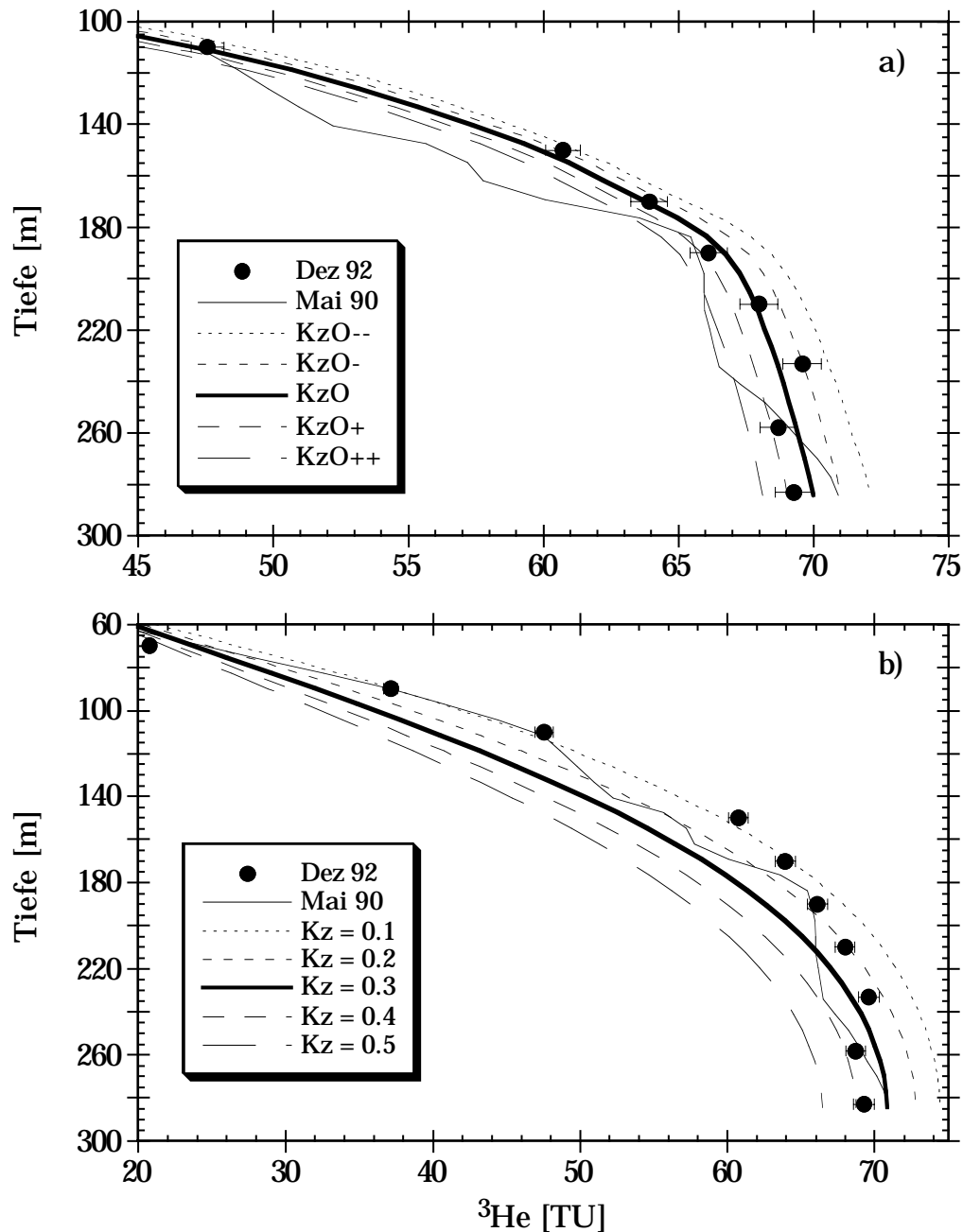


Fig. 6.23. Sensitivitätsanalyse für den Parameter K_z im CHEMSEE-Modell. Ausgehend von den ^3He -Daten vom Mai 90 sollen diejenigen vom Dez. 92 vorhergesagt werden. a) Modell K_zO : Optimales K_z (s. Fig. 6.22). K_zO- (-): K_zO um 20 (40) % erniedrigt. $K_zO+(++)$: K_zO um 20 (40) % erhöht. b) Modelle mit tiefen- und zeitunabhängigem K_z , Werte zwischen 0.1 und 0.5 cm^2/s .

6.6.3. Austauschraten in 2-Box-Modellen

Wie beim Zugersee sollen Austauschraten in 2-Box-Modellen aus (5.38b) bzw. (5.45) berechnet werden (Tab. 6.5). Eine oft verwendete Wahl der Boxgrenze im Luganersee liegt bei 100 m Tiefe (z. B. Barbieri und Mosello, 1992). Das ist in etwa die Obergrenze des anoxischen Bereichs. Auch der Gradient des Wasseralters liegt vorwiegend oberhalb 100 m. Das $^3\text{He}/^4\text{He}$ -Verhältnis wächst dagegen noch bis in ca. 180 m leicht an. Unterhalb dieser Tiefe steigt K_z stark an, und alle Profile verlaufen sehr flach.

Grenze	Glg. (5.38b)	Glg. (5.45)
100 m	0.025	0.034
180 m	0.16	0.053

Tab. 6.5. Austauschraten k_{01} [a^{-1}] des unteren Boxvolumens in zwei 2-Box-Modellen des Luganersees mit unterschiedlicher Tiefe der Boxgrenze. Berechnung nach Glg. (5.38b) bzw. (5.40).

Für quantitative Aussagen beziehen wir uns wiederum auf die explizite Heliumbilanz in (5.45). Die Austauschraten liegen für beide Boxgrenzen im Bereich weniger Prozente pro Jahr. Der Unterschied im Vergleich zum Zugersee (Tab. 6.2) ist frappant.

6.7. Weitere Prozessparameter im Luganersee

6.7.1. Gasaustauschgeschwindigkeit

Die Bestimmung der Gasaustauschgeschwindigkeit v_{He} war nicht das Ziel der Untersuchungen am Luganersee. Daher wurde bei beiden Probenahmen nur je eine Probe aus dem Epilimnion entnommen (an der Oberfläche). Die Datenbasis für Aussagen über v_{He} ist sehr schmal.

Die Methode mit Annahme eines Stationärzustandes im Epilimnion (Glg. 5.52/53) ist nicht anwendbar, da weder im Mai noch im Dezember mit einem stationären Zustand gerechnet werden kann. Zudem sind im Luganersee die ^3He -Gradienten in der Thermokline so gross, dass der Fluss von ^3He ins Epilimnion nicht vernachlässigt werden kann. Die grossen Oberflächenalter von 50 (Mai 90) respektive 160 Tagen (Dez. 92) führen mit (5.53) zu einer Unterschätzung von v_{He} auf ca. 0.1 m/d.

Um die Dynamik der ^3He -Konzentration an der Oberfläche zu verstehen, muss das Mischungsverhalten in den obersten 100 m simuliert werden. Dazu wird im CHEMSEE-Modell die Epilimniontiefe variiert. Es stehen jedoch im Gegensatz zum Zugersee keine detaillierten Daten zur Epilimniontiefe zur Verfügung. Daher wird ein aus den Jahren 1987 bis 89 berechneter mittlerer Jahresverlauf verwendet (Dzambas und Ulrich, 1994). Die bei unseren Probenahmen gefundenen Epilimniontiefen (5 bzw. 18 m) passen gut zu diesem Verlauf. Die maximale Durchmischungstiefe beträgt nur 42 m.

Fig. 6.24 zeigt das Resultat von Modellläufen mit unterschiedlichen Werten für v_{He} . Das gemessene ^3He -Profil vom Mai 90 wird jeweils als Anfangsbedingung vorgegeben. Gesucht wird dasjenige v_{He} , welches zu den besten Vorhersagen der Daten vom Dezember 92 führt. Es zeigt sich, dass das Modell nicht besonders sensitiv auf Variation des Parameters v_{He} reagiert. Angesichts der grossen ^3He -Gradienten bestimmen Epilimniontiefe und vertikale Diffusion die ^3He -Konzentration an der Oberfläche massgeblich mit. Diese Grössen sind nur ungenügend bekannt. Das CHEMSEE-Modell scheint die Zufuhr von ^3He aus der Tiefe und damit v_{He} eher zu überschätzen.

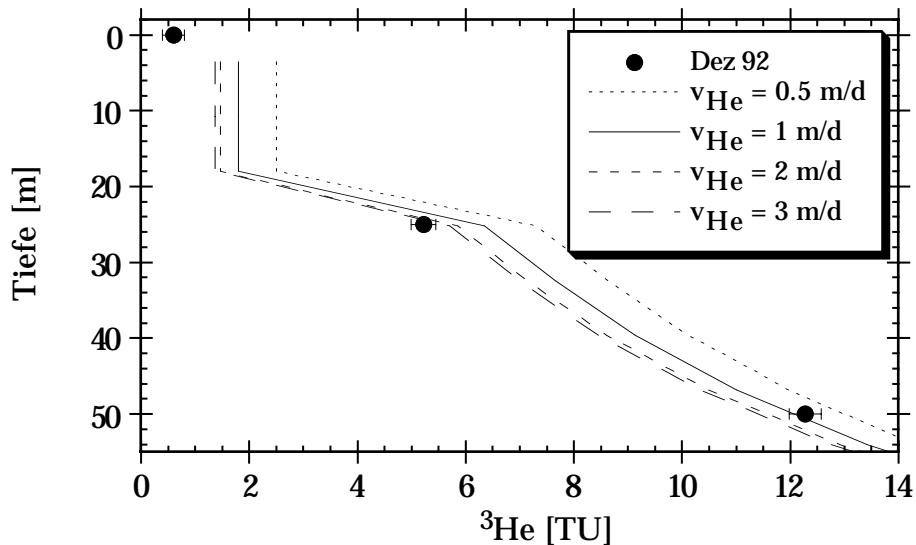


Fig. 6.24. Sensitivitätsanalyse für die Gasaustauschgeschwindigkeit v_{He} im CHEMSEE-Modell des Luganersees. Ausgehend vom Mai 90 werden Profile für den Dezember 92 berechnet (Linien) und mit den Messdaten (Punkte) verglichen.

Ungünstig für die Bestimmung von v_{He} ist das lange Zeitintervall von 2.5 Jahren zwischen den Probenahmen. Da in dieser Zeit zwei winterliche Absenkungen der Thermokline stattgefunden haben, hat die ^3He -Konzentration an der Oberfläche am Ende der Periode nichts mehr mit derjenigen am Anfang zu tun. Aus Fig. 6.24 sind daher kaum quantitative Aussagen über v_{He} zu entnehmen.

Trotzdem wäre der Luganersee mit seinen grossen ^3He -Überschüssen grundsätzlich interessant für die Bestimmung von v_{He} . Man müsste zeitlich hochaufgelöst Proben nehmen, sowohl im Epilimnion als auch in der Thermokline, um die Zufuhr von unten abschätzen zu können.

6.7.2. Heliumfluss aus dem Untergrund

Auch im Luganersee besteht eine Korrelation zwischen Wasseralter und ^4He -Überschuss (Fig. 6.25). Allerdings wird durch die Punkte aus den grössten Tiefen eine Abweichung von der Regressionsgeraden angedeutet, die den unterschiedlichen Quellfunktionen entspricht. Die ^4He -Konzentration nimmt dort im Vergleich zum Alter überproportional zu (vgl. Fig. 6.21). Die Regression wird nur für die Daten von 1992 durchge-

führt, da sie bezüglich ^4He zuverlässiger sind. Pro "Heliumjahr" wächst die ^4He -Konzentration um $(3.3 \pm 0.2) \cdot 10^{-10} \text{ cm}^3\text{STP/g}$ an. Dies entspricht einem Heliumfluss von $(4.8 \pm 0.3) \cdot 10^{10} \text{ Atome m}^{-2} \text{ s}^{-1}$. Ohne die Punkte aus Tiefen unterhalb 200 m erhält man $(4.4 \pm 0.3) \cdot 10^{10} \text{ Atome m}^{-2} \text{ s}^{-1}$. Diese Zahlen sind in Übereinstimmung mit den wesentlich unsichereren Resultaten der direkten Berechnung aus dem Zuwachs des Heliuminhaltes zwischen den beiden Probenahmen (Kap. 6.5.3).

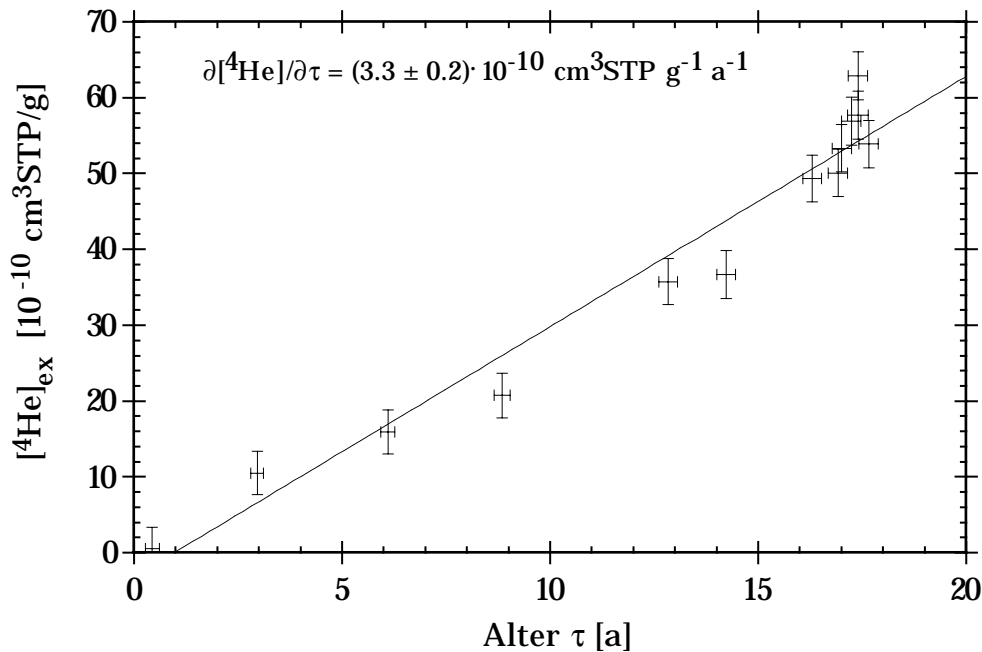


Fig. 6.25. Korrelation der ^4He -Überschüsse mit dem Alter im Dezember 92.

Interessant ist der Versuch, den Heliumfluss aus dem Gradienten $\partial^4\text{He}/\partial z$ und dem Diffusionskoeffizienten K_z unter der Annahme eines Stationärzustandes zu berechnen. Die Modellrechnungen mit tiefenunabhängigem K_z (Fig. 6.23b) haben gezeigt, dass diese Näherung für den Luganersee nicht sehr gut ist. Es verwundert daher nicht, dass sich das ^4He -Profil vom Dezember 92 nur schlecht durch eine Gerade annähern lässt (Fig. 6.26a). Die Steigung der Gerade ergibt $F_{\text{He}}/K_z = (5.9 \pm 0.3) \cdot 10^{14} \text{ Atome/m}^4$. Nehmen wir als Abschätzung für K_z aus Fig. 6.23b den Wert $(0.2 \pm 0.1) \text{ cm}^2/\text{s}$, so erhalten wir als Resultat für den ^4He -Fluss $(1.2 \pm 0.6) \cdot 10^{10} \text{ Atome m}^{-2} \text{ s}^{-1}$. Dieser Wert ist im Vergleich zu den bisherigen Abschätzungen erstaunlich klein. Trotz der offensichtlichen Unzulänglichkeit des Modelles mit konstantem K_z hätte man eine bessere Übereinstimmung erwartet.

Das gemessene ^4He -Profil lässt sich wesentlich besser als stationäres Profil erklären, wenn ein Tiefenabhängigkeit von K_z zugelassen wird. Zu diesem Zweck wurde das K_z -Profil aus Fig. 6.22 in drei Tiefenbereiche eingeteilt und jeweils durch eine analytische Funktion $K_{z,i}(z)$ angenähert, wobei z stets die Höhe über Grund bedeutet. Von 0 bis 75 m Tiefe kann K_z als exponentiell zunehmende, von 75 bis 225 m als exponentiell abnehmende Funktion von z beschrieben werden ($K_{z,i}(z) = K_{0,i} \cdot e^{\beta_i z}$; $\beta_1 > 0$, $\beta_2 < 0$). Der

Teil unterhalb 225 m Tiefe wurde linear ($K_{z,3}(z) = K_{0,3} \cdot (1 + \gamma z)$) approximiert. Mit diesen Funktionen lässt sich (5.58) leicht integrieren, man erhält ein exponentielles bzw. logarithmisches ${}^4\text{He}(z)$ -Profil. Diese Lösungen wurden in den jeweiligen Tiefenbereichen an die gemessenen Werte angepasst. Die Resultate sind in Fig. 6.26a dargestellt.

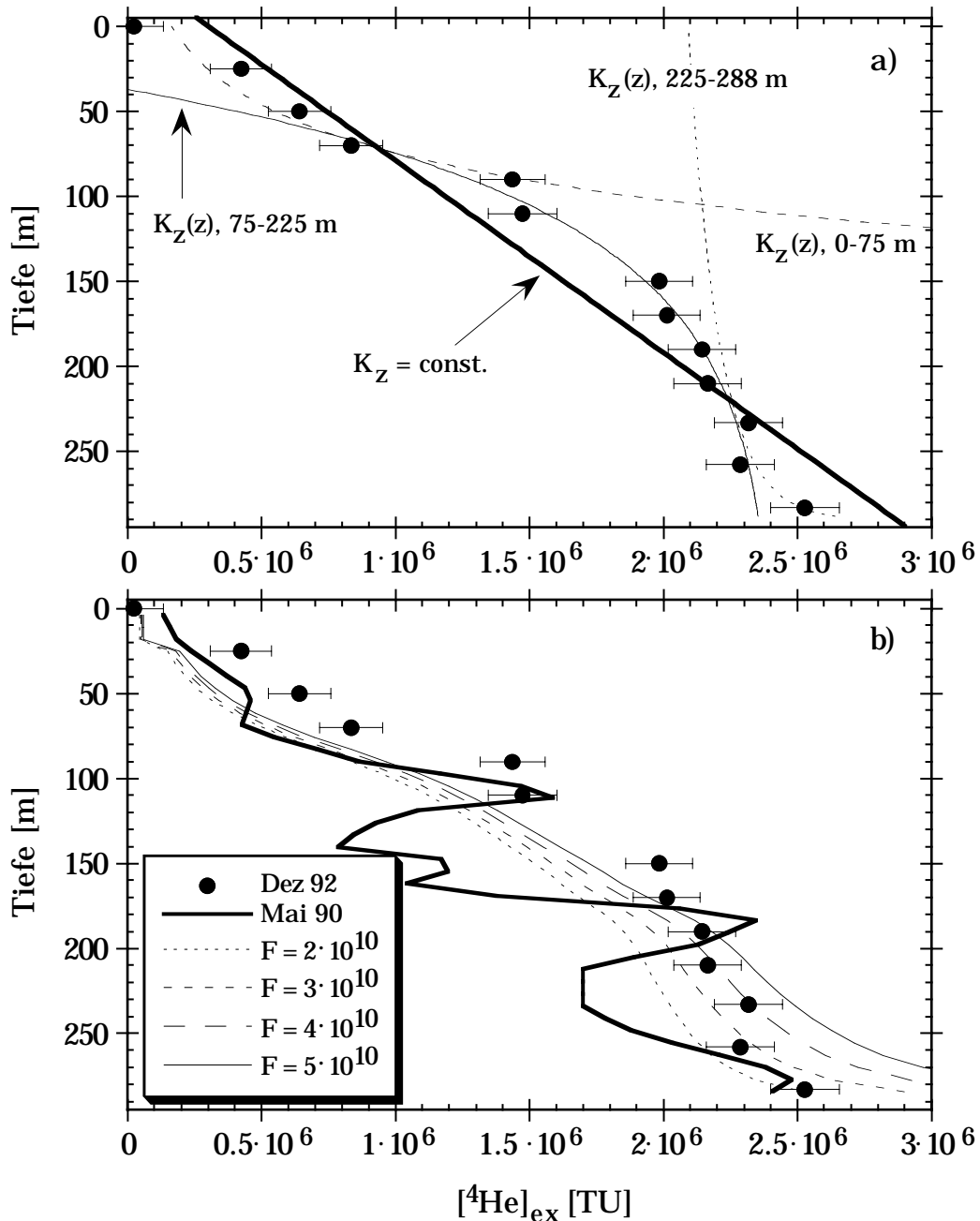


Fig. 6.26. Bestimmung des ${}^4\text{He}$ -Flusses. a) Anpassung eindimensionaler Diffusionsmodelle mit konstantem bzw. tiefenabhängigem K_z . Im zweiten Fall wurde das K_z -Profil aus Fig. 6.22 in drei Tiefenstufen durch analytische Funktionen angenähert (s. Text). b) Anpassung mit dem CHEMSEE-Modell. Ausgehend vom gemessenen Profil im Mai 90 (dicke Linie) sollen die Messdaten vom Dezember 92 (Punkte) vorhergesagt werden. Gezeigt sind Berechnungen für vier F_{He} -Werte zwischen 2 und $5 \cdot 10^{10}$ Atomen $\text{m}^{-2} \text{s}^{-1}$. ${}^4\text{He}$ -Skala in "TU".

Mit dem exponentiellen K_z -Profil im mittleren Tiefenbereich lässt sich fast das gesamte ^4He -Profil sehr gut erklären. Nur die obersten zwei sowie die allertiefste Probe müssen mit den anderen K_z -Teilstücken beschrieben werden. In den Modellkurven tritt, analog zur Steigung im Modell mit konstantem K_z , der Quotient $F_{\text{He}}/K_z(0)$ als Fitparameter auf. Daraus kann F_{He} berechnet werden. Die Resultate betragen: $F_{\text{He}} = (1.8 \pm 0.5) \cdot 10^{10}$ Atome $\text{m}^{-2} \text{s}^{-1}$ für 0 bis 75 m Tiefe, $F_{\text{He}} = (1.1 \pm 0.1) \cdot 10^{10}$ Atome $\text{m}^{-2} \text{s}^{-1}$ für 75 bis 225 m Tiefe, sowie $F_{\text{He}} = (1.0 \pm 0.4) \cdot 10^{10}$ Atome $\text{m}^{-2} \text{s}^{-1}$ für das Teilstück am Grund. Das gewichtete Mittel stimmt praktisch mit dem zuverlässigsten Wert vom mittleren Teilstück überein. Dieses Resultat ist konsistent mit der gröberen Abschätzung mit konstantem K_z , aber wie dieses im Widerspruch zu der Berechnung des Flusses aus der Korrelation der ^4He -Überschüsse mit dem Alter.

Dieser Widerspruch könnte bedeuten, dass die Annahme, das ^4He -Profil befinde sich im Stationärzustand, falsch war. Die aus der ^3He -Bilanz der Periode Mai 90 bis Dezember 92 berechneten K_z -Werte führen zu einem Abfluss von ^4He aus dem See, der kleiner ist als der wahrscheinliche Zufluss aus dem Sediment. Die ^4He -Überschüsse sollten weiter anwachsen, was für die untersuchte Periode im Rahmen der Genauigkeit auch festgestellt wurde (Kap. 6.5.3). Wenn aber kein Stationärzustand vorliegt, so ist es erstaunlich, dass das gemessene ^4He -Profil so gut zu den Vorhersagen des entsprechenden Modelles passt. Erst das Studium der langfristigen Entwicklung des Heliums im Luganersee (Kap. 6.8) wird uns weiterhelfen.

Der Versuch, den Heliumfluss durch Anpassung im CHEMSEE-Modell zu bestimmen, leidet wie die Berechnung aus der Inhaltsveränderung an den ungenauen Daten von 1990. Fig. 6.26b zeigt, wie ausgehend vom ziemlich verrauschten Startprofil vom Mai 90 die ^4He -Überschüsse für Dezember 92 vorhergesagt werden. Es scheint, als sei die Annahme eines räumlich konstanten Flusses nicht erfüllt. Die Messdaten aus dem unteren Hypolimnion deuten auf kleinere F_{He} -Werte hin als im mittleren Tiefenbereich. Die ^4He -Überschüsse oberhalb 100 m werden von allen Modellen unterschätzt. Zum Teil könnten die Diskrepanzen auf Fehler im Startprofil zurückzuführen sein. Jedenfalls deutet Fig. 6.26b auf einen höheren Heliumfluss hin, als aus dem stationären Modell von Fig. 6.26a resultiert.

6.7.3. Sauerstoffzehrung

Die Datenbasis zur Bestimmung der Sauerstoffzehrung im Luganersee ist auf fünf Proben aus den obersten 90 m im Dezember 92 beschränkt. In diesem Tiefenbereich ist die orographische Funktion $a(z)$ klein und nimmt nur wenig von 0.0024 auf 0.0038 m^{-1} zu (Livingstone, 1992). Daher überrascht die hohe Korrelation zwischen Wasseralter und Sauerstoffdefizit (Fig. 6.27) nicht. Die Sauerstoffkonzentration erreicht den Nullpunkt erst bei einem Alter von ca. 13 Jahren, gegenüber 4 Jahren im Zugersee. Daraus resul-

tiert für den Luganersee eine gut dreimal kleinere Zehrungsrate von $(0.8 \pm 0.1) \text{ g m}^{-3} \text{ a}^{-1}$ im Vergleich zu $(2.6 \pm 0.1) \text{ g m}^{-3} \text{ a}^{-1}$ im Zugersee (Kap. 6.3.3). Dieser Unterschied ist bemerkenswert, denn die Eutrophierung der beiden Seen ist vergleichbar.

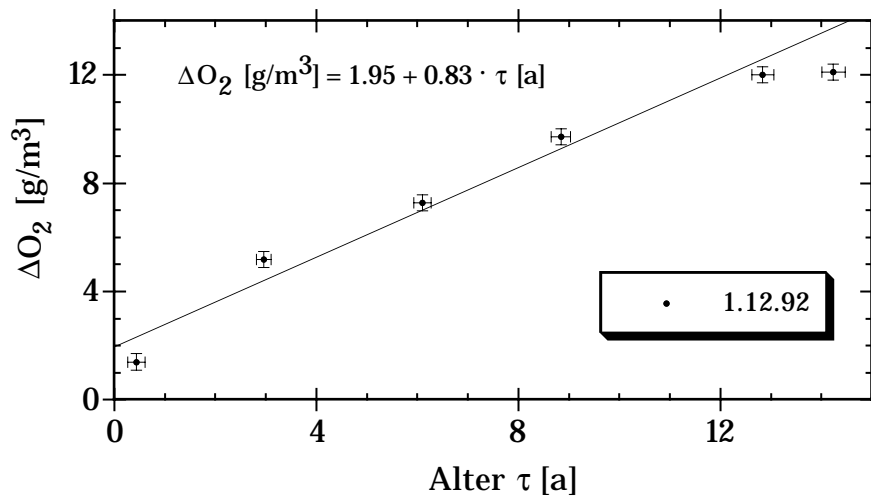


Fig. 6.27. Korrelation des Sauerstoffdefizits mit dem Wasseralter zur Bestimmung der Sauerstoffzehrung im Luganersee. Nur Daten vom Dezember 92. Unterhalb ca. 90 m verschwindet der gelöste Sauerstoff, weshalb diese Punkte aus der Regression ausgeschlossen werden mussten (Plateau bei $\Delta O_2 \approx 12 \text{ mg/l}$, angedeutet durch die von den Proben aus 90 und 110 m Tiefe stammenden Punkte).

Wie lässt sich die geringe Sauerstoffzehrung im Luganersee verstehen? Die folgende Beobachtung ist interessant: Im Luganersee steht der aerobe Bereich mit weitaus weniger Sedimentfläche in Kontakt als im Zugersee. Das Verhältnis $\Delta A/\Delta V$ beträgt für die obersten 90 m im Luganersee 0.0033 m^{-1} gegenüber 0.0100 m^{-1} für die obersten 130 m im Zugersee. Würde sich alle Zehrung am Sediment abspielen, so wäre damit der Unterschied der auf das Volumen bezogenen Zehrungsrate erklärt (s. Glg. 5.64). Diese Erklärung steht aber im Widerspruch zu den in Kap. 5.6.4 besprochenen Untersuchungen der Sauerstoffzehrung in Seen, die alle auf eine Volumenzehrungsrate von mehreren $\text{g m}^{-3} \text{ a}^{-1}$ hinweisen. Unsere Resultate vom Zuger- und Luganersee sind offensichtlich nicht vereinbar mit einer derart grossen Volumenzehrungsrate. Wir verschieben die eingehendere Diskussion dieses Widerspruchs auf Kap. 7.6.3, wo uns noch weitere Daten zur Verfügung stehen werden.

Es sollte auch nicht vergessen werden, dass im Falle einer Mischung von Wassermassen mit verschiedenen Tritiumgehalten das Wasseralter nicht unbedingt der effektiven Aufenthaltszeit der Gase entspricht (Kap. 5.2). Die Mischung von Zuflusswasser mit altem, tritiumreichem Wasser in den obersten 100 m des Luganersees führt zu einer systematischen Überschätzung des Alters und damit zu einer Unterschätzung der Zehrungsrate. Der schwierig abzuschätzende Effekt ist im Luganersee wegen des grösseren Tritiumgradienten ausgeprägter als im Zugersee.

6.8. Die langfristige Entwicklung des Luganersees

Da im Luganersee Wasseralter von über 17 Jahren gemessen werden, enthalten die heutigen Konzentrationen von ^3H und ^3He Informationen über das Mischungsverhalten des Sees in den letzten Jahrzehnten. Analog zum Zugersee soll versucht werden, diese Informationen mit Hilfe eines CHEMSEE-Modelles offenzulegen, das den Zeitraum seit Beginn der Bombentritiumära umfasst.

6.8.1. Reproduktion der heutigen Profile

Der erste Ansatz besteht darin, die in den Jahren 1990 bis 92 gefundenen Parameter als typisch für die gesamte Modellperiode seit 1953 zu betrachten. In Tab. 6.6. sind die entsprechenden Prozessparameter zusammengestellt.

Ein Modellauf von 1953 bis 1993 zeigt jedoch deutlich, dass dieses Modell die Realität nicht korrekt wiedergeben kann. Es sagt für den 1. 1. 1993 die Tritiumkonzentration um einen Faktor 2 zu tief, den ^4He -Überschuss und das Alter dagegen um etwa denselben Faktor zu hoch voraus. Offensichtlich war die Mischung in den letzten 40 Jahren im Mittel stärker als im Zeitraum 90 bis 92. Sonst hätte sich viel mehr Helium im Tiefenwasser akkumuliert.

Prozess	Parameter	Wert
Zirkulation	h_{epi}	Jahresgang (Dzambas u. Ulrich, 1994)
Turbulente Diffusion	K_z	Profil aus He-Daten (s. Fig. 6.22)
Gasaustausch	$v_{\text{He}}; v_3$	1 bzw. 1.075 m/d (vgl. Kap. 2.6)
Heliumfluss	$F_{\text{He}}; R_{\text{ter}}$	$3 \cdot 10^{10}$ Atome $\text{m}^{-2} \text{s}^{-1}$; $2 \cdot 10^{-8}$ (Kap. 2.3)
Tritiumeintrag	T_p	Datenreihe Locarno (Kap. 2.4.3)
Tritiumaustausch via Wasserdampf	h, E	$h = 0.61, E = 0.66$ m/a, aus Tab. 6.4 nach Krause (1980a) berechnet
Hydrographie	Q, A, h_{max}	s. Tab. 6.4
Morphometrie	$A(z)$	nach Livingstone (1992)

Tab. 6.6. Ausgangswerte der Prozessparameter im Langzeit-CHEMSEE-Modell des Luganersees.

Im folgenden werden drei verschiedene Szenarien für die letzten 40 Jahre diskutiert, die zu einer korrekten Vorhersage der Ende 1992 gemessenen Profile führen. Sie unterscheiden sich in Ausmass und zeitlichem Verlauf der vertikalen Mischung sowie im Tritiumeintrag. Die Vorhersagen der Modelle für ^3H und ^3He werden in Fig. 6.28 mit den Messwerten verglichen.

Modell S1 (stationäre Mischung):

Die Grundannahme, dass die Intensität der vertikalen Mischung, d. h. der Parameter K_z , in den letzten 40 Jahren konstant war, wird beibehalten. Bei sonst gleichbleibenden Bedingungen muss das K_z -Profil aus Fig. 6.22 mit einem Faktor 2.5 multipliziert werden,

damit die Vorhersage für das $^3\text{He}/^3\text{H}$ -Verhältnis stimmt. Nach dieser deutlichen Erhöhung stehen die Spitzenwerte von K_z im Luganersee nicht mehr hinter dem Zugersee zurück. Im Bereich zwischen 80 und 180 m Tiefe bleibt K_z jedoch unter $0.5 \text{ cm}^2/\text{s}$.

Die Erhöhung der Mischung zieht eine Erhöhung der modellierten Tritiumkonzentrationen nach sich, da nun das Tritium zu den Zeiten des grossen Eintrages schneller ins Tiefenwasser vordringt. Dies allein genügt jedoch nicht, um den Tritiumgehalt anfangs der 90er Jahre zu erklären. Um Übereinstimmung mit den Messwerten zu erzielen, müssen die Konzentrationen im Zufluss gegenüber der erweiterten Datenreihe von Locarno (s. Kap. 2.4.3) um 65 % erhöht werden. Mit dieser Anpassung gleicht die Tritiumeintragsfunktion nunmehr den Werten von der Alpennordseite, wie sie im Zugersee verwendet wurden. Eine denkbare Erklärung wäre, dass die Extrapolation der Korrelation mit der Referenzdatenreihe von Wien für die 50er und 60er Jahre unzulässig ist. Allerdings scheint der Tritiumeintrag auch zwischen den Probenahmen 1990 und 92 grösser gewesen zu sein, als die Messwerte von Locarno erwarten lassen (Kap. 6.5.3).

Modell S2 (stationäre Mischung, maximale Epilmniontiefen):

Dieses Modell unterscheidet sich vom vorangehenden nur darin, dass die geforderte Erhöhung der vertikalen Mischung teilweise durch eine Erhöhung der Epilmniontiefe h_{epi} im Winter erzielt wird. Bisher wurde mit dem mittleren jahreszeitlichen Verlauf von h_{epi} gemäss Dzambas und Ulrich (1994) gerechnet (Höchstwert 42 m). Im Modell S2 verwenden wir die maximalen Werte aus dieser Quelle (Höchstwert 76 m). Der Unterschied ist jedoch gering: Der Skalierungsfaktor von K_z kann von 2.5 auf 2.1 erniedrigt werden. Beim Tritiumeintrag ändert sich nichts.

Modell A (abnehmende Mischung und Epilmniontiefe):

Eine Verringerung der notwendigen Anpassung des Tritiumeintrages lässt sich erreichen, wenn die Mischungsintensität in den Jahren des starken Eintrages erhöht wird. Tatsächlich fand ausgerechnet zur Zeit des maximalen Tritiumpeaks, im kalten Winter 1962/63, die letzte Belüftung des Tiefenwassers statt (Barbieri und Mosello, 1992). Als Folge dieser Mischungsepisode verringerte sich die Differenz der Leitfähigkeit in den Schichten ober- und unterhalb 100 m auf nur $3 \mu\text{S}/\text{cm}$ (heute über $30 \mu\text{S}/\text{cm}$). Dies lässt geringe Stabilität und intensive Mischung vermuten, bevor 1965 bis 75 der starke Anstieg des Phosphorgehaltes stattfand.

Die Grundannahme des Modells A ist, dass die Mischung im Luganersee infolge zunehmender Eutrophierung stark zurückgegangen ist (Wüest et al., 1992). Die erhöhte Primärproduktion führt zu stärkerer Sedimentation. Die Mineralisation des biologischen Materials im Tiefenwasser setzt dort gelöste Stoffe frei, wodurch die chemische Stabilisierung verstärkt und die Mischung unterdrückt wird. Im Modell werden die Parameter K_z und h_{epi} zwischen 1953 und 93 linear erniedrigt, bis sie am Ende die Werte von Tab. 6.6 erreichen. Im Winter 1962/63 wird eine Vollzirkulation angenommen.

Um das Modell zur Übereinstimmung mit den Messdaten zu bringen, müssen die Startwerte für K_z und h_{epi} 4.5 mal höher als die Endwerte gewählt werden. Weniger übertrieben wirkende Mischungsintensitäten wären möglich, wenn anstelle der linearen Abnahme ein abrupter Rückgang kurz vor dem untersuchten Zeitraum 90 bis 92 eingesetzt würde. Dies würde auch zu einer besseren Vorhersage des Tritiumprofils in der oberen Hälfte führen.

Bezüglich Tritiumeintrag schneidet das Modell A günstiger ab als die vorhergehenden Modelle. Die Eintragsdaten von Locarno müssen nur noch um 25 % erhöht werden. Eine solche Abweichung kann mit Argumenten wie beim Zugersee (Kap. 6.4.1) plausibel gemacht werden (z. B. jährliche und saisonale Niederschlagsverteilung).

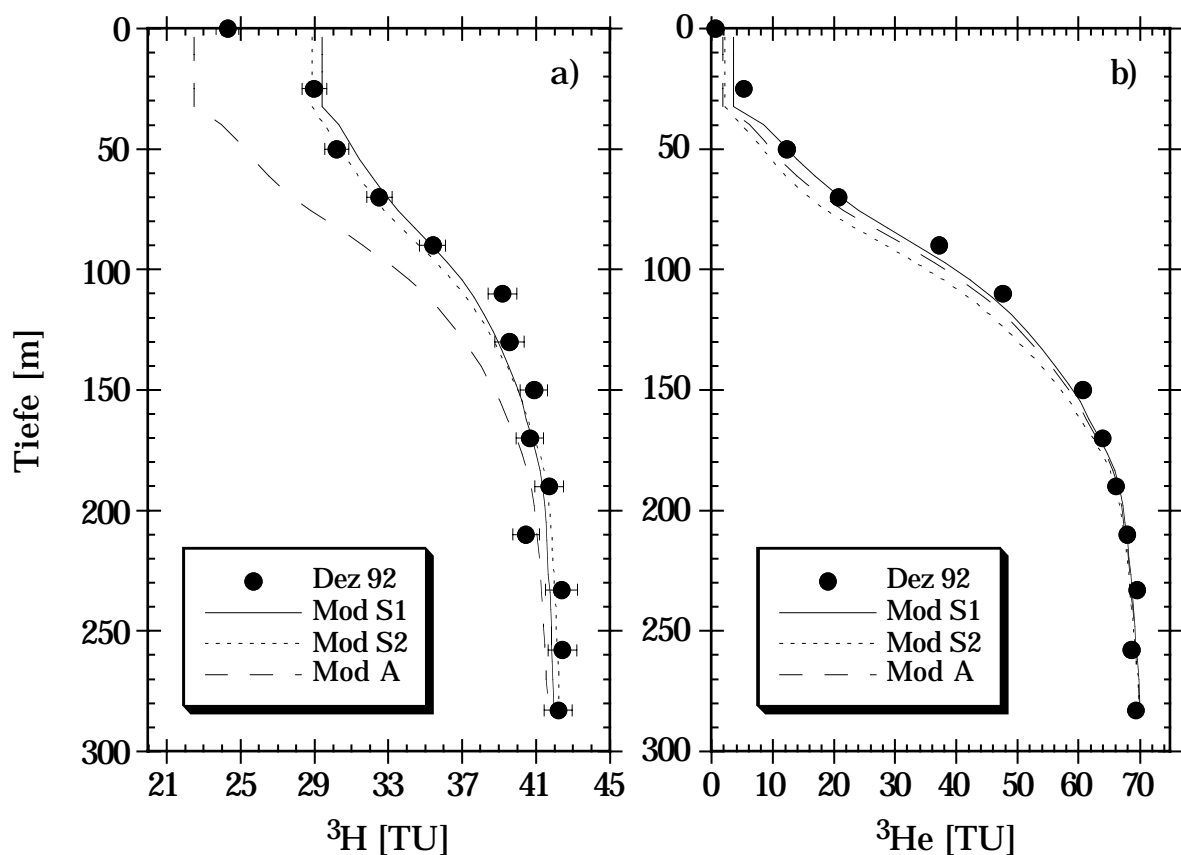


Fig. 6.28. Vorhersagen verschiedener Langzeitmodelle für den 1.1.93 im Vergleich mit den Messdaten vom 1.12.92. a) Tritium, b) ^3He . Modell S1: stationäre Mischung, K_z 2.5 mal höher als in Fig. 6.22, Tritiumeintrag 1.65 mal Datenreihe von Locarno. Modell S2: wie S1, aber grössere Epitiefen (Maximum nach Dzambas und Ulrich, 1994), dafür K_z 2.1 mal Fig. 6.22. Modell A: Mischung abnehmend, K_z und Epitiefe gehen um einen Faktor 4.5 zurück, Vollzirkulation 1963, Tritiumeintrag 1.25 mal Locarno.

Zusammenfassend lässt sich sagen, dass keines der drei vorgestellten Modelle restlos überzeugt, obwohl alle die heute gefundenen ^3H und ^3He -Profile befriedigend vorher-sagen können. Die Anzahl der anpassbaren Parameter ($K_z(t)$, $h_{\text{epi}}(t)$, T_p) ist zu gross, um zu einer eindeutigen Lösung zu gelangen. Folgende Punkte sind jedoch klar:

- Die Mischung war in den letzten 40 Jahren im Mittel deutlich intensiver als in der Messperiode 1990 bis 92.
- Besonders intensive Mischung in den 60er Jahren, zur Zeit des maximalen Tritium-eintrags ist sehr wahrscheinlich.
- Die erweiterte Tritiumdatenreihe von Locarno ist zu tief um den heutigen Tritiumgehalt des Luganersees zu erklären.

6.8.2. Der Heliumfluss im Langzeitmodell und ein Vergleich der Ansätze

Da die drei besprochenen Langzeitmodelle die heutigen ^3H - und ^3He -Profile korrekt vorhersagen, sollten sie dies bei richtiger Wahl des Flusses aus dem Untergrund auch für ^4He tun. Es bietet sich eine Möglichkeit zur Klärung des in Kap. 6.7.2 aufgetretenen Widerspruches zwischen den Ergebnissen verschiedener Methoden zur Flussbestimmung. Mit einer $1/e$ -Zeitkonstanten von ca. 12 Jahren erreicht der ^4He -Überschuss in den Modellen S1 und S2 den Stationärzustand. Im Modell A wird wegen der fortlaufend ändernden Mischung natürlich kein stationärer Zustand erreicht.

Wie Fig. 6.29 zeigt, liefern alle drei Modelle die beste Übereinstimmung mit den Messdaten für ein F_{He} von ca. $3.5 \cdot 10^{10}$ Atomen $\text{m}^{-2} \text{s}^{-1}$. Dieser Wert ist etwas tiefer als aus der Regression von ^4He -Überschuss gegen Wasseralter (Fig. 6.25) berechnet, aber klar höher als aus den stationären Diffusionsmodellen (Fig. 6.26a) abgeschätzt.

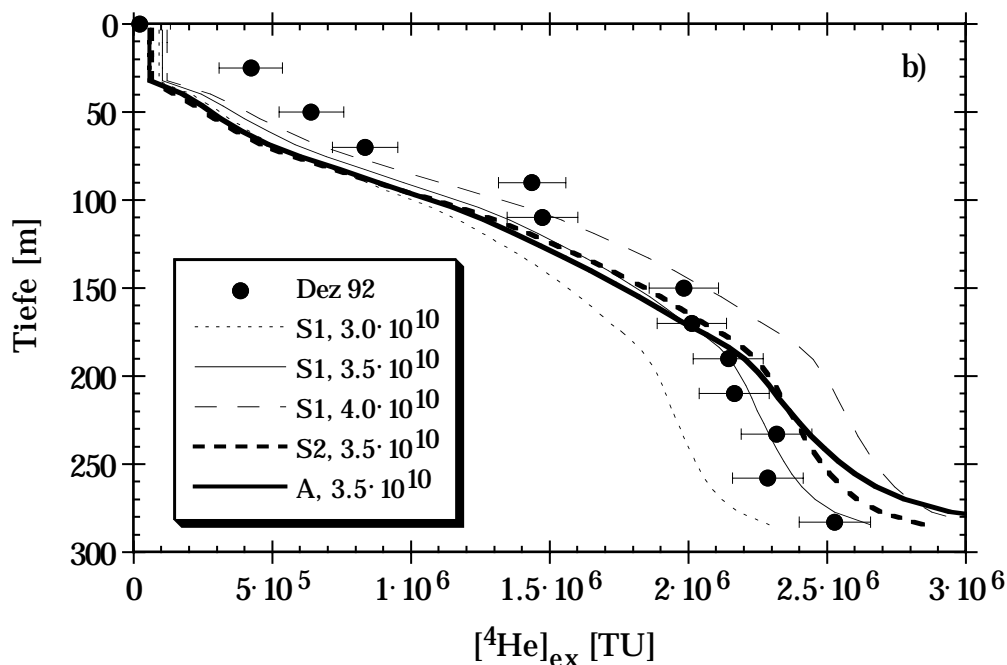


Fig. 6.29. Bestimmung des ^4He -Flusses aus dem Untergrund mit denselben CHEMSEE-Modellen wie in Fig. 6.28. Punkte: Messdaten, Linien: Modellvorhersagen für verschiedene Werte des Flusses. ^4He -Skala in der im Modell verwendeten Einheit "TU", Angaben von F_{He} in $\text{Atomen m}^{-2} \text{s}^{-1}$.

Die Langzeitmodelle zeigen ganz klar, dass das ^4He -Profil vom Dezember 92 bezüglich der für die vorangehenden 2.5 Jahre berechneten K_z -Werte nicht im Stationärzustand

ist. Es entspricht vielmehr ungefähr dem Stationärzustand im Modell S1, d. h. mit 2.5 mal höherem K_z . Dann ergeben auch die Modelle aus Fig. 6.26a einen entsprechend höheren Fluss, nämlich im Mittel $(2.8 \pm 0.3) \cdot 10^{10}$ Atomen $m^{-2} s^{-1}$. Dieser Wert passt wesentlich besser zu den anderen Abschätzungen. Wie schon beim Zugersee ergibt die Korrelation des ^4He -Überschusses mit dem Wasseralter einen etwas höheren Wert als das CHEMSEE-Modell und die Berechnungen mit der Annahme stationärer ^4He -Profile. Tab. 6.7 gibt einen Überblick über die Resultate der verschiedenen Ansätze zur Bestimmung des ^4He -Flusses in den beiden Seen. Es sollte noch genauer untersucht werden, ob (und wenn ja weshalb) zwischen den verschiedenen Methoden systematische Unterschiede bestehen.

^4He -Flüsse [10^{10} Atome $m^{-2} s^{-1}$]

Modellansatz	Zugersee	Luganersee
Korrelation $^4\text{He}_{\text{ex}}$ mit Alter	1.6 ± 0.3 (Fig. 6.11)	4.8 ± 0.3 (Fig. 6.25)
Stationäres ^4He -Profil	1.1 ± 0.2 (Fig. 6.12a)	2.8 ± 0.3 (Fig. 6.26a)
Stationärzustand im CHEMSEE	1.1 ± 0.3 (Fig. 6.12b)	3.5 ± 0.3 (Fig. 6.29)
gewichteter Mittelwert	1.2 ± 0.2	3.7 ± 0.2

Tab. 6.7. Zusammenfassung der Bestimmungen des ^4He -Flusses im Zuger- und Luganersee.

Der Heliumfluss im Luganersee scheint nur wenig grösser als der für die mittlere kontinentale Kruste berechnete Wert von $3 \cdot 10^{10}$ Atomen $m^{-2} s^{-1}$ (s. Kap. 2.3.2) zu sein. Er ist klar grösser als der Fluss im Zugersee. Der Grund für diesen Unterschied muss in der Geologie des Untergrundes gesucht werden. Es besteht offenbar keine Korrelation zwischen Wärme- und Heliumfluss, denn gemäss Finckh (1981) ist der Wärmefluss im Luganersee geringer als im Zugersee (97 bzw. 120 mW/m^2). Eine solche Korrelation ist nach der Diskussion in Kap. 2.3.2 auch nicht unbedingt zu erwarten, da die radiogene Wärmeproduktion *in* der Kruste nur einen Teil des Wärmeflusses ausmacht (~ 10 mW/m^2 pro 10^{10} Atome $m^{-2} s^{-1}$). Der Rest stammt aus Wärmeleitung *durch* die Kruste.

Der mit dem ^4He -Fluss verbundene ^3He -Eintrag in den Luganersee ist gegenüber dem tritiogenen ^3He völlig vernachlässigbar, solange das $^3\text{He}/^4\text{He}$ -Verhältnis des Flusses kleiner als 10^{-7} ist.

6.8.3. Die zeitliche Entwicklung der Modellvariablen

Fig. 6.30 zeigt die Entwicklung der drei Modellgrössen ^3H , ^3He und Alter ab 1953 in 250 m Tiefe im Luganersee, zusammen mit dem verwendeten Verlauf der Tritiumkonzentration im Niederschlag. Sowohl im Modell S1 (Fig. 6.30a) mit konstant hoher Mischung als auch im Szenario A mit abnehmender Mischung bis 1993 und anschliessend konstanten Verhältnissen (Fig. 6.30b), wird das Wasseralter zunächst durch Beimischung von jungem, tritiumreichem Wasser tief gehalten. Ab ca. 1975 übertrifft die Tri-

tiumkonzentration im Hypolimnion diejenige im Zufluss und das Wasseralter steigt rasch an. Beide Modelle besagen, dass das Alter in Zukunft weiter anwachsen wird. Während jedoch im Modell S1 ungefähr im Jahr 2020 ein Maximum erreicht wird, steigt das Alter ungebremst weiter, falls die Mischung so bleibt wie sie zwischen 1990 und 92 vorgefunden wurde.

Das Wasseralter befindet sich weder heute noch in absehbarer Zukunft im Stationärzustand. Es entspricht auch kaum der tatsächlichen Aufenthaltszeit, da die gewaltigen Variationen im Tritiumeintrag noch lange nachwirken.

Um ein zuverlässigeres Mass für die Aufenthaltszeit zu bekommen, werden wie beim Zugersee Modelle mit konstantem Tritiumeintrag (20 TU) konstruiert. Beginnend mit Alter null und 50 TU Tritium werden zwei Mischungsszenarios über 70 Jahre modelliert (Fig. 6.31a).

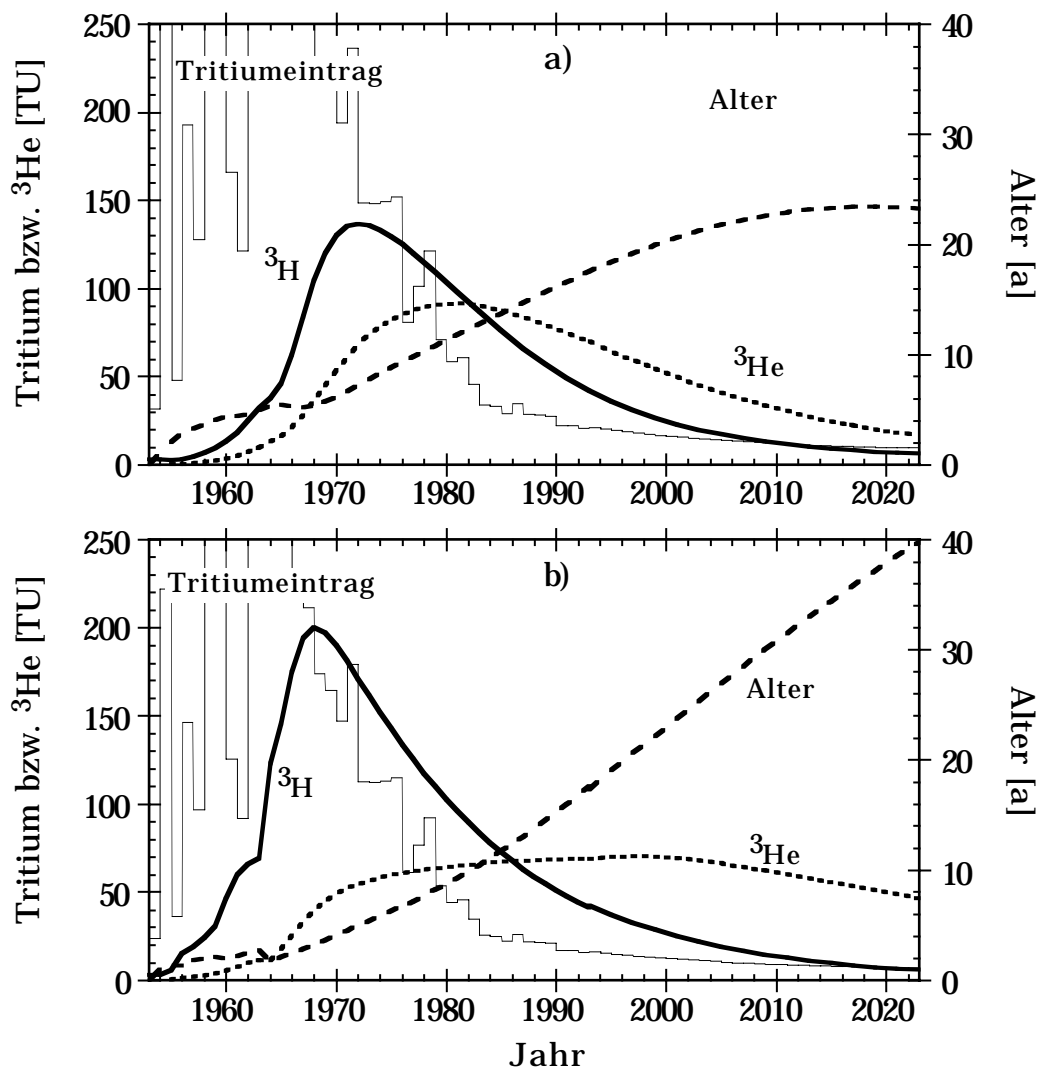


Fig. 6.30. Tritium, ^3He und Alter in den Langzeitmodellen des Luganersees, zusammen mit dem angepassten Verlauf der Tritiumkonzentration im Niederschlag. a) Modell S1. b) Modell A bis 1993, danach konstante Mischung.

Das Szenario t geht von einem tiefem K_z wie zwischen 1990 und 92 aus. Das Szenario h rechnet mit 2.5 mal höherer Mischung (vgl. Modell S1). Im ersten Fall steigt das Alter auf über 30, im zweiten auf rund 15 Jahre an. Dies ist wenig im Vergleich zum Verlauf bei realistischem Tritiumeintrag (Fig. 6.30) Die vorhergesagte Zunahme des Alters im Luganersee ist eher Folge des " ^3He -Gedächtnisses" als Ausdruck der Aufenthaltszeit. Zum Vergleich zeigt Fig. 6.31b die Resultate des 1-Box-Modells des Hypolimnions (Kap. 5.3) mit einer Austauschrate von 2 bzw. 5 %. Dieses Modell liefert recht ähnliche Verläufe der Modellgrößen wie das komplexere CHEMSEE-Modell. Das zum Szenario t passende Modell mit $k = 0.02$ ist zu vergleichen mit der aus der Heliumbilanz von 1990 bis 92 berechneten Austauschrate von 5 % des Volumens unterhalb 180 m. Dieser Austausch kommt also einer Zufuhr von ca. 2 % Frischwasser gleich. Im Mittel der letzten 40 Jahre war der Austausch rund 2.5 mal grösser.

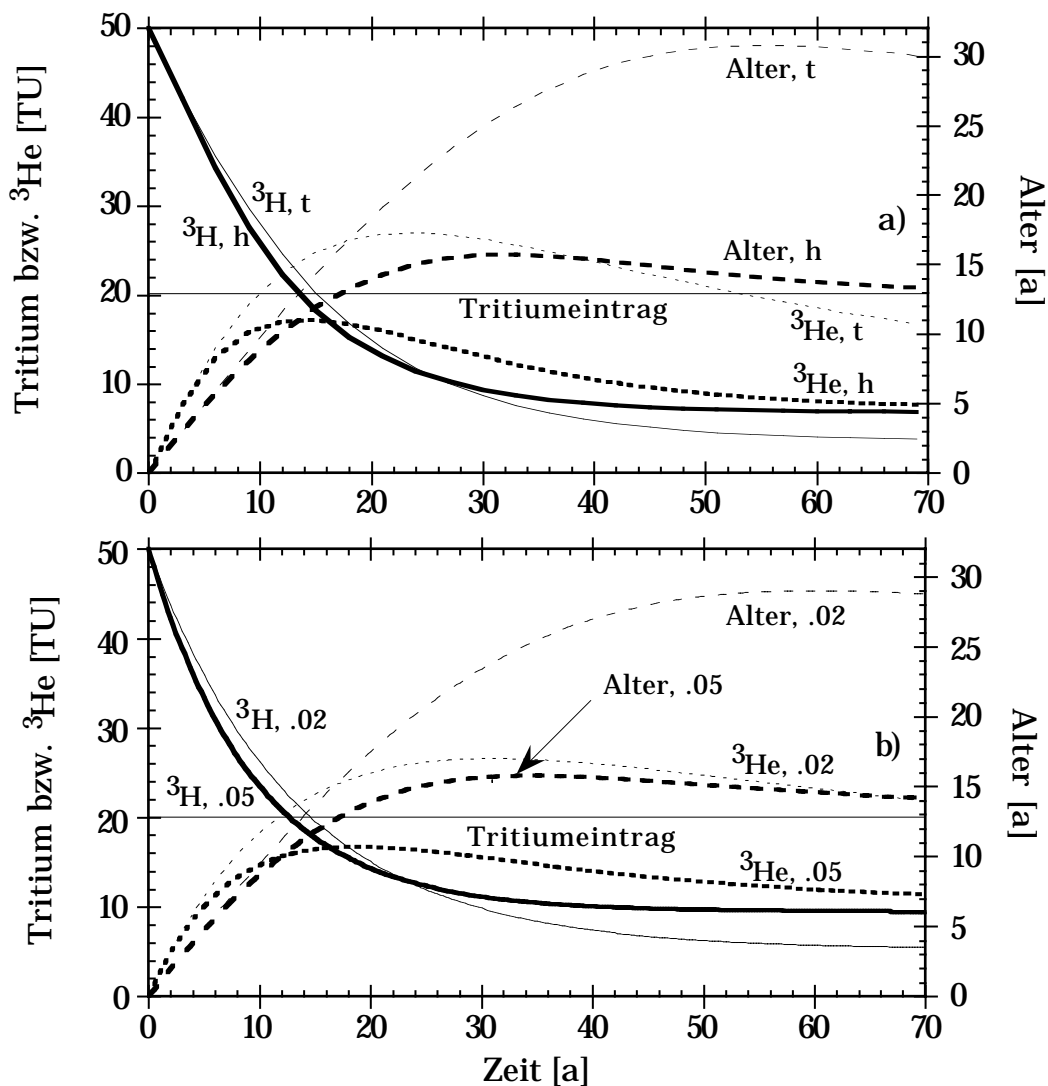


Fig. 6.31. Langzeitverhalten des Wasseralters in 250 m Tiefe im Luganersee im Vergleich mit dem 1-Box-Modell des Hypolimnions aus Kap. 5.3. a) CHEMSEE-Modelle mit tiefem (t) und hohem (h) K_z . b) 1-Box-Modell mit $k = 0.02$ bzw. 0.05 . In allen Modellen ist der Tritiumeintrag konstant bei 20 TU und die Anfangsbedingung lautet $^3\text{H} = 50$ TU, $^3\text{He} = 0$.

6.8.4. Schlussfolgerungen zum Luganersee

Die Erneuerung des Tiefenwassers im Luganersee ist wesentlich langsamer als im Zugersee. Daher sind die Nachwirkungen der komplexen Tritiumeintragsgeschichte stärker spürbar. Das Wasseralter muss sehr vorsichtig interpretiert werden.

Es scheint, dass die Mischungsintensität infolge zunehmender Eutrophierung in den letzten Jahrzehnten stetig abgenommen hat. Dadurch bleiben im Hypolimnion hohe Phosphorkonzentrationen erhalten, welche den Erfolg von Sanierungsbemühungen erheblich verzögern.

Vorhersagen über die weitere Entwicklung des Luganersees werden durch die Ungewissheit erschwert, ob die im untersuchten Zeitraum vorgefundene schwache Mischung repräsentativ für längere Zeiträume ist. Eine geplante Zeitreihe von ^3H - ^3He -Messungen im Luganersee wird zeigen, welches der aufgestellten Modelle der Realität am nächsten kommt.

Abschliessend ist zu bemerken, dass die ^3H - ^3He -Methode die Unterschiede zwischen den so ähnlich wirkenden Systemen Zuger- und Luganersee klar zu Tage treten lässt. Die Sauerstoffkonzentration besagt in beiden Seen nur, dass keine vollständige vertikale Zirkulation auftritt. Die ^3He -Bilanz erlaubt dagegen die Quantifizierung des dennoch stattfindenden Austausches durch turbulente Diffusion. Dieser Austausch ist im Zugersee um ein mehrfaches grösser als im Luganersee. Die jährliche Frischwasserzufuhr ins untere Hypolimnion lag im Luganersee im Mittel der letzten 40 Jahre um 5%, im Zugersee dagegen bei rund 20 % des jeweiligen Tiefenwasservolumens.