

**ALTERSBETRACHTUNG UND NUMERISCHE SIMULATION
ZU MÖGLICHKEIT UND GRENZEN EINER PROZESS-
ORIENTIERTEN KONTROLLE (FRÜHWARNSYSTEM)
DER BEWIRTSCHAFTUNG TIEFER GRUNDWÄSSER**

Inaugural-Dissertation
zur Erlangung des Doktorgrades
an der Fakultät für Geowissenschaften
der
Ludwig-Maximilians-Universität
München

Vorgelegt von

Iulia Ghergut
aus Bukarest

Februar 2003

1. Berichterstatter: Prof. Dr. K.-P. Seiler
2. Berichterstatter: Prof. Dr. S. Wohnlich
3. Berichterstatter: Prof. Dr. P. Maloszewski

Tag der mündlichen Prüfung: 04.07.2003

Tiefe Brunnen liefern sauberes Trinkwasser – eine Rechnung, die nur vorübergehend aufgeht. Langfristig kann die Entnahme von Wasser aus dem tiefen Untergrund zu Störungen des hydraulischen Gleichgewichts führen. Die Verschleppung von Schadstoffkontaminationen aus oberflächennahen Grundwasserbereichen ist die Folge.

Tiefbrunnen lösen nicht Probleme der Schadstoffbelastung in oberflächennahen Grundwasserbereichen.

K.-P. Seiler und W. Lindner, 1994

Aquifers usually contain water stored in them from times in the distant past, sometimes under different climatic conditions. Such groundwater should be regarded as a *non-renewable resource*. The production of groundwater from such aquifers should be considered with great care.

J. Bear and A. Verruijt, 1987

Inhaltsverzeichnis

Vorwort	i
Häufige Abkürzungen	ii
Verzeichnis der Abbildungen	iii
Verzeichnis der Tabellen	vi
Verwendete Software	vi
1 Einleitung und Aufgabenstellung	1
1.1 Oberflächennahe und tiefe Grundwässer	1
1.2 Die Bewirtschaftung und der Schutz tiefer Grundwässer	2
1.3 Aufgabenstellung dieser Arbeit	3
2 Vorgehensweise	4
2.1 Physikalische Grundlagen und rechnerische Handhabungen	4
2.1.1 Anfangs- und Randwertprobleme für Strömung und Stofftransport, die Möglichkeit und Leistung eines FWS bestimmen	4
2.1.2 Systemparameter und Randbedingungen; Diskretisierung	6
2.1.3 Ähnlichkeitsbetrachtungen	9
2.1.4 Zum Einfluss der Vorfluterrandbedingung	10
2.1.5 Zur Darstellung der Simulationsergebnisse	10
2.2 Auswahl geeigneter Umwelt-Indikatoren	11
2.3 Szenarien für die Simulation	13
3 Ergebnisse	14
3.1 Grundwasseraltersbetrachtungen, alt und neu	14
3.2 Umsatzverhältnisse im homogenen und heterogen aufgebauten Grundwasserleiter	22
3.3 Die „Zuflußparabel“ zu tief gelegenen Fassungsanlagen	23
3.4 Einfluss von Tiefe und Menge der Grundwasserentnahme auf Isotopenverschiebungen im Entnahmebrunnen; Abhängigkeit der Isotopensignale von der Lage des Beobachtungsbrunnens (stationäre Betrachtung)	24
3.5 Umweltisotopenantwort auf tiefe Grundwasserentnahmen in zeitlicher Betrachtung: einige Paradigmenbeispiele	29
3.6 Einfluss hydraulischer Fenster auf Grundwasseraltersfeld und Frühwarnsystem	33
3.7 Reproduzierbarkeit des FWS bei unregelmäßiger Bewirtschaftung	36
3.8 Schadstoffausbreitung und Isotopenverhältnisse nach langjähriger Grundwasserentnahme bzw. nach deren Einstellung	39
3.9 Langzeit- oder Notwasserversorgung aus großen Gesteinstiefen?	39
4 Folgerungen, Erfahrungen und Ausblick	40
Zusammenfassung	42
Literatur	46
Bildanhang	
A Maximale Alters- und Isotopensignale infolge tiefer Wasserentnahmen (Ergebnis stationärer Simulation) in homogenen/geschichteten GWL	52
B Umweltisotopenantwort auf tiefe Wasserentnahmen (zeitliche Betrachtung)	80
C Zum Einfluss der Entnahmetiefe auf die Änderung des Altersfeldes	101
D Zur Reproduzierbarkeit des FWS bei unregelmäßiger Bewirtschaftung	104
Lebenslauf	107

Vorwort

Die Wasserverfügbarkeit in einer vom Menschen bewohnten Region entscheidet über Entwicklungswege und -profile. Wasser ist auf der Erde ungleich verteilt. Diese ungleiche Verteilung des Wassers wird allgemein als *horizontales* Phänomen wahrgenommen; es hängt mit den bekannten geographischen, klimatischen und landschaftlichen Bedingungen auf der belebten Erdoberfläche zusammen und führt u. a. zu entsprechenden ökonomischen und kulturellen Differenzierungen.

Dagegen wird die ebenfalls bestehende ungleiche *vertikale* Verteilung des Wassers unterhalb der Erdoberfläche nur wenig beachtet und geht selten über die Elementarfrage hinaus, wie tief man z.B. bohren muss, um Wasser zur Bewirtschaftung zu erschließen. Auf den ersten Blick scheint diese vertikale Ungleichheit in der (Grund-)Wasserverteilung mit dem Geschehen an der Erdoberfläche in keinem direkten Zusammenhang zu stehen; bei näherem Hinsehen stellt sich jedoch heraus, dass dieses Phänomen für die Nachhaltigkeit der Bewirtschaftung von Grundwässern eine nicht zu unterschätzende Bedeutung hat.

Die Nichtbeachtung von horizontaler und vertikaler Ungleichheit in der Wasserverteilung hat oft zu wasserwirtschaftlichen Problemlösungen geführt, die kurzfristig akzeptabel sind, jedoch langfristig zu erheblichen Schwierigkeiten führen und sich als unnachhaltig erweisen; Beispiele für solche unbedachten Problemlösungen sind in lokaler, regionaler und überregionaler Skala zu finden.

Die vorliegende Arbeit weist auf Konsequenzen hin, die die Nichtbeachtung einer eingeschränkten vertikalen Verfügbarkeit an Grundwasser für eine nachhaltige Grundwasserbewirtschaftung hat. Sie zeigt aber auch einen Weg auf, diese Folgen mit einem neuartigen Überwachungssystem besser und über das übliche Monitoring hinaus bereits im Vorfeld des Schadenseintritts zu erfassen. Dies wird anhand von naturnahen Szenarien simuliert. Diese Szenarien stellen – wie so viele Szenarien in der Wissenschaft – nichts Anderes dar als eine *Einladung* zum Nachdenken über ein Problem, um die Problemstellung zu präzisieren und um sinnvolle Lösungswege für das Problem aufzuzeigen. Die hier angeführten Szenarien beruhen im Wesentlichen auf numerischen Simulationen des langfristigen Strömungs- und Transportverhaltens eines bewirtschafteten, homogen oder heterogen aufgebauten Aquifersystems; dabei geht diese Arbeit von den bekannten Strömungs- (Filterbewegungs-) und Stofftransportgleichungen und vereinfachten 2-D oder 3-D Aquifermodellen, sowie von gemittelten bzw. angenäherten Rand- und Anfangsbedingungen aus; betrachtet werden hier nur poröse Grundwasserleiter, wie sie typischer Weise im Molassebecken des Südbayerischen Raums vorkommen; eine Übertragung dieser Ergebnisse auf andere Grundwasserleiter ist unter Beachtung gewisser Randbedingungen möglich. Der theoretische Hintergrund dieser numerischen Simulationen ist also nicht neu; neu ist jedoch (auf prinzipieller Ebene) die begleitende Altersbetrachtung und (auf praktischer Ebene) der Einschluss von Umweltindikatoren, wie Umweltisotope und nicht-reaktive chemische Stoffe, die die Antwort von Aquifersystemen auf verschiedene Bewirtschaftungsbedingungen besser beschreiben lassen und als Früherkennung von als gefährdend oder unerwünscht eingestuft, großräumigen Änderungen der Tiefenwasserqualität dienen können. – In der Praxis geschieht dies durch eine im Laufe der Bewirtschaftung mehrmals erneut vorgenommene Abstimmung des Indikator-Monitorings mit der numerischen Simulation.

Die vorliegende Arbeit bietet keine allgemeingültigen Lösungen für bestehende Probleme an, sondern macht einen begründeten Vorschlag, die bestehende Bewirtschaftung tiefer Grundwässer in Einklang mit dem heute möglichen theoretischen Wissensstand über langfristige Entwicklungen in tiefen Grundwasserleitern zu bringen. Diesem Vorschlag stehen mit Sicherheit nicht die Kosten des vorgeschlagenen Prognoseinstruments im Wege.

Den wissenschaftlichen Betreuern dieser Arbeit, Prof. Dr. **Klaus-Peter Seiler** (Ludwig-Maximilians-Universität München, ehem. Direktor des Instituts für Hydrologie am GSF-Forschungszentrum Neuherberg) und Prof. Dr. **Piotr Maloszewski** (Albert-Ludwigs-Universität Freiburg i. Br., LMU München und GSF-Institut für Hydrologie), danke ich für die Überlassung des lehrreichen Themas, für die Freiheiten, die ich mir bei dessen Bearbeitung nehmen durfte, und nicht zuletzt für ihre Geduld. Dankbarkeit gebührt Herrn Professor Seiler auch für die langen Überstunden am Arbeitsplatz, die er aus seiner Privatzeit geop-

fert hat, um durch großzügige Neugestaltung meinem ursprünglich karg geschriebenen Text Lesbarkeit zu verleihen.

Wesentliche Anregungen kamen von Prof. Stefan Wohnlich, Horst Behrens, Dr. Thomas Rüde, Frau Monika Witt und der Arbeitsgruppe „Hydrogeologie und Umweltgeologie“ an der Fakultät für Geowissenschaften der LMU München, von Prof. Sebastian Walcher (TU München/RWTH Aachen), von Dr. Wolfgang Graf und Dr. Stephan Weise (GSF-Institut für Hydrologie), von Frau Brigitte Danzer (Deutschland und Welt), von Dr. Karl-Werner Schramm (GSF-FZ Neuherberg) und Prof. Edward Bellinger (Manchester u. Budapest); leider konnten nicht alle diese Anregungen in der vorliegenden Dissertationsschrift zur Geltung kommen; vielmehr konkretisierten sich daraus im Hintergrund wichtige weitere Aufgaben.

Finanziert wurde die Arbeit von Oktober 1998 bis Juli 2001 durch ein DAAD-Stipendium und nachfolgend kurzzeitig durch eine Initiative der Physiker Willibald Stichler und Dietmar Klotz, GSF-Institut für Hydrologie, die mir einen warmen Arbeitsplatz, in harmonischer Umgebung weitersichert haben. Im ästhetischen Zentrum dieser Umgebung leuchtete für mich stets ruhig-leidenschaftlich Iris Vomberg, akribische Mikroorganismenforscherin. Hartmut Düker, Herrmann Hühsam, Reimund Mederer, Reinhard Streubel, Manfred Steglich, Johannes Tritschler und ihre Kollegen vom GSF-Rechenzentrum, sowie Mitarbeiter des Studentenwerks und der LMU München, deren Namen ich nicht kenne, haben mir dazu ein (nicht nur symbolisches) Zuhause in ihrer bewegungsvollen Welt gewährt.

Familie Costiner aus Bukarest, Eltern, Tanten, Bruder, Großmütter, Freunde haben die Arbeit mit ihrem musisch-inspirierenden Wesen ständig und großzügig begleitet.

Allen schenke das Leben das doppelte Glück zurück, das sie der Welt spendiert haben.

Häufige Abkürzungen

FWS	Frühwarnsystem (ggf. frühwarnsystem-)
GW	Grundwasser (ggf. grundwasser-)
GWL	Grundwasserleiter
PDG	Partialdifferentialgleichung
RP	Randwertproblem (für eine PDG)
RPa	Anfangs- u. Randwertproblem (für eine PDG)
TGW	tiefe Grundwässer

Verzeichnis der Abbildungen

- Abb. 2.1** Prinzipskizze zur Modellebene eines dreischichtigen Aquifersystems zwischen einer unterirdischen Berg- (links) und Talwasserscheide (rechts). Die Grundwasserneubildung trifft gleichmäßig verteilt über den oberen Rand in das System. Reproduziert nach SEILER (2001), S.70
- Abb. 2.2a** Repräsentative Schichtungsmuster der hydraulischen Leitfähigkeit, in Betracht kommende Wasserentnahmetiefen und –Raten (als Prozentsatz der Gesamtgrundwasserneubildung)
- Abb. 2.2b** Betrachtung verschiedener Fälle von geschichteten, bewirtschafteten Grundwasserleitern, mit unterschiedlichem Leitfähigkeitskontrast: stationäre Äquipotential-Linien und Bahnlinien (mit Fließzeit-Marken alle 10 J.); Entnahmerate als Prozentsatz der Gesamtgrundwasserneubildung (einfache Simulationen mit ASM-DOS von Kinzelbach und Rausch 1995)
- Abb.2.3** Die erste Musterverteilung („354“) mit vereinfachten Geometrie und Randbedingungen, Lage der Filterstrecke „B“ und Nummerierung der Beobachtungspunkten für die Ergebnisdarstellung.
- Abb. 3.1.0** Veranschaulichung der dispersionsfreien Vorstellung des Grundwasseralters als „Fließzeit“, in einem bewirtschafteten Grundwasserleiter („354“)
- Abb. 3.1.1** Typische Altersschichtung in un- bis mäßig gestörten, geschichteten GWL (stark überhöht). Links: „stationäres“ Altersfeld bei 5% Wasserentnahme. Rechts: momentanes Altersfeld nach etwa 6 Jahren konstanter Wasserentnahme in Höhe von 20% der Grundwasserneubildung.
- Abb. 3.1.2** Stationäre Altersberechnungen für hydraulisch-gestörte Systeme führen i. d. R. zu einer Überschätzung der Aquifergefährdung. Links: momentanes Altersfeld nach 50 J. konstanter Entnahme; Rechts: (noch immer nicht stationäres) Altersfeld nach 200 J. (imaginär-fortgesetzter) konstanter Entnahme.
- Abb. 3.1.3** Altersverteilung im Entnahmeprofil. Oben: Gesamte Aquifertiefe. Unten: nach Schichten detailliert.
- Abb. 3.1.4** Langsame Advektion der Altersstörung unter Bewirtschaftung und danach (geschichteter GWL wie in Abb. 3.1.1; 30 J. Wasserentnahme in Höhe von 20% der Grundwasserneubildung, anschließend 30 J. Ruhe)
- Abb. 3.1.5** Relative Abkopplung des Altersverhaltens vom hydraulischen Verhalten des Systems (im Aquiferprofil der Wasserentnahme)
- Abb. 3.2** Wasserumsatzverhältnisse im (a) homogenen, (b) mild-heterogenen, (c) stark-heterogenen GWL, mit steigender Entnahmerate (unabhängig von der Entnahmetiefe in den unteren 250 m bzw. in der unteren Schicht)
- Abb. 3.3** Die „Zuflußparabel“ (d. h. hier, die vertikale Projektion des Brunneneinzugsvolumens) zu einer tief gelegenen Fassungsanlage und ihre (in etwa lineare) Abhängigkeit von der Entnahmetiefe und –menge.
- Abb. 3.4** Veränderung der Grundwasseraltersprofile nach 100 J. kontinuierlicher Wasserentnahme bei Pumpratzenkombinationen A+D in Gesamthöhe von 10% bzw. 20% der Ganzaquiferneubildung. Die Abbildung zeigt die Tiefenzunahme der Grundwasseralterswerte (bis ca. 12 Jahrtausende gegen Aquifersohle) im Profil „3“ (zu Aquifermitte), dem Profil, das auch die beiden Filterstrecken („A“, „D“) enthält. Bemerkenswert erzeugt die Kombination A0+D10 eine stärkere Verjüngung unterhalb der Filterstrecke als die Kombination A10+D10.
- Abb. 3.5.1** Beschleunigung der Schadstoffmigration durch tiefe Wasserentnahmen; Schadstoffevolution in verschiedenen Aquifertiefen (Musterverteilung „354“)
- Abb. 3.5.2** Antwort der ^{39}Ar -Vertikalverteilung auf tiefe Wasserentnahmen; Umweltisotopenevolution (^{39}Ar und ^3H) in verschiedenen Aquifertiefen (Musterverteilung „354“)
- Abb. 3.6.1** Einfluss eines „großen“ hydraulischen Fensters in der Hemmerschicht auf die Altersverteilungen im vertikalen Aquifer-Längsschnitt (Musterverteilung 476), bei Wasserentnahmen in Höhe von 0%, 10%, 20%, 30% der Gesamtgrundwasserneubildung. Betrachteter Fall: ein hydraulisches Fenster kommt *zwischen Wasserentnahme und Vorfluter* vor, und eine potentiell betroffene *Beprobungsstelle* trifft 500 m *oberstromig vom hydraulischen Fenster*.
- Abb. 3.6.2** Ibid. Betrachteter Fall: ein hydraulisches Fenster kommt *zwischen Wasserentnahme und Vorfluter, unweit von Wasserentnahme* vor, und eine potentiell betroffene *Beprobungsstelle* trifft 500 m *unterstromig vom hydraulischen Fenster*.
- Abb. 3.6.3** Ibid. Betrachteter Fall: ein hydraulisches Fenster kommt *zwischen Bergwasserscheide und Wasserentnahme* vor, und eine potentiell betroffene *Beprobungsstelle* trifft 500 m *unterstromig vom hydraulischen Fenster*.

- Abb. 3.6.4** Ibid. Betrachteter Fall: ein hydraulisches Fenster kommt *zwischen Bergwasserscheide und Wasserentnahme*, unweit von *Wasserentnahme* vor, und eine potentiell betroffene *Beprobungsstelle* trifft 500 m oberstromig vom *hydraulischen Fenster*.
- Abb. 3.7a** Grundwasseraltersevolution in 50 m, in 150 m und in Entnahme-Tiefe bei periodischer Bewirtschaftung (Musterverteilung 476)
- Abb. 3.7b** Grundwasseraltersevolution an unterschiedlichen Filterstreckenpunkten bei periodischer Bewirtschaftung (Musterverteilung 476)
- Abb. 3.7c** Grundwasseralter-Hydraulik-,Hysterese“ in 50 m, in 150 m und in Entnahme-Tiefe bei periodischer Bewirtschaftung (Musterverteilung 476)
- Abb. 3.7d** Grundwasseralter-Hydraulik-,Hysterese“ an unterschiedlichen Filterstreckenpunkten bei periodischer Bewirtschaftung (Musterverteilung 476)
- Abb. 3.8.1** Schadstoffausbreitung 3 Jahrzehnte nach Beendigung der Wasserentnahme (Musterverteilung „354“)
- Abb. 3.8.2** Umweltisotopengedächtnis am Beispiel der Musterverteilung „E-3,5,4“ (Szenario im Text erläutert), 3 Jahrzehnte nach Beendigung der Wasserentnahme
- Abb. A1.1** Maximale wasserentnahmebedingte Altersänderung im homogenen GWL: Profile 2 und 3 im vertikalen Aquifer-Längsschnitt; Fortsetzung: Profile 4 und 5
- Abb. A1.2** Maximale wasserentnahmebedingte ^{14}C -Verschiebung im homogenen GWL: Profile 2 und 3 im vertikalen Aquifer-Längsschnitt; Fortsetzung: Profile 4 und 5
- Abb. A1.3** Maximale wasserentnahmebedingte ^{39}Ar -Verschiebung im homogenen GWL: Profile 2 und 3 im vertikalen Aquifer-Längsschnitt; Fortsetzung: Profile 4 und 5
- Abb. A1.4** Maximale wasserentnahmebedingte $^{\text{präMil}}\text{H}$ -Verschiebung im homogenen GWL: Profile 2 und 3 im vertikalen Aquifer-Längsschnitt; Fortsetzung: Profile 4 und 5
- Abb. A2.1** Maximale wasserentnahmebedingte Altersänderung im heterogenen GWL mit mildem K_f -Kontrast: Profile 2 und 3 im vertikalen Aquifer-Längsschnitt; Fortsetzung: Profile 4 und 5
- Abb. A2.2** Maximale wasserentnahmebedingte ^{14}C -Verschiebung im heterogenen GWL mit mildem K_f -Kontrast: Profile 2 und 3 im vertikalen Aquifer-Längsschnitt; Fortsetzung: Profile 4 und 5
- Abb. A2.3** Maximale wasserentnahmebedingte ^{39}Ar -Verschiebung im heterogenen GWL mit mildem K_f -Kontrast: Profile 2 und 3 im vertikalen Aquifer-Längsschnitt; Fortsetzung: Profile 4 und 5
- Abb. A2.4** Maximale wasserentnahmebedingte $^{\text{präMil}}\text{H}$ -Verschiebung im heterogenen GWL mit mildem K_f -Kontrast: Profile 2 und 3 im vertikalen Aquifer-Längsschnitt; Fortsetzung: Profile 4 und 5
- Abb. A3.1** Maximale wasserentnahmebedingte Altersänderung im heterogenen GWL mit ausgeprägtem K_f -Kontrast: Profile 2 und 3 im vertikalen Aquifer-Längsschnitt; ; Fortsetzung: Profile 4 und 5
- Abb. A3.2** Maximale wasserentnahmebedingte ^{14}C -Verschiebung im heterogenen GWL mit ausgeprägtem K_f -Kontrast: Profile 2 und 3 im vertikalen Aquifer-Längsschnitt; Fortsetzung: Profile 4 und 5
- Abb. A3.3** Maximale wasserentnahmebedingte ^{39}Ar -Verschiebung im heterogenen GWL mit ausgeprägtem K_f -Kontrast: Profile 2 und 3 im vertikalen Aquifer-Längsschnitt; Fortsetzung: Profile 4 und 5
- Abb. A3.4** Maximale wasserentnahmebedingte $^{\text{präMil}}\text{H}$ -Verschiebung im heterog. GWL mit ausgeprägtem K_f -Kontrast: Profile 2 und 3 im vertikalen Aquifer-Längsschnitt; Fortsetzung: Profile 4 und 5
- Abb. B.1a** Tritium-Input-Funktion (Jahresmittelwerte) und Änderung der *oberflächennahen* Tritium-Evolution mit steigender Wasserentnahmerate (0, 10%, 20%, 30% der Gesamtgrundwasserneubildung) im gut durchlässigen Mustersystem (E-3,5,4)
- Abb. B.1b** Änderung der Tritium-Evolution in *mittleren* Tiefen (unterhalb der hemmenden Schicht) mit steigender Wasserentnahmerate (0, 10%, 20%, 30% der Gesamtgrundwasserneubildung) im gut durchlässigen Mustersystem (E-3,5,4)
- Abb. B.1c** Änderung der Tritium-Evolution an ausgewählten Punkten entlang der *Filterstrecke*, im unmittelbaren Brunnenoberstrom (links) bzw. Brunnenunterstrom (rechts), mit steigender Wasserentnahmerate (0, 10%, 20%, 30% der Gesamtgrundwasserneubildung) im gut durchlässigen Mustersystem (E-3,5,4)
- Abb. B.2a** Die $^{85}\text{Krypton}$ -Input-Funktion nach Stephan Weise 2002 (aus heterogenen Daten kompiliert von Ingo Rau 1999) und die Änderung der *oberflächennahen* $^{85}\text{Krypton}$ -Evolution (geglättet u. ausgehend von linearer Extrapolierung der ^{85}Kr -Input-Funktion) mit steigender Wasserentnahmerate (0, 20%, 40% der Gesamtgrundwasserneubildung) im gut durchlässigen Mustersystem (E-3,5,4)

- Abb. B.2b** Änderung der $^{85}\text{Krypton}$ -Evolution in *mittleren* Tiefen (unterhalb der hemmenden Schicht) mit steigender Wasserentnahmerate (0, 20%, 40% der Gesamtgrundwasserneubildung) im gut durchlässigen Mustersystem (E-3,5,4)
- Abb. B.2c** Änderung der $^{85}\text{Krypton}$ -Evolution an ausgewählten Punkten entlang der *Filterstrecke*, im unmittelbaren Brunnenoberstrom (links) bzw. Brunnenunterstrom (rechts), mit steigender Wasserentnahmerate (0, 20%, 40% der Gesamtgrundwasserneubildung) im gut durchlässigen Mustersystem (E-3,5,4)
- Abb. B.3a** Änderung des *oberflächennahen* Konservativschadstoffdurchgangs mit steigender Wasserentnahmerate (0–40% der Gesamtgrundwasserneubildung) im wenig durchlässigen Mustersystem (E-4,7,6) für 30 Jahre (nach 20 Jahren freier Migration, ohne Wasserentnahme)
- Abb. B.3b** Änderung des Konservativschadstoffdurchgangs in *mittleren* Tiefen (unterhalb der hemmenden Schicht) mit steigender Wasserentnahmerate (0–40% der Gesamtgrundwasserneubildung) im wenig durchlässigen Mustersystem (E-4,7,6) für 30 Jahre (nach 20 Jahren freier Migration, ohne Wasserentnahme)
- Abb. B.3c** Änderung des Konservativschadstoffdurchgangs an ausgewählten Punkten entlang der *Filterstrecke*, im unmittelbaren Brunnenoberstrom (links) bzw. Brunnenunterstrom (rechts), mit steigender Wasserentnahmerate (0–40% der Gesamtgrundwasserneubildung) im wenig durchlässigen Mustersystem (E-4,7,6) für 30 Jahre (nach 20 Jahren freier Migration, ohne Wasserentnahme)
- Abb. B.4a** Die $^{85}\text{Krypton}$ -Input-Funktion nach Stephan Weise 2002 (aus heterogenen Daten kompiliert von Ingo Rau 1999) und die Änderung der *oberflächennahen* $^{85}\text{Krypton}$ -Evolution (geglättet u. ausgehend von linearer Extrapolierung der ^{85}Kr -Input-Funktion) mit steigender Wasserentnahmerate (0–40% der Gesamtgrundwasserneubildung) im wenig durchlässigen Mustersystem (E-4,7,6)
- Abb. B.4b** Änderung der $^{85}\text{Krypton}$ -Evolution in *mittleren* Tiefen (unterhalb der hemmenden Schicht) mit steigender Wasserentnahmerate (0–40% der Gesamtgrundwasserneubildung) im wenig durchlässigen Mustersystem (E-4,7,6)
- Abb. B.4c** Änderung der $^{85}\text{Krypton}$ -Evolution an ausgewählten Punkten entlang der *Filterstrecke*, im unmittelbaren Brunnenoberstrom (links) bzw. Brunnenunterstrom (rechts), mit steigender Wasserentnahmerate (0–40% der Gesamtgrundwasserneubildung) im wenig durchlässigen Mustersystem (E-4,7,6)
- Abb. B.5a** Tritium-Input-Funktion (Jahresmittelwerte) und Änderung der *oberflächennahen* Tritium-Evolution mit steigender Wasserentnahmerate (0–40% der Gesamtgrundwasserneubildung) im wenig durchlässigen Mustersystem (E-4,7,6)
- Abb. B.5b** Änderung der Tritium-Evolution in *mittleren* Tiefen (unterhalb der hemmenden Schicht) mit steigender Wasserentnahmerate (0–40% der Gesamtgrundwasserneubildung) im wenig durchlässigen Mustersystem (E-4,7,6)
- Abb. B.5c** Änderung der Tritium-Evolution an ausgewählten Punkten entlang der *Filterstrecke*, im unmittelbaren Brunnenoberstrom (links) bzw. Brunnenunterstrom (rechts), mit steigender Wasserentnahmerate (0–40% der Gesamtgrundwasserneubildung) im wenig durchlässigen Mustersystem (E-4,7,6)
- Abb. B.6a** *Oberflächennabe* $^{39}\text{Argon}$ -Antwort auf Wasserentnahmen von 20–40% der Gesamtgrundwasserneubildung, für 30 Jahre, im wenig durchlässigen Mustersystem (E-4,7,6)
- Abb. B.6b** Die $^{39}\text{Argon}$ -Antwort in *mittleren* Tiefen (unterhalb der hemmenden Schicht) auf Wasserentnahmen von 20–40% der Gesamtgrundwasserneubildung, für 30 Jahre, im wenig durchlässigen Mustersystem (E-4,7,6)
- Abb. B.6c** Die $^{39}\text{Argon}$ -Antwort an ausgewählten Punkten entlang der *Filterstrecke*, im unmittelbaren Brunnenoberstrom (links) bzw. Brunnenunterstrom (rechts), auf Wasserentnahmen von 20–40% der Gesamtgrundwasserneubildung, für 30 Jahre, im wenig durchlässigen Mustersystem (E-4,7,6)
- Abb. B.7a** *Oberflächennabe* ^{14}C -Antwort auf Wasserentnahmen von 10–40% der Gesamtgrundwasserneubildung, für 30 Jahre, im wenig durchlässigen Mustersystem (E-4,7,6)
- Abb. B.7b** Die ^{14}C -Antwort in *mittleren* Tiefen (unterhalb der hemmenden Schicht) auf Wasserentnahmen von 10–40% der Gesamtgrundwasserneubildung, für 30 Jahre, im wenig durchlässigen Mustersystem (E-4,7,6)
- Abb. B.7c** Die ^{14}C -Antwort an ausgewählten Punkten entlang der *Filterstrecke*, im unmittelbaren Brunnenoberstrom (links) bzw. Brunnenunterstrom (rechts), auf Wasserentnahmen von 10–40% der Gesamtgrundwasserneubildung, für 30 Jahre, im wenig durchlässigen Mustersystem (E-4,7,6)
- Abb. C.1-19** Hundertjährige Evolution der Grundwasseralterswerte unter gegebenen Pumpratzenkombinationen aus den Tiefenbereichen „A“ (175-225m) und/oder „D“ (325-375m), in Gesamthöhe von 10%

bzw. 20% der Ganzaquiferneubildung, an 19 Punkten im geschichteten Grundwasserleiter mit ausgeprägtem Leitfähigkeitskontrast (Musterverteilung „E-4,7,6“)

- Abb. D.1a** ^{14}C -Evolution in mittleren Tiefen und in Entnahme-Tiefe bei periodischer Bewirtschaftung (hier Filterstrecke 100m tiefer als im Folgenden)
- Abb. D.1b** ^{14}C -Hydraulik-,Hysterese“ oberflächennah und tief und an unterschiedlichen Filterstreckenpunkten bei periodischer Bewirtschaftung (hier Filterstrecke 100m tiefer als im Folgenden)
- Abb. D.2a** Schadstoffevolution in 50 m, in 150 m und in Entnahme-Tiefe
- Abb. D.2b** Schadstoff-Hydraulik-Entkopplung in 50 m, in 150 m und in Entnahme-Tiefe
- Abb. D.3a** ^{39}Ar -Evolution in 50 m, 150 m und in Entnahme-Tiefe (an unterschiedlichen Filterstreckenpunkten) bei periodischer Bewirtschaftung
- Abb. D.3b** ^{39}Ar -Hydraulik-,Hysterese“ in 50 m, 150 m und in Entnahme-Tiefe

Verzeichnis der Tabellen

- Tab. 2.1** Die in den Szenariorechnungen verwendeten Durchlässigkeiten und Porositäten (hydrogeologische Musterverteilungen)
- Tab. A.1** Faktoren, die die maximalen durch tiefe Wasserentnahmen erzeugten Alters- bzw. Isotopensignale bestimmen oder beeinflussen

Verwendete Software

Feflow 4.7, 4.8 (Unix platform) – WASY, Gesellschaft für wasserwirtschaftliche Planung und Systemforschung mbH, Berlin-Bohnsdorf

Mathematica 3.0 (PC), Mathematica 4.1 (Unix platform) – Wolfram Research Inc., Champaign, IL, USA

Maple 8 (PC) – University of Waterloo und Waterloo Maple Inc., Ontario, Canada

HP Fortran90 (Unix platform) – Hewlett-Packard Company, USA

ASM for DOS, aus dem Buch von Kinzelbach u. Rausch 1995

1. Einleitung

Die vorliegende Arbeit baut auf wissenschaftlichen Untersuchungsergebnissen auf, die während der letzten 15 Jahren in verschiedenen Klimazonen der Erde durch Geländearbeiten und numerische Simulationen zu Fragen des Vorkommens und der Eigenarten von Grundwässern in verschiedenen Erschließungstiefen gewonnen wurden. Sie baut zudem auf der bekannten Beobachtung auf, dass sich die Konzentrationen verschiedener Umweltisotope, aber auch chemischer Wasserinhaltsstoffe in tiefen Grundwasservorkommen, die für die Trink- und Brauchwasserversorgung erschlossen wurden, im Laufe vieler Jahre ganz allmählich zu höheren bzw. tieferen Werten hin verschieben können. Diese Verschiebung wurde in der Vergangenheit sicher zu recht als ein Indiz für das Zusitzen von Grundwasser aus Nachbarkompartimenten mit einer andersartigen isotopischen oder chemischen Signatur interpretiert.

Die hier gestellte Frage lautet, ob man diese Beobachtung der Verschiebung chemischer oder isotopischer Konzentrationen quantifizieren kann und was man daraus für die Grundwasserbewirtschaftung ableiten kann.

Heute werden zunehmend die tiefen Aquiferbereiche (>50 m) zur Wasserversorgung erschlossen, weil oberflächennahe Grundwässer kontaminiert sind und die tiefen Gesteinsbereiche scheinbar eine bessere langfristige Sicherheit in der Trinkwasserversorgung gewährleisten. Dabei werden für die tiefen Grundwässer die gleichen Bewirtschaftungs- und Trinkwasserschutzstrategien angewandt wie bei der Erschließung und Bewirtschaftung oberflächennaher Grundwässer; dies ist aber nach den Arbeiten von EINSELE et al. (1987) und SEILER & LINDNER (1995) nur eingeschränkt möglich, ohne, wie im § 1.2 näher erläutert, in ein „nachhaltiges Kontaminations- oder Störungsproblem“ zu laufen.

Um die Verschleppung von Kontaminationen von oberflächennahen zu tieferen Grundwasserbereichen prognostizieren und damit vermeiden zu können, wären sehr genaue geologische und hydrogeologische Erhebungen notwendig, die jedoch in der Regel fehlen und oft auch schwer zu erbringen sind. Im Gegenzug dazu sollten es Isotopenmethoden erlauben, nicht nur die an sich bekannte Unterscheidung (§ 1.1) zwischen dem aktiven und passiven Grundwasserumsatzraum, sondern auch die Entwicklung und Kontrolle der Umformung des Grundwasserströmungsfeldes quantitativ zu erfassen (SEILER 2001). Mit einem Beweis dieser Arbeitshypothese würden nicht nur ortsfixierte Spezialfragen bezüglich etwa einer Mineral- oder Thermalnutzung tiefer Grundwässer, sondern auch, allgemein, methodische Fragen zu Strömung, Stofftransport und Altersentwicklungen in tiefen Grundwässern Teil eines aktuellen Prognose- und Forschungsgebietes werden.

1.1 Oberflächennahe und tiefe Grundwässer

Alle Grundwasserleiter erfahren eine Grundwasserneubildung, sofern sie kein connates Grundwasser (v. ENGELHARD 1960) führen. Sie stehen je nach ihrer Tiefenlage im Untergrund im Austausch mit benachbarten Grund- und Oberflächenwässern und geben letztlich immer ihre Grundwasserneubildung an Vorfluter (Flüsse, Ozeane, endorrheische Seen) ab. In der Regel nehmen die Filtergeschwindigkeiten mit wachsender Vertikalentfernung zum Grundwasserneubildungsrand (der Geländeoberfläche) ab und parallel zum Grundwasserneubildungsrand in Richtung Vorfluter zu (SEILER & LINDNER 1995); diese generelle Einstellung der Grundwasserbewegung im Raum, der Volumenerhaltung für eine inkompressible Strömung entsprechend, besteht unabhängig von der Homogenität oder Heterogenität der Aquifersysteme. Somit ergeben sich Grundwasserverweilzeiten, die mit der Tiefe generell zunehmen, d. h., das Wasser in den verschiedenen Tiefen ist in unterschiedlichem Maße am Gesamtwasserumsatz im System beteiligt. Dies ist bereits in einem System räumlich-homogenen Materials der Fall; kommt allerdings die vertikale Heterogenität der hydrogeologischen Materialeigenschaften (i. d. R. und im regionalen Durchschnitt eine – oft sprunghafte – Abnahme der Durchlässigkeit und Porosität mit der Tiefe) noch hinzu, so wird der Strömungsgeschwindigkeits- bzw. Alterskontrast zwischen oberflächennahen und tiefen Grundwasserbereichen besonders stark: Die Folge sind Umsatzraten, die im tiefen Grundwasser um eine bis zwei und Strömungsgeschwindigkeiten, die um mehrere Größenordnungen kleiner sind als im oberflächennahen Grundwasser. Diese vertikale Verteilung von Strömungsgeschwindigkeiten und Umsatzraten führen SEILER & LINDNER (1995) zur Unterscheidung

zwischen einem "aktiven" und einem "passiven" Grundwasserumsatzraum bzw. einem oberflächennahen und einem tiefen Grundwasser an. Diese Unterscheidung hat einen überregionalen Charakter; die Mächtigkeit des aktiven, oberflächennahen Grundwasserumsatzraumes hängt von der Gesteinsporosität und der Grundwasserneubildung (d.h. allgemein von der Klimazone) ab und wird regional/lokal moduliert durch die Abfolge der hydrogeologischen Eigenschaften der Aquifere. In ariden und semi-ariden Gebieten reichen die „tiefen“ GW nahezu bis zur Grundwasseroberfläche, in nivalen Gebieten trifft man sie schon in relativ kleinen Tiefen; in temperierten/humiden Gebieten können dagegen die „oberflächennahen“ Grundwässer (im Sinne der o.g. Definition basierend auf Leitfähigkeitskontrast und GW-Umsatzraten) große Mächtigkeiten aufweisen. Dies gehört mittlerweile schon zum klassischen hydrogeologischen Wissen (SEILER 1983, EINSELE et al. 1983, 1987, SEILER & LINDNER 1995).

In vielen Fällen wird die "Tritium-Null-Linie (Fläche)" (SEILER 1983), d. h. die Tiefenlage, unterhalb der die Tritiumkonzentrationen unter der Nachweisgrenze liegen, als Demarkation zwischen "oberflächennahen" und "tiefen" Grundwässern gewählt; bei dieser Definition wird i. d. R. die Nachweisgrenze der herkömmlichen Tritiumbestimmungsmethoden zugrunde gelegt (ca. 0.5 oder 0.2 TU); günstigerweise liegt diese so, dass die TNL oft auch dem Übergang von einem lokalen zu einem regionalen Strömungsfeld entspricht. Diese Betrachtung geht streng genommen von einem konstanten Tritiumeintrag in den ungestörten Aquifer aus; dies war vor den Kernwaffentests in den 50-er und 60-er Jahren des letzten Jahrhunderts mit ca. 10 TU in Deutschland der Fall. Ab den '60-er Jahren bis etwa 1990 waren die Tritiumkonzentrationen vor allem in der nördlichen Hemisphäre erhöht und liegen in Deutschland mit ca. 15 TU seit 1990 wieder dicht an der natürlich produzierten Tritium-Menge. Diese erhöhten Tritiumwerte haben zumindest kurzzeitig zu einer, wenn auch nur geringfügigen Verschiebung der Tritium-Null-Linie (Fläche) in etwas tiefere Bereiche geführt.

Die über drei Jahrzehnte variablen Tritiumkonzentrationen lieferten wichtige Zeitinformationen über das Grundwasser, die vor allem zu einer besseren Kalibrierung hydrogeologischer Modelle geführt haben, wie dies aus stationären Konzentrationsverteilungen nicht eindeutig, oder nur für einen beschränkten Tiefenbereich möglich ist.

Eine ähnliche Möglichkeit, wenn auch mit umgekehrtem Vorzeichen, liefert auf den ersten Blick Krypton-85, dessen Halbwertszeit des radioaktiven Zerfalls ähnlich der des Tritiums ist und dessen Konzentration in der Atmosphäre seit etwa 1957 stetig ansteigt. Allerdings wird die Konzentration von Krypton-85 im Grundwasser stark von den Austauschvorgängen in der wasserungesättigten Zone beeinflusst; dadurch stellt sich bei Krypton erst eine Information ab der Grundwasseroberfläche während für Tritium bereits eine ab der Geländeoberfläche ein; damit kann Tritium nicht ohne Weiteres durch ⁸⁵Kr zur Erfassung des Grenzbereichs zwischen aktivem und passivem Grundwasserumsatzraum beigezogen werden.

Aus den genannten und dem weiteren Grund, dass eine mit dem Fortschritt der Messtechniken gesenkte Nachweisgrenze eines Isotops seine "Null-Linie" im Aquifer weiter in die Tiefe eindringen ließe, wird in der vorliegenden Arbeit mit dem Begriff der "Isotopen-Null-Linien" nur sparsam umgegangen.

In dieser Arbeit werden mit charakteristischen Verteilungen der hydrogeologischen Parameter wie man sie in der Oberen Süßwassermolasse findet, für verschiedene Bewirtschaftungsszenarien und mit Zeitreferenzierten Isotopeneintragsfunktionen, Isotopen- und Altersverteilungen berechnet und relativ zum jeweiligen Szenario einander gegenübergestellt. Feste Korrelationen zwischen den Isotopenverteilungen und der Charakterisierung der Grundwässer werden dabei nicht angestrebt und würden auch in der Fragestellung nicht weiterführen.

1.2 Die Bewirtschaftung und der Schutz tiefer Grundwässer

Um der Kontamination durch Schadstoffe aus flächenhaften Einträgen (vor allem aus der Landwirtschaft) auszuweichen, ist die Trinkwassergewinnung in den letzten Jahrzehnten immer häufiger und in vielen Ländern der Welt in Tiefen >50 m vorgedrungen (SEILER 1994). Langfristige Grundwasserentnahmen aus tiefen wasserführenden Schichten, die früher aufgrund natürlicher, hydraulischer Leitfähigkeitsbarrieren vor oberflächennahen Verunreinigungen als geschützt erschienen, führen jedoch wegen der beschränkten unmittelbaren Verfügbarkeit der Grundwasserneubildung, häufig in Abhän-

gigkeit der Grundwasserentnahmemenge, zu einer vertikalen Neuverteilung der Durchflussraten und allmählich zu großräumigen Änderungen des Strömungsfeldes, die der hydrogeologischen Abschirmung des tiefen Grundwassers vor Kontaminationen aus dem oberflächennahen Grundwasser entgegenwirken. Die Erschließung tiefer Grundwässer zur langfristigen Wasserversorgung bedeutet nach einer gewissen Zeit nichts Anderes, als ihre nahezu direkte Exposition zum oberflächennahen Kontaminationsgeschehen; angesichts seiner Entfaltungsskala wird dieser Vorgang durch das herkömmliche Monitoring erst spät erfasst.

Dieses Problem erfuhr in den Arbeiten von SEILER 1983, SEILER 1987, SEILER & LINDNER (1995) seine erste systematische Beschreibung und in den darauffolgenden Jahren eine qualitative und quantitative Belegung durch die Arbeiten von RAUERT et al. (1993), SEILER et al. (1999), SEILER & MALOSZEWSKI (2000), WEISE et al. (2000), MALOSZEWSKI et al. (2001). SEILER (2001) gibt einen Gesamtüberblick über das entstandene Wissen und die Fragen, die noch zur Untersuchung anstehen.

Zu den Meilensteinen des gewonnenen Wissens zählt die Erkenntnis (SEILER 2001), dass die Maßstäbe an die nachhaltige Bewirtschaftung und den nachhaltigen Schutz tiefer Grundwässer anders anzusetzen sind als für oberflächennahe Grundwässer, und zwar

- in Hinblick auf die Entnahmemengen: Es ist nämlich von einer geringeren, unmittelbar verfügbaren Grundwasserneubildung in tiefen als in oberflächennahen Grundwässern auszugehen, d. h. die für ein Einzugsgebiet berechnete Grundwasserneubildung steht nicht a priori in jeder beliebigen Tiefe zur Verfügung;
- in der Ausweisung von Schutzgebietszonen: Diese sind bei Tiefenwasserentnahmen eher weiter oberstromig als unmittelbar um den Entnahmeort auszuweisen, weil tiefe Fassungsanlagen das Grundwasserströmungsfeld andersartig als oberflächennahe Fassungsanlagen beeinflussen (vgl. auch Abb. 3.1.0).

Diese Feststellungen erhalten eine besondere Bedeutung, bedenkt man, dass Grundwasserkontaminationen, die in tiefe Grundwässer gelangt sind, dort ein Dauerleben führen wie dies bereits durch die Wasseralterswerte in diesen Erschließungstiefen zum Ausdruck kommt (SEILER 2001) und zudem eine "Sanierung" dieser Grundwässer mit den üblichen Mitteln der Technik recht problematisch wäre.

1.3 Aufgabenstellung dieser Arbeit

Die herkömmlichen hydrogeologischen Informationen über Tiefengrundwässer und über die zugehörigen Aquifere sind zu lückenhaft, um zu einer belastbaren Prognose nach geläufiger Art über den (Schad-)Stofftransport in tiefen Grundwässern zu gelangen. Deswegen sollte unter dem Gesichtspunkt der Nachhaltigkeit versucht werden, die Prognosegenauigkeit betreffs der Entwicklung tiefer, bewirtschafteter Grundwassersysteme zunächst auf methodischer Ebene entscheidend zu verbessern. Das Mittel zu diesem Zweck ist ein Frühwarnsystem (SEILER 2001).

Im Mittelpunkt der aktuellen Untersuchungen steht daher die Möglichkeit (SEILER 2001),

"die Umgestaltung des Grundwasserströmungsfeldes bei Tiefengrundwasserentnahmen über Veränderungen in der isotopischen und chemischen Wasserbeschaffenheit zu erkennen und diese nicht nur hydrogeologisch qualitativ, sondern mit Hilfe von Transportmodellen auch quantitativ zu bewerten".

Es ist dies, im Kern, die Definition eines Frühwarnsystems für die Bewirtschaftung tiefer Grundwässer. Um die o. g. Veränderungen prinzipiell abzubilden und ihren langfristigen Verlauf für Auswertungszwecke zu quantifizieren, werden hier numerische Simulationen der instationären Strömung und des instationären Transports chemisch-stabiler Stoffe für einige hydrogeologisch-repräsentative Schichtungsmuster durchgeführt. Die somit erzielten Ergebnisse stellen einen ungünstigst-möglichen Fall dar, weil die betrachteten Stoffe keinem Abbau unterliegen. Im Laufe der Arbeit wird der Spielraum zwischen derartigen *worst-case* Annahmen und den tatsächlich zu-erwartenden Entwicklungen näher charakterisiert.

In Abhängigkeit von den jeweiligen ungestörten Wasserumsatzverhältnisse der beteiligten Schichten, ergibt sich theoretisch für jeden Grundwasserleiter ein Schwellenwert der Entnahmemenge, unterhalb dessen die Aquiferbewirtschaftung noch als "nachhaltig" (*sustainable*) anzusehen ist (im Sinne einer Erhaltung der Grundwasserqualität). Oberhalb dieses Schwellenwertes würde sich im gegebenen Zeithorizont ein Massen-(Schadstoff-)transport aus Nachbarbereichen in die Bewirtschaftungstiefe hin einstellen. Die Anwendung dieses Schwellenwertes für die Praxis kann allerdings nicht statisch erfolgen, sondern ergibt sich immer kontext-abhängig, d. h. ausgehend von der jeweiligen Anfangsbedingung (dem Grad der schon eingetretenen Aquiferkontamination) und für einen gegebenen Zeithorizont, verknüpft mit einem gewählten Versorgungsziel bzw. Versorgungsstrategie (hohe Wasserentnahmen für kurze Zeit, vs. niedrigere Wasserentnahmen für längere Zeit). Daher die Notwendigkeit, die als „nachhaltig“ anzusehende oder zu-empfehlende Entnahmequoten, über die einfache, rein strömungsmäßige Wasserumsatzberechnung hinaus durch

- a) eine Transportmodellierung
- b) bei instationärer Betrachtung
- c) mit strenger Zeit-Referenzierung, d. h. unter Anderem: Berücksichtigung der ganzen Bewirtschaftungsgeschichte des Systems

zu begründen. Von diesem zeitlichen Charakter ist dagegen die Ausweisung von Trinkwasserschutzgebieten für tiefe Fassungsanlagen, in ihrer Abhängigkeit von Fördermengen und Entnahmetiefe, weniger betroffen: dabei verlangt das Präventionsprinzip, vom stationär-geänderten Strömungsfeld auszugehen.

2.1 Physikalische Grundlagen und rechnerische Handhabungen

Da in der Praxis, aber auch naturgemäß häufig eine lückenhafte Kenntnis der hydrogeologischen Gegebenheiten besteht, und somit weder Schwellenwerte für die Entnahmemenge noch Einzugsgebiete bzw. Schutzzonen a priori mit einfachen Mitteln definitiv festlegbar sind, bedarf es eines indirekten aber *prozessorientierten* Zugangs zum Strömungs- und Transportgeschehen in tiefen Aquiferen. Dies sollte (SEILER 2001) anhand messbarer Größen möglich sein, die die Gefahr einer fortschreitenden Schadstoffverschleppung in die Tiefe hin rechtzeitig signalisiert, d. h. bevor eine solche Kontamination schon im geförderten Wasser zu messen ist oder kritische Aquifertiefen erreicht hat: ein Monitoring geeigneter Umwelt-Indikatoren, die im Laufe der Grundwasserbewirtschaftung selbst eine immer neu verbesserte Kalibrierung des hydrogeologischen Modells ermöglicht, und die Bewirtschaftung durch die laufende Abstimmung ihrer räumlichen und Mengen-Maßstäbe begleiten, soll hier die Lösung bieten.

2.1.1 Anfangs- und Randwertprobleme für Strömung und Stofftransport, die Möglichkeit und Leistung eines FWS bestimmen

Die Möglichkeit eines Frühwarnsystems im Sinne von SEILER (2001) beruht generell auf dem Kontrast und zugleich der Verwandtschaft zwischen dem Alters-, Stofftransport- und hydraulischen Verhalten des bewirtschafteten Aquifers. Kontrast bzw. Verwandtschaft bestehen zwischen den Bilanzgleichungen, die die maßgebenden Prozesse im bewirtschafteten Grundwasserleiter beschreiben, sowie zwischen den Anfangs- und Randbedingungen und ggf. der (verteilten) Stoffquellen, die das räumlich-zeitliche Verhalten konkreter, zeit-referenzierter Lösungen bestimmen (eine elegante Formulierung der allgemeinen Bilanzgleichungen und die Herleitung ihrer für lineare Strömungen in porösen Medien vereinfachten Form ist in LOGAN (2001) oder KOLDITZ (2002) zu finden). Ein Kontrast kann zwischen dem hydraulischen Verhalten und dem Transportverhalten zunächst dadurch entstehen, dass die Strömungsgleichung (Massenerhaltung inkompressibler Flüssigkeit, kombiniert mit angenäherter

Gleichsetzung Potential \sim Energie und linearisierter Impulserhaltung bzw. Darcy-Gesetz) und die Stofftransportgleichung (Massenerhaltung transportierter Stoffe, von denen angenommen wird, dass sie die Strömung an sich vernachlässigbar beeinflussen), Bilanzgleichungen unterschiedlicher Art, mit a priori unabhängigen Koeffizienten gebildet und unabhängig voneinander skalierbar, unterschiedliche eigene Zeitskalen aufweisen, wie unten genauer erläutert. Typischerweise ergeben sich deutlich kürzere hydraulische Relaxationszeiten, als z. B. die Zeiten bis zum Erreichen einer stationären Alters- bzw. einer stationären Umweltisotopenverteilung.

Nach gegebener hydraulischer Störung (Einsetzen einer Wasserentnahme) unterliegt der Druckausgleich im Aquifer einer instationären Diffusionsgleichung,

$$(S_{spf} \partial_t - \nabla \cdot \mathbb{K} \cdot \nabla) h = Q_{spf} \text{ [Wasserentnahme etc.]}$$

deren Lösung eine charakteristische Relaxationszeit aufweist, die desto kürzer ist, je kleiner der Speicherkoeffizient (der bei gespannten Verhältnissen ohnehin nur auf der i.d.R. geringen Gesteinskompressibilität beruht), und je größer die räumliche Betrachtungsskala (vgl. Theorie der instationären Pumpversuche).

Dagegen ist der (konservative) Transport eines Schadstoffes

$$[n_e \partial_t + \nabla \cdot (\mathbf{v} - \mathbb{D}_v \cdot \nabla)] C = Q_C \text{ [Eintrag durch die Aquiferoberfläche über mehrere Jahrzehnte]}$$

mit flächenhaftem Eintrag durch den Aquifer-Neubildungsrand, ausgehend von einem noch nicht verunreinigten Aquifer, in einer Zeitskala zu betrachten, die sich in der jeweiligen Aquifertiefe aus dem dort erreichten *Grundwasseralter* ergibt (vgl. § 3.1 für eine Herleitung der Alterswerte, in dispersionsfreien Näherung, direkt aus den hydrogeologischen *Materialverteilungen*), also deutlich höher als die hydraulische Relaxationszeit (zumindest i.d.R. $n_e \gg S$). Solange die Schadstoffausbreitung im Aquifer nur wenig fortgeschritten ist, bleibt diese Betrachtung von einer eventuell einsetzenden hydraulischen Störung (Wasserentnahme) unberührt.

Für die Umweltisotopenverteilungen im hydraulisch-ungestörten Aquifer kann davon ausgegangen werden, dass diese durch eine stationäre Lösung der Transportgleichung beschrieben werden:

$$[\lambda + \nabla \cdot (\mathbf{v} - \mathbb{D}_v \cdot \nabla)] C_{st} = Q_C \text{ [durchschnittl. konst. Eintrag durch Aquiferoberfläche]}$$

λ ungleich Null (radioaktiver Zerfall) sorgt dabei für nicht-triviale vertikale Verteilung, da sonst $Q_C = 0$ im Aquiferinneren. Nach gegebener hydraulischer Störung (Einsetzen einer Wasserentnahme), unterliegen diese Isotopenverteilungen einer perturbierten Transportgleichung, von der Form:

$$[n_e \partial_t + \lambda + \nabla \cdot (\mathbf{v}_{pert} - \mathbb{D}_{v_{pert}} \cdot \nabla)] C_{pert} = Q_C \quad , \quad \text{mit}$$

$$\mathbf{v}_{pert} = \mathbf{v}_{st} + \delta \mathbf{v} \quad , \quad \begin{aligned} \mathbf{v}_{st} &= -\mathbb{K} \cdot \nabla h_{st} \\ \delta \mathbf{v} &= -\mathbb{K} \cdot \nabla (\delta h) \end{aligned}$$

wie sich die Letzteren aus

$$\nabla \cdot (\mathbb{T} \cdot \nabla h_{st}) = -Q_{[durchschnittl. konst. GWNeubildung]}$$

$$(S_{spf} \partial_t - \nabla \cdot \mathbb{K} \cdot \nabla) (\delta h) = -\frac{1}{\text{transvBreite}} Q_{pump}$$

ergeben. Die Relaxationszeit der hydraulisch-gestörten Isotopenverteilungen liegt somit (abhängig auch von der Zerfallsrate des betrachteten Isotops) im intermediären Bereich zwischen der (i. d. R. kurzen) hydraulischen Relaxationszeit und dem in der jeweils betrachteten Aquifertiefe erreichten Grundwasseralterswert; dadurch ergibt sich für die Isotopenverteilungen eine Relaxationszeit, die mit der Tiefe zunimmt (dabei aber mit durch radioaktivem Zerfall sinkender Isotopenkonzentration ab einer bestimmten Tiefe ihre Bedeutung verliert). D. h., in allen in-Frage-kommenden Beprobungstiefen strebt in noch absehbarer Zeit die Umweltisotopenantwort auf (tiefe) Wasserentnahmen einem Plateau zu; die Möglichkeit, aus der Höhe der Umweltisotopenantwort eindeutig auf "un-/gefährdende" Entnahmeraten zurückzuschließen (– zentrale Aufgabe eines FWS) hängt dabei wesentlich vom Ausprägungsgrad der Leitfähigkeitskontraste im vertikalen Aquiferprofil ab.

Die Möglichkeit eines FWS zur prozessorientierten Kontrolle der Bewirtschaftung tiefer Grundwässer lebt im Spannungsfeld der o.g. charakteristischen Zeitskalen. Anders gesagt, richtet sich die Implementierung eines FWS nach den *stationären* Isotopenverteilungen, die einem Bewirtschaftungsmuster (Ent-

nahmemenge & -Tiefe) entsprechen, und einer zeitlichen Betrachtung, insofern sich aus dieser ergibt, dass die Evolution zu den stationären Verteilungen hin, im Vergleich zur geplanten Dauer der Bewirtschaftung nur sehr langsam, dagegen im Vergleich zur Schadstoffausbreitung im Aquifer deutlich schneller fortschreitet.

2.1.2 Systemparameter und Randbedingungen; Diskretisierung

Die vorliegende Arbeit beruht auf hydrogeologischen Erkenntnissen zum Aufbau der Aquifere, zur Wasserbewegung und dem Stofftransport in der Oberen Süßwassermolasse, die von ANDRES & EGGER (1983) zusammengestellt wurden und baut auf den Arbeiten von EINSELE et al. (1987) und SEILER & LINDNER (1995) auf. Aufgrund einer jahrelanger Befassung mit den Durchlässigkeitsverteilungen im Tertiär des Molassebeckens und aufgrund langjähriger Messungen von Umweltrisotopen in den Räumen München und Augsburg kristallisierten sich für die Szenarienrechnungen folgende drei Musterverteilungen (Tab. 2.1) der hydraulischen Leitfähigkeiten und Porositäten als repräsentativ für die bewirtschafteten Grundwasserleiter der bayerischen Oberen Süßwassermolasse heraus:

Tab. 2.1 Die in den Szenariorechnungen verwendeten Durchlässigkeiten und Porositäten (hydrogeologische Musterverteilungen)

Kürzel / Schicht-Mächtigkeit	"354" K_{hor} (m/s)	"465" K_{hor} (m/s)	"476" K_{hor} (m/s)	durchflusswirksame Porosität (alle 3 Schichten)
50 m (oben)	10^{-3}	10^{-4}	10^{-4}	20%
150 m (Mitte)	10^{-5}	10^{-6}	10^{-7}	10%
250 m (unten)	10^{-4}	10^{-5}	10^{-6}	15%

Für alle drei Verteilungsmuster wird $K_{vert}/K_{hor} = 1/4$ als globaler Anisotropiefaktor gesetzt.

Parallel zu diesen dreischichtigen Verteilungen wird zum besseren Verständnis dessen, was die Heterogenität in ihrer unterschiedlichen Ausprägung bewirkt, auch das Verhalten eines homogenen anisotropen Systems mit $K_{hor} = 10^{-4}$ m/s, $K_{vert}/K_{hor} = 1/4$, eff. Porosität = 20% simuliert. Zur Auswahl von plausiblen und (abhängig auch vom vorherrschendem Leitfähigkeitskontrast) „typischen“ Bewirtschaftungssituationen (Abb. 2.2a), wurde eine Vielzahl einfacher Simulationen mit dem Finiten-Differenzen-Programm ASM-DOS von KINZELBACH U. RAUSCH (1995) durchgeführt (Beispiele in Abb. 2.2b). Natürlich lässt sich die „Vielzahl“ durch Ähnlichkeitsbetrachtungen (§ 2.1.3) reduzieren.

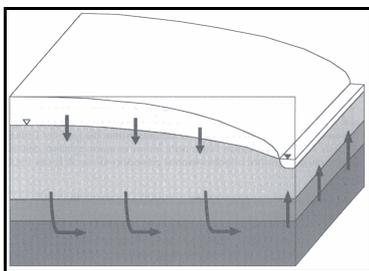


Abb. 2.1 Prinzipskizze zur Modellebene eines dreischichtigen Aquifersystems zwischen einer unterirdischen Berg- (links) und Talwasser-scheide (Vorfluter, rechts). Die Grundwasserneubildung trifft gleichmäßig verteilt über den oberen Rand in das System. Reproduziert nach SEILER (2001), S. 70

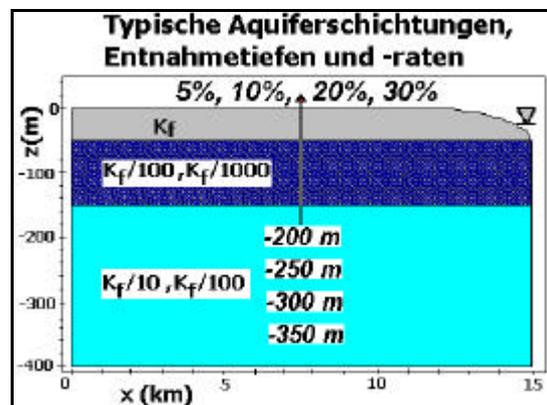


Abb. 2.2a Repräsentative Schichtungsmuster der hydraulischen Leitfähigkeit, in Betracht kommende Wasserentnahmetiefen und -Raten (als Prozentsatz der Gesamtgrundwasserneubildung)

Die Transmissivität des bewirtschafteten Aquifers ergibt sich, relativ zur jeweiligen Gesamttransmissivität, als

$$\frac{T_V^{xx}}{T_G^{xx}} = [1 + r_U^{-1} \mu_U^{-1} (\mu_O + r_I \mu_I)]^{-1}, \quad \frac{T_V^{zz}}{T_G^{zz}} = \mu_U + (\mu_O + r_I^{-1} \mu_I) r_U$$

$$\frac{Sp(\hat{T}_U)}{Sp(\hat{T}_G)} = \frac{r_U (1 + \zeta \mu_U)}{\zeta (\mu_O + r_I \mu_U + r_I \mu_I) + (\mu_O + r_U^{-1} \mu_U + r_I^{-1} \mu_I)^{-1}}$$

mit

$$\mu_\alpha \equiv \frac{m_\alpha}{m} \equiv \frac{\text{Mächtigkeit der Schicht } \alpha}{\text{Gesamtmächtigkeit}}, \quad \alpha = O, I, U$$

$$r_I \equiv \frac{k_I^{xx}}{k_O^{xx}} (\ll 1 \text{ hier}); \quad r_U \equiv \frac{k_U^{xx}}{k_O^{xx}} (\leq 1 \text{ hier})$$

$$\zeta \equiv \frac{(m/L)}{(k_O^{zz}/k_G^{zz})} = \frac{\text{"geometrische Anisotropie"}}{\text{Leitfähigkeits-Anisotropie}} \quad \left(\begin{array}{l} m \equiv \text{Gesamtmächtigkeit} \\ L \equiv \text{Aquifervlänge} \end{array} \right)$$

(Indizes O für die obere, U für die untere, I für die mittlere Schicht, G für den GesamtGWleiter). Entscheidend sind, wie erwartet, die relativen Mächtigkeiten und die Leitfähigkeitskontraste (weniger die Anisotropie). Später (§ 3.6) werden in die Musterverteilungen auch hydraulische Fenster einbezogen.

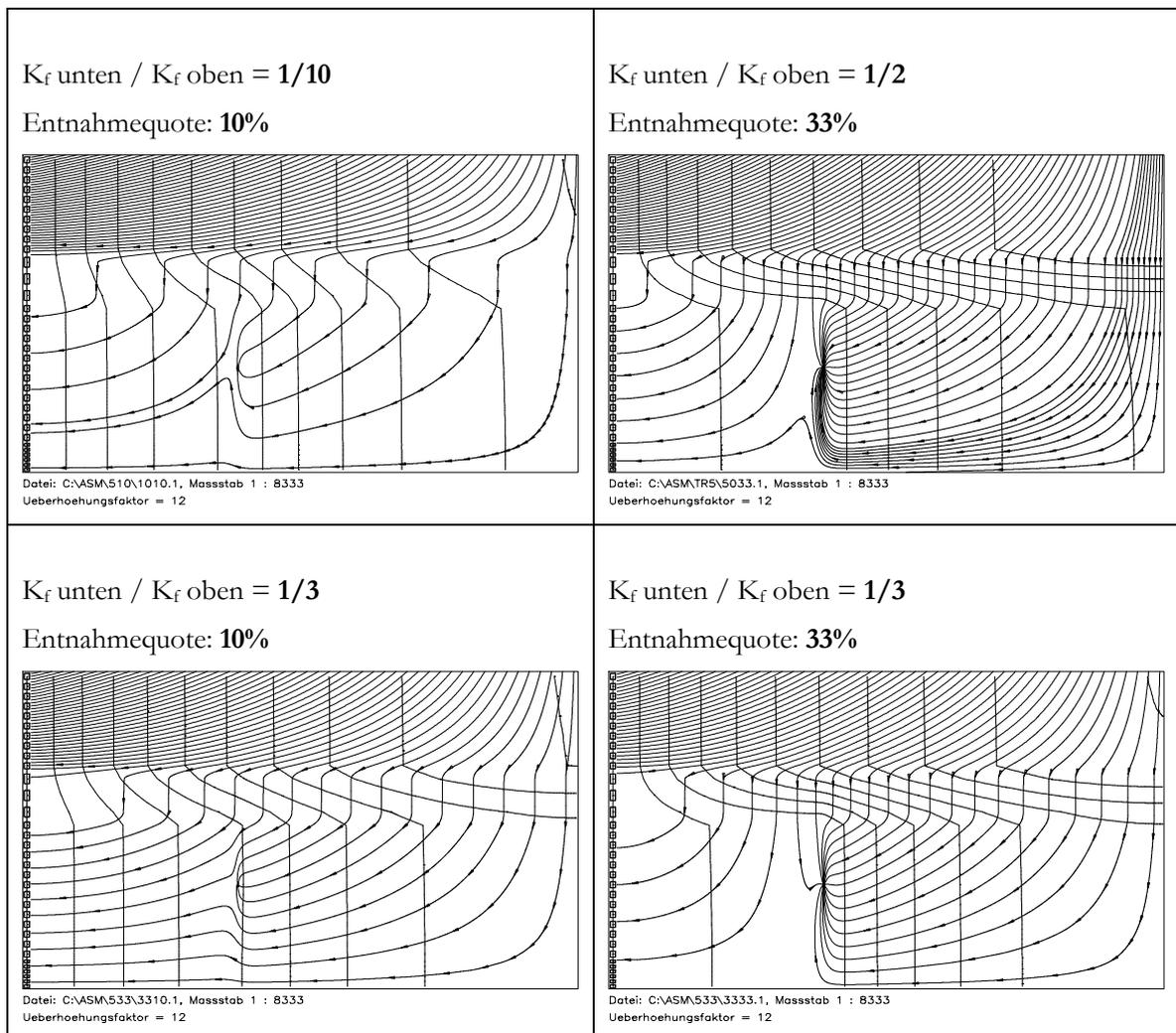


Abb. 2.2b

Betrachtung verschiedener Fälle von geschichteten, bewirtschafteten Grundwasserleitern, mit unterschiedlichem Leitfähigkeitskontrast: stationäre Äquipotential-Linien und Bahnlinien (mit Fliesszeit-Marken alle 10 J.); Entnahmerate als Prozentsatz der Gesamtgrundwasserneubildung

Eine gute Übersicht zu den bis dato vorhandenen analytischen Lösungen von RP(a) vereinfachter Geometrien (1-D oder 2-D) für lineare Strömungs- und Transportgleichungen in mehrschichtigen GWL mit einem eventuell unvollständig verfilterten Brunnen bietet KOLDITZ (1997). Leider sind diese (ohnehin meist nicht auf Elementarfunktionen beruhenden) analytischen Lösungen nicht wirklich für die hiesige Fragestellung brauchbar, sie beruhen auf angesichts der FWS-Ansprüche viel zu starken Geometrie-Vereinfachungen oder führen fremde Symmetrien ein. Daher wird in dieser Arbeit der numerische Weg bevorzugt.

Für die vorliegende Arbeit wurden mit verschiedenen Werkzeugen – basierend auf der Finiten-Differenzen-Methode, für kleinere Probleme auch auf der Linien-Methode (z. B. LOGAN 2001), und später auf der Finiten-Elementen-Methode – sowohl 2-D (x,z)-Schnitte als auch 3-D numerische Simulationen der Grundwasserströmung, des Stofftransports und der zeitabhängigen Grundwasseraltersverteilung als einem Sonderfall des Stofftransports (vgl. § 3.1) durchgeführt; die 2-D Simulationen beziehen sich auf einen vertikalen Schnitt, bei unendlicher Ausdehnung in der y-Richtung (**Abb. 2.1**) und für gespannte Grundwasserhältnisse. Horizontale 2-D (x,y)-Simulationen sind für die anstehende Fragestellung uninteressant, dagegen interessieren wieder (x,z) Vertikalschnitte aus 3-D-Rechenergebnissen.

Der vertikale, (x,z)-Schnitt ist hier 15 km lang und 400 m tief genommen worden und das simulierte System erfährt gleichmäßig eine Grundwasserneubildung von 150 mm/a über den ganzen Neubildungsrand hinweg (**Abb. 2.1**). Der gewählte Wert (langjähriger Mittelwert für den deutschen Raum) kommt auch der tatsächlichen Grundwasserneubildung in der Oberen Süßwassermolasse Ober- und Niederbayerns nahe (ANDRES & EGGER 1983).

Die Modellebene wurde mit $N_x = 500$, $N_z = 200$, d. h. mit $N_x \cdot N_z = 100,000$ rechteckigen Elementen diskretisiert ($\Delta x = 30$ m, $\Delta z = 2$ m) und das Elementennetz wurde keinem *upgrading* unterzogen, d. h. es blieb im Laufe aller Berechnungen unverändert und es erfolgte auch keine automatische Laplacian(h)-Anpassung. Mehrere Tests und Überlegungen erwiesen, dass solche Eingriffe nicht für jedes Problem sinnvoll sind. Schließlich konnten so auch die Strömungs- und die Stofftransportgleichung mit einem gemeinsamen Elementennetz gelöst werden. Etwas größere Zellenlängen ($\Delta x = 50$ m bis 80 m, $\Delta z = 2.5$ m bis 3 m) liefern immer noch akzeptable Ergebnisse; eine Verfeinerung unterhalb der gewählten $\Delta x = 30$ m, $\Delta z = 2$ m lässt die Ergebnisse fast unverändert. Rechteckige Elemente sichern eine bessere Genauigkeit als dreieckige Elemente. (Auch angesichts der bildschirmgraphischen Handhabung mit Feflow legt das starke x-/z-Verzerrungsfaktor die Wahl rechteckiger Elemente nahe.) Eine einfache Beknotung der Elemente erwies sich als ausreichend; die Doppelbeknotungen führten unter sonst gleichen Rechenbedingungen zu deutlich längeren Rechenzeiten, ohne die Ergebnisqualität wesentlich zu verbessern. Das auf den ersten Blick sehr unausgewogene Verhältnis $\Delta z/\Delta x$ entspricht in etwa dem Verhältnis zwischen der vertikalen und horizontalen Durchflusskomponenten q_z/q_x , sodass sich für die nach Elementkanten integrierten Flüsse ein ausgewogenes Verhältnis von $q_x \Delta z \sim q_z \Delta x$ ergibt.

Die Dispersivitäten werden mit $\alpha_x = \Delta x / 2.5 = 12$ m und $\alpha_z = \Delta z / 2.5 = 0.8$ m eingesetzt. Laut einem Befund von MALOSZEWSKI u. ZUBER nach systematisch durchgeführten numerischen Tests, verspricht ein Dispersivität/Elementgröße-Verhältnis von ca. 1/2.5 die beste Übereinstimmung zwischen den Rechenergebnissen nach der FE- und nach der FD-Methode.

Die Berg- und Talwasserscheide (mit Ausnahme mindestens eines oberen „Vorfluter“-Punktes, an dem eine Dirichlet-Randbedingung zu setzen ist) werden wie auch der untere Modellrand als undurchlässig angesehen; ihnen folgen demnach Stromlinien. Durch die Größe des Modells bleibt der unmittelbare Einfluss der Ränder auf das Innere des Grundwasserströmungsfeldes relativ klein.

Grundwasserentnahmen (**Abb. 2.2**) aus der Modellebene werden immer mittig angesetzt; dadurch üben die oberstromigen Ränder keinen nennenswerten unmittelbaren Einfluss auf die Zuflüsse zum Bohrbrunnen aus. Alle Entnahmen werden mit Längen der Filterstrecken von 50 m simuliert; die Angabe der Entnahmetiefe bezieht sich in dieser Arbeit immer auf die Mitte der Filterstrecke. In den Simulationsläufen mit Grundwasserentnahme werden Entnahmetiefen von 200 m, 250 m, 300 m und 350 m unter Gelände und eine Grundwasserentnahme von 10%, 20% und 30% aus 150 mm/a zugrunde gelegt. Solche Entnahmemengen und -tiefen kommen der wasserwirtschaftlichen Praxis im Molassebecken nahe bzw. überziehen diese mit 30% Grundwasserentnahme aus 250 m Tiefe.

Bei der Lösung der Strömungsgleichung, wurden für die Filtergeschwindigkeit im Falle starker Durchlässigkeitskontraste beim Schichtenübergang Unstetigkeiten 1. Ordnung zugelassen; die Erfüllung der Kontinuitätsgleichung bleibt davon bis auf den global-zugelassenen Bilanzfehler unberührt. Zu große hydraulische Materialkontraste zwischen benachbarten geologischen Schichten wurden zudem willkürlich durch Einführung kleiner Übergangszonen mit 4-5 Zellen/Sprung gemildert. Da dies, ebenso wie die Unstetigkeiten 1. Ordnung, die Ausbildung der Geschwindigkeitsprofile an den Schichtübergängen z.T. stark beeinflusst, ist es zweckmäßig, scheinbare "Dispersionspeaks" etwa in den Altersverteilungen zu ignorieren, ihnen kommt keine objektive Bedeutung zu. Für die FWS-relevante Aussage der numerischen Simulation sind solche "Effekte" belanglos.

Aus methodischem Interesse wurden einige wenige, durch *streamline-upwinding* erleichterte Sonderberechnungen zum „dispersionsfreien“ Grundwasseralter vorgenommen. Ansonsten werden mit Feflow alle Berechnungen mit einem reinen FEM-Verfahren in der Galerkin-Formulierung durchgeführt. Einigen Altersberechnungen, die zum Vergleich mit einer dispersionsfreien Näherungslösung, dem *particle-tracking* Verfahren, das in vielen numerischen Simulationsprogrammen mit den klassischen Pollock oder Prickett-Algorithmen implementiert ist (z. B. auch in Feflow und in ASM), mit einem sehr kleinen α durchgeführt wurden, wurde bereichsweise mit einem *streamline-upwinding* Verfahren geholfen (mit Feflow möglich); sonst widerspiegelt fast jede Anwendung eines *p-t* Verfahrens die für den advektiven Transport bekannten numerischen Schwierigkeiten. Wie erwartet, scheitern alle *p-t* Verfahren in Nähe einer Wasserentnahme, und im Grundwasserunterstrom der Wasserentnahme wird der Altersfehler sogar großräumig ausgebreitet. Konsequenterweise scheitert das *particle-tracking* Verfahren auch bei der Beschreibung von Altersmischungsprozessen im Entnahmehrunden.

In den 3-D-Berechnungen wurde ein quaderförmiger Aquifer betrachtet, aus parallelen Scheiben bestehend, die, anders als üblich, nicht einem horizontalen, sondern einem vertikalen Aquiferschnitt entsprechen; aus den mittleren Scheiben erfolgt die Wasserentnahme. Sonst wäre es bei der Feflow-eigenen Begrenzung der Anzahl an Modellscheiben nicht möglich gewesen, die für eine FWS-Berechnung erforderliche Genauigkeit zu erreichen. Dadurch ergab sich auch für die sog. Bildschirmgraphisch-gesteuerte Ergebnis-Extraktion (die auf einer HP-Unix-Plattform unangemessen hohe Prozessorzeit aufbraucht) der Vorteil, die Ergebnisse ohne weitere Schnittberechnungen u. Interpolierungen zu liefern. Die Mindestanzahl an "Modellscheiben", die ein stabiles Rechenergebnis gewährleistet, variiert mit der Pumprate, dem Vorkommen hydraulischer Fenster und den hydraulischen Kontrasten an Schichtgrenzen.

2.1.3 Ähnlichkeitsbetrachtungen

Da die Evolutionsgleichung des hydraulischen Potentials $S \frac{\partial h}{\partial t} = \nabla \cdot (\hat{T} \cdot \nabla) h + q$ linear ist sowohl bzgl. der unbekannteren Funktion als auch bzgl. der in ihren Koeffizienten vorkommenden hydraulischen Parameter (Transmissivität, Storativität, Neubildungs- und Pumprate), im gespannten Fall (gilt teilweise auch für den ungespannten Fall), können eine Reihe von Umskalierungsformeln für ihre Lösung angewendet werden:

$$\begin{aligned}
 h(t, \mathbf{r}; S, \hat{T}, Aq) &= A h(t, \mathbf{r}; S, \hat{T}, q) \quad \text{nur im gespannten Fall} \\
 \left\{ \begin{aligned}
 h(t, \mathbf{r}; S, A\hat{T}, q) &= h(A t, \mathbf{r}; S, \hat{T}, \frac{q}{A}) = \frac{1}{A} h(A t, \mathbf{r}; S, \hat{T}, q) \quad , \quad \text{gespannt} \\
 h(t, \mathbf{r}; S, A\hat{K}_f, q) &= h(A t, \mathbf{r}; S, \hat{K}_f, \frac{q}{A}) \quad , \quad \text{frei}
 \end{aligned} \right. \\
 h(t, \vec{r}; AS, \hat{T}, q) &= h\left(\frac{t}{A}, \vec{r}; S, \hat{T}, q\right) \quad , \quad \text{gespannt oder frei} \\
 h(t, \mathbf{r}; AS, \hat{T}, q) &= h(t, A^{-1/2} \mathbf{r}; S, \hat{T}, q) \quad , \quad h(t, \mathbf{r}; S, A\hat{T}, q) = \frac{1}{A} h(t, A^{-1/2} \mathbf{r}; S, \hat{T}, q)
 \end{aligned}$$

Wenn die Grundwasserleiter mit den Musterverteilungen der hydraulischen Durchlässigkeiten entsprechend Tab. 2.1 als *gespannt* behandelt, also mit linearen Strömungsgleichungen beschrieben werden, dann resultiert die Identität der Strömungsfelder für die Fälle "354" und "465". Da auch die Porositätsverteilungen als gleich angenommen wurden, ergeben sich auch gleiche Abstandsgeschwindigkeiten und somit auch die Identität des Stofftransportverhaltens für die beiden Durchlässigkeitsverteilungen. Die einzige vom Durchlässigkeitsunterschied betroffene physikalische Größe ist das hydraulische Potential, das für die Verteilung "465" um den Faktor 10 größer als für die Verteilung "354" wird. In Wirklichkeit kommt es jedoch aufgrund eines un- oder halbgespannten bzw. nur für Teilflächen gel-

tenden, gespannten Charakters des Grundwassers zu gewissen Unterschieden in den Geschwindigkeitsfeldern; diese Unterschiede werden maximal 20-30%, in der oberen Schicht und in der Nähe der Aquiferränder; auf die Wasserbilanzen pro Schichten sowie auf die Grundwasseralter ergibt dies stationär wie instationär betrachtet nur einen Fehler um 5-10%.

Die hier genutzte Quasi-Similarität des ungespannten Verhaltens der beiden Verteilungen gilt nicht allgemein, sondern rührt von der großen Mächtigkeit der unteren, gut wasserführenden Schicht her. Sie gilt nur für den numerisch konkret durchgeführten Vergleich zwischen "3,5,4" und "4,6,5"; d. h. die Rechenergebnisse, die für diese beiden Verteilungen gemeinsam gelten, sind nicht für alle ähnlichen Verteilungen ("2,4,3", ..., "5,7,6" usw.) anwendbar. Je höher die gespannte Potentialoberfläche liegt, die sich über die Grundwasseroberfläche bildet, um so größer sind die Abweichungen, mit denen für den ungespannten Fall zu rechnen ist. Daher werden alle weiteren Aussagen auf die erste und zweite Musterverteilung gemeinsam bezogen und gelegentlich als "gut durchlässig" oder abgekürzt als "354" oder "E-3,5,4", und auf die dritte Verteilung, die gelegentlich als "wenig durchlässig" oder abgekürzt als "476" oder "E-4,7,6". bezeichnet Dabei ist anzumerken, dass das oben angeführte Similaritätsargument nicht den Unterschied zwischen "gut" und "wenig" durchlässig, sondern zwischen heterogenen Systemen mit einem kleinen bzw. großen Durchlässigkeitskontrast wiedergibt; hierbei ist der Durchlässigkeitskontrast zwischen der ersten (oberflächennahen) und der zweiten Schicht entscheidend.

Den gewählten Musterverteilungen entsprechen, nach Schichten aufgeschlüsselt, deutlich unterschiedliche Wasserumsätze in den einzelnen Schichten (vgl. im nächsten Kapitel die **Abb. 3.2.a,b,c**), in allen Fällen jedoch erweist sich eine tiefe Wasserentnahme als (mit steigender Pumprate, in zunehmendem Maße) auf oberflächennahes Wasser angewiesen, und zwar in desto höherem Grade, je ausgeprägter der Durchlässigkeitskontrast zwischen den beteiligten Schichten wird. Die verfügbare Grundwasserneubildung der Schicht (bzw. des formal abgegrenzten Tiefenbereiches im homogenen Fall), in der die tiefe Grundwasserentnahme einsetzt, liegt bei über 60% für einen homogenen Grundwasserleiter, bei nur ca. der Hälfte davon für die Musterverteilung "354/465", und bei unter 5% für die Musterverteilung "476". Somit bestehen vom Vornherein zwischen den zweien, für eine Vielfalt hydrogeologischer Situationen stellvertretend gewählten Musterverteilungen nicht nur kosmetische Differenzen, sondern auch ein mit Sicherheit wesentlicher Unterschied.

2.1.4 Zum Einfluß der Vorfluterrandbedingung

Der seitliche und untere Rand des Modells (Abb. 2.1) wird als undurchlässig angenommen; ihm entspricht eine Stromlinie (wie schon im § 2.1.2 erwähnt). Der Vorfluterrand (Talwasserscheide) wird durch einen vollkommenen hydraulischen Kontakt über die gesamte Aquifermächtigkeit beschrieben; dadurch wird der mit starker Stromliniendivergenz (-konvergenz) verbundene numerische Aufwand gemindert. Durch begleitende Kontrollberechnungen für Fälle, für die der hydraulische Vorfluter-Kontakt nur über den oberen ca. 50 m besteht, wurde vergewissert, dass diese Annäherung die Rechenergebnisse nur strikt lokal beeinflusst; die Aussagekraft der Simulationen und für das FWS wird davon nicht berührt.

2.1.5 Zur Darstellung der Simulationsergebnisse

Die Modellierungen von SEILER & LINDNER (1995) haben gezeigt, dass im Falle einer Tiefengrundwasser-Entnahme die hydraulischen Veränderungen im Unterstrom der Entnahme wesentlich stärker als im Oberstrom und im Vertikalprofil über der Fassungsanlage stärker als darunter sind. Die Bewertung von Veränderungen in den konservativen Wasserinhaltsstoffen hat also den Ort der Beobachtung mit zu berücksichtigen.

2-D-Darstellungen werden hier bevorzugt, auch für die Rechenergebnisse aus 2-D- und 3-D-Aquifermodellen wiedergegeben.

In der x-Richtung, der generellen Grundwasserfließrichtung, werden fünf Profile in jeweils 2.5 km, 500 m und 0 m oberstromig bzw. unterstromig vom Entnahmepunkt erstellt und in allen Abbildungen

werden Beobachtungspunkte (vgl. **Abb. 2.3**) von der Berg- zur Talwasserscheide aus gesehen mit den Nummern 1 bis 5 bezeichnet, wenn sie an der Oberkante der Zwischenschicht bzw. mit den Nummern 6 bis 10, wenn sie an der Unterkante der Zwischenschicht liegen. Die Punkte 3 und 8 liegen damit jeweils in der Achse des Entnahmebrunnens. Zudem werden auch die Ergebnisse von der Oberkante (Punkt 11), Unterkante (Punkt 13) und der Mitte (Punkt 12) einer 50 m langen Filterstrecke in den Tiefen (vgl. **Abb. 2.2a**)

"A" : Filterstrecke in 175-225 m Tiefe (mittlere Wasserentnahmetiefe: 200 m)

"B" : Filterstrecke in 225-275 m Tiefe (mittlere Wasserentnahmetiefe: 250 m)

"C" : Filterstrecke in 275-325 m Tiefe (mittlere Wasserentnahmetiefe: 300 m)

"D" : Filterstrecke in 325-375 m Tiefe (mittlere Wasserentnahmetiefe: 350 m)

wiedergegeben.

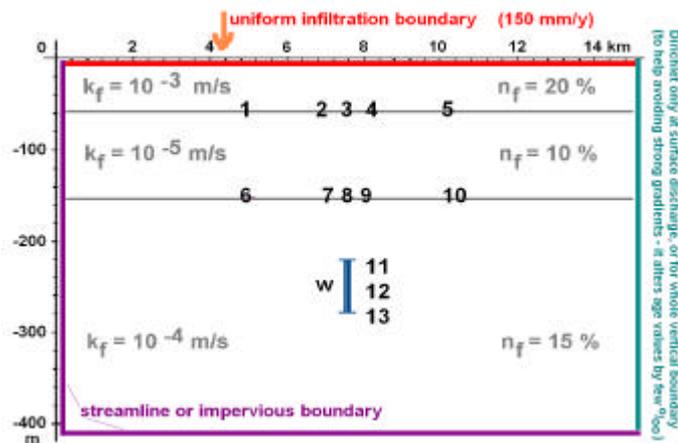


Abb. 2.3 Die erste Musterverteilung („354“) mit vereinfachten Geometrie und Randbedingungen, Lage der Filterstrecke „B“ und Numerierung der Beobachtungspunkte für die Ergebnisdarstellung.

2.2 Auswahl geeigneter Umwelt-Indikatoren

Als Umweltindikatoren stehen zur Verfügung: a) sie stabilen Isotope des Wassermoleküls (^2H und ^{18}O), b) das ^{36}Cl , c) radioaktive Umweltisotope mit anthropogener Beeinflussung oder Erzeugung (^3H , ^{85}Kr , ^{39}Ar , ^{14}C). Die ersten beiden Gruppen an Indikatoren zeigen unstetig Konzentrationsunterschiede aufgrund von Klimaveränderungen an; die zuletzt genannten Indikatoren erbringen dagegen stetige Konzentrationsveränderungen aufgrund des radioaktiven Zerfalls. Die Konzentrationen all dieser Isotope weisen im geologischen Vertikalprofil hydraulisch ungestörter Aquifersysteme eine Schichtung auf, die mit zunehmender Heterogenität des Aquifersystems immer sprunghafter wird. Diese natürliche isotopische/chemische Schichtung wird durch Grundwasserentnahmen, die die natürliche, tiefenbezogene Verfügbarkeit an neugebildetem Grundwasser übersteigt, gestört; dies kann im geförderten Grundwasser oder in Beobachtungspiegeln durch Konzentrationsänderungen beobachtet werden und zeigt eine Veränderung in der Vertikalkomponente der Grundwasserfließbewegung an.

Die kalten Klimabedingungen im ausgehenden Pleistozän haben Veränderungen in der temperaturabhängigen Isotopenfraktionierung bzw. in den Verdunstungshöhen ausgelöst; dies drückt sich in niedrigeren Cl -, ^2H - und ^{18}O -Konzentrationen als heute aus; die Konzentrationen dieser chemisch/isotopischen Indikatoren steigen an der Wende Pleistozän/Holozän an und sind im Grundwasser seitdem wenig von Natur verändert worden. Radioaktive Umweltisotope geben dagegen je nach Ausgangskonzentration und Halbwertszeit kontinuierliche Auskunft über Fließ- bzw. Verweilzeiten des Grundwassers über sehr lange Zeiträume. All diese Konzentrationsinformationen können über eine Transportmodellierung ausgewertet und, unter günstigen Bedingungen, zur Kalibrierung eines hydrogeologischen Modells für Prognosezwecke beizogen werden.

Generell gelangen Umweltindikatoren weitflächig und über die Zeit quasi kontinuierlich mit dem Niederschlag, wenn auch in geringen Konzentrationen, ins Grundwasser, nehmen an dessen Bewegung als gelöste Inhaltsstoffe (oft gasförmig) oder im Wassermolekül inkorporiert teil und unterliegen als nicht-reaktive Indikatoren nur Verdünnungsprozessen. Manchmal können Isotope auch im Untergrund, durch natürliche Prozesse, entstehen oder einem Austausch mit dem Gestein unterliegen, was ihre Eignung als Marker der Grundwasserbewegung beeinträchtigt. DVWK 1981 (SS. 38-45) gibt einen Überblick über Isotopenmethoden in der Hydrologie; ein umfangreiches Wissen darüber ist in FRITZ & FONTES (1980), MOSER & RAUERT (1980), CLARK & FRITZ (1997) enthalten.

Für die Erstellung eines Frühwarnsystems zur Kontrolle der Bewirtschaftung tiefer Grundwässer bieten sich, je nach der Zeitskala, und der erforderlichen Bestimmungsgenauigkeit folgende Umwelttracer an:

Kohlenstoff-14 , Halbwertszeit: 5720 Jahre

Herkunft: natürliche Entstehung in der höheren Atmosphäre; wird in Pflanzenmaterial eingebaut und nach der Zersetzung des Pflanzenmaterials als Bodengas für das Sickerwasser verfügbar; in ihm bildet es gemeinsam mit den Karbonaten im Gestein die Karbonathärte des Grundwassers; wurde durch die Kernwaffentests des letzten Jahrhunderts auch künstlich in der Atmosphäre freigesetzt. Mit ^{14}C kann in etwa ein Grundwasseraltersintervall von 1000 bis 25000 Jahre erfasst werden. Seine Messgenauigkeit liegt bei ca. $\pm 2\%$.

Argon-39 , Halbwertszeit 269 Jahre.

Herkunft: überwiegend aus der Atmosphäre; entsteht in kleineren Mengen auch im Sediment; wird im Grundwasser als inertes Gas transportiert; überdeckt ein Grundwasseraltersintervall von 100 bis 1000 Jahren. Zur Messung sind sehr große Volumina erforderlich; Messgenauigkeit $\pm 5\%$ (WEISE et al. 1992, 2000).

Krypton-85 , Halbwertszeit 10.6 Jahre.

Herkunft: Wird aus dem Betrieb kerntechnischer Anlagen in die Atmosphäre emittiert, Konzentration in der Atmosphäre befindet sich im Anstieg ; wird im Grundwasser als inertes Gas transportiert; überdeckt das Grundwasseraltersintervall von wenigen bis ca. 50 Jahren.

Tritium (^3H) , Halbwertszeit 12.34 Jahre

Herkunft: Entsteht in der höheren Atmosphäre; natürliche Konzentration über Mitteleuropa ca. 10 TU = 1,11 Bq/L; künstlich bis ca. 3000 TU durch die Kernwaffentests in der Mitte des letzten Jahrhunderts erhöht; heute liegt die Tritiumkonzentration über Mitteleuropa wieder nahe beim natürlichen Wert wobei die Frühjahrs-Inversion Stratosphäre-Atmosphäre eine Rolle spielt. Daher im erweiterten Sinne als „Umweltisotop“ bezeichnet. Die gewichtete Input-Funktion (Abb. B1.a) gilt ab 1952 für die Meßstation Viersen; vor 1952 war der Tritium-Input konstant 10 TU). Im Grundwasser wird Tritium mit dem Wassermolekül transportiert.

Die Tritiumdatierung überdeckt ein Grundwasseraltersintervall von wenigen Jahren bis ca. 100 Jahren. Routinemäßige Bestimmungsgenauigkeit ± 0.6 beim Liquid Scintillation-Counting bzw. $\pm 0,4$ TU beim Gas-Counting.

Alle gasförmig eingetragenen Umweltisotope stehen in der wasserungesättigten Zone im Gasaustausch mit der Bodenluft und können zur Bestimmung eines Wasseralters erst ab dem Erreichen der Grundwasser Oberfläche verwendet werden; dies ist für kurzlebige radioaktive Isotope (^{85}Kr) bedeutsamer als für langlebige (^{39}Ar); alle übrigen genannten radioaktiven Isotope erreichen den Untergrund ab der Geländeoberkante entweder als Teil des Wassermoleküls oder in gelöster Form. Diese genannten Unterschiede sind für Alterdatierungen erheblich, für ihre Anwendung in einem Frühwarnsystem jedoch unerheblich, da es hier nur um Veränderungen und nicht um Absolutwerte geht.

Die Arbeit von SEILER & LINDNER (1995) zeigt, dass die Grundwasseralter mit der Grundwassertiefe annähernd exponentiell zunehmen. Deswegen muss erwartet werden, dass:

^{14}C im Grundwasseraltersbereich unter 1000 Jahre keine große Rolle, ^3H oder ^{85}Kr wegen ihrer kleinen Halbwertszeiten eher eine untergeordnete Rolle (vgl. §3.5 und Anhang A) für den Einsatz als Frühwarnsystem (> 50 Jahre) spielen können; ^{39}Ar in diesem Bereich wohl ein guter Indikator sein dürfte, allerdings ist seine Messgenauigkeit nicht gerade hoch; ^3H im Prinzip ein guter Indikator wäre, aller-

dings markiert Tritium nur die Hauptkontaminationszone (vgl. §1.1, §3.5 und Anhang **B**), d. h. sein erstes Auftreten in tief gelegenen Fassungsanlagen würde dann mit dem ersten Auftreten von Kontaminanten zusammenfallen, somit würde es kein *Friühwarnsystem* mehr darstellen; ^{85}Kr dagegen ein guter Ersatz für ^3H sein könnte, da seine Halbwertszeit ähnlich der des Tritiums ist und die Altersuhr des ^{85}Kr erst ab der Grundwasseroberfläche zu ticken beginnt, wenn also Tritium bereits einen Teil seiner Aktivitätskonzentration verloren hat.

2.3 Szenarien für die Simulation

Zahlreiche Untersuchungsergebnisse zeigen, dass z. B. längerfristig angewendete Pestizide (SEILER & KLOTZ 1995, ALLEN-KING et al. 1995), die sich unter Labor- und Lysimeterbedingungen als gut abbaubar, mit Halbwertszeiten von wenigen Tagen, ausgewiesen haben, unter Feldbedingungen z. T. sehr persistent sind; GRATHWOHL (1994) nennt und analysiert einige Beispiele hierfür. Zudem können die Metabolite solcher Pestizide z. T. nicht weiter abbaubar sein und für die Umwelt eine Gefahr oder Dauerbelastung darstellen. Andererseits gelangen auch Nährstoffe (SEILER 1998b, HELLMAYER 2001, SCHNEIDER 2001), die dem Boden meist im Überschuss oder bei ungünstigen meteorologischen Bedingungen appliziert werden, in das Grundwasser, wo sie nur noch bedingt abgebaut werden (STARR 1988, GROSSMANN et al. 1989, STARR & GILLHAM 1993, NAUMANN 1999, 2000, NAUMANN et al. 2001, VOMBERG 2002). Solche flächenhaft ausgebrachten Schadstoffe aus der Landwirtschaft und der Luft breiten sich unter Verdünnungs- und thermodynamischen Bedingungen aus, für die die Anwendung von "Grundwasser-Remediationstechniken" (LOGAN 2001, ODENC-RANTZ et al. 1993, PETERS et al. 1994) schwer realisierbar ist. Hinzu kommt ein bereits jahrzehntelang andauernder Eintrag solcher persistenter Schadstoffe in den Untergrund; somit sind sie bei einem nicht-reaktiven Verhalten im Grundwasser quasi immer anwesend, auch bei einer mehr oder weniger fortgeschrittenen Umstellung der Landwirtschaft in Richtung sog. "guter landwirtschaftlicher Praxis" (HEATHWAITE 1999, SEILER 2000). Ähnliches wie für Agrochemikalien gilt für luftgetragene Kontaminationen wie Schwermetalle und Säuren, die das Grundwasser entweder direkt erreichen oder durch Folgereaktionen im Grundwasser Stoffe in unerwünschten Konzentrationen freisetzen. Schließlich ist auch die Uferfiltration nicht zu übersehen, die in vielen Flussoberläufen (Alpen) oder beim Eintritt des Flusses in eine bestimmte geologische Struktur (südlicher Rheintalgraben) ganzjährig erfolgt. Mit ihr gelangen Restabwässer, die nicht mehr geklärt werden konnten, in das Grundwasser. All diese Beeinflussungen nahmen mit dem Beginn der Industrialisierung ihren Anfang und haben nach dem zweiten Weltkrieg eine ungeahnte Verstärkung durch die Intensivierung von Industrie und Landwirtschaft erfahren. In der gleichen Zeit hat auch der Wasserbedarf kräftig zugenommen und die Trinkwasserversorgung hat vielerorts große Gesteinstiefen erschlossen und bewirtschaftet dieses Grundwasser wie ein oberflächennahes Grundwasser.

Aus den genannten Gründen geht ein erstes Szenario von einer Dauerbelastung des Grundwassers durch Schadstoffe (bezeichnet als "100%") aus und behandelt den Transport dieser Belastung im Grundwasser als *konservativ* oder nicht-reaktiv. Dies ist der ungünstigst mögliche Fall, doch nicht so realitätsfern, wie es auf den ersten Blick erscheinen mag. Dieses Szenario wird als Eintragsszenario über 2 Jahrzehnte betrachtet, in dieser Zeit gibt es keine Grundwasserentnahme aus großen Tiefen. Dieser Schlimmstfall-Annahme folgt unmittelbar anschließend eine Günstigstfall-Annahme: nämlich, dass der betrachtete Schadstoff nach weiteren 3 Jahrzehnten von der Oberfläche völlig verschwindet, infolge etwa radikal geänderter landwirtschaftlicher Praxis oder politischer Maßnahmen. Der Schadstoffeintrag an der Oberfläche wird somit durch ein Heaviside-Signal angenähert. In den nachfolgenden Szenarien wird angenommen, dass aus verschiedenen Tiefen über 30 Jahre lang Grundwasser in Mengen von 10%, 20% bzw. 30% der Gesamtgrundwasserneubildung entnommen wird, und es wird dargelegt, wie sich diese Grundwasserentnahmen mit und ohne hydraulische Fenster auf den zeitlichen Gang der Isotopengehalte im geförderten Grundwasser oder an ausgewählten Beobachtungspunkten auswirken. Daran schließt unmittelbar wieder eine 30-jährige Phase ohne Grundwasserentnahme an, um darzustellen, wie sich ein etwa eingetretener Schaden im tiefen Grundwasser langfristig verhält.

Dabei wird auch gezielt gesucht, wie sich tiefe Wasserentnahmen auf die Isotopenverteilungen im Förderbrunnen, gegenüber Beobachtungsbrunnen stromauf- und stromabwärts auswirken, d. h. wo die sensibelsten Orte für eine solche Beobachtung liegen. Entsprechende Vergleiche werden im § 3.4 (sta-

tionär) und im § 3.5 (instationär) diskutiert. Im Rahmen der zeitlichen (instationären) Betrachtung wird in den oben dargestellten Fällen auch implizit dargelegt, wie sich kurzzeitig eine Tiefenwasserentnahme, etwa im Sinne einer Notversorgung, auf die Grundwasserqualität auswirkt und vergleichend mit der Langzeitbetrachtung wiedergegeben.

3 Ergebnisse

3.1 Grundwasseraltersbetrachtungen, alt und neu

Grundwasseralter, definiert als Fließzeit eines „Grundwasserpartikels“ vom unteren Rand der wasserungesättigten Zone bis zu einem Betrachtungspunkt im Aquifer stellt eine physikalische Größe dar, zu der nur eingeschränkt ein direkter experimenteller Zugang möglich ist. Dennoch bestehen mindestens drei Gründe, eine direkte, nicht auf Isotopenverhältnissen beruhende Altersmodellierung anzustreben:

a) Alters- oder Fließzeitverteilungen sind häufig die kleinskalige Grundlage bestimmter niedrigparametrisierter Modelle zur Beschreibung des Tracer- oder Stofftransports im Grundwasser (VOGEL 1967, 1970; ZUBER 1986). Es ist allerdings zu hinterfragen, wie stabil solche Fließzeitenverteilungen gegenüber hydraulischen Störungen sind, und inwieweit sie für Grundwasserleiter gelten, die stark heterogen, oder dagegen „nicht heterogen genug“ sind.

b) Isotopenhydrologische Untersuchungsergebnisse werden oft mit einfachen Altersverteilungsmodellen ausgewertet, um zu Aussagen über die Strömungsverhältnisse in meist heterogenen Systemen zu gelangen, ohne dabei zu prüfen, ob die betrachteten Grundwasserleiter (aufgrund ihrer räumlichen Heterogenität und/oder ihrer früheren Bewirtschaftungsgeschichte) die Anwendung solcher einfachen „Datierungsmodelle“ überhaupt erlauben.

c) Die grundsätzliche Entkopplung alter Grundwässer vom Kontaminationsgeschehen aus der Moderne macht diese zu einem symbolisch kostbaren Gut. Je nach Vertikalverteilung der hydrogeologisch/hydraulischen Parameter können alte Grundwässer aufgrund ihrer geringen Neubildungsrate nur noch passiv am Gesamtwasserkreislauf teilnehmen, d. h. sie stellen eine schwer- oder gar nicht erneuerbare Ressource dar (BEAR & VERRUIJT 1987, EINSELE et al. 1987; SEILER & LINDNER 1994, 1995). Da das Alter als ein charakteristisches Merkmal tiefer Grundwässer angesehen wird, kann ein Ressourcenverlust nur anhand der zeitlichen Entwicklung von Altersverteilungen entsprechend quantifiziert werden. Dazu bedarf es einer isotonen-unabhängigen Methode zur Modellierung sich verändernder Altersverteilungen in heterogenen Systemen.

Um diese unterschiedlichen Aspekte zu behandeln, wird im Folgenden zunächst im Rahmen einer analytischen Betrachtung eine günstige Parametrisierung der Altersverteilungen gesucht, die modellunabhängige Aussagen ermöglicht, und mit deren Hilfe die hydrogeologisch/hydraulischen Voraussetzungen der Anwendung klassischer Verweilzeitmodelle (ZUBER 1986) geklärt werden können; anschließend sollen durch numerische Simulation der instationären Hydraulik und des instationären Altersverhaltens typische Entwicklungen in einem geschichteten GWL dargestellt werden. Hierzu wurden Basisdaten beigezogen, die für bewirtschaftete Aquifere der bayerischen OSM als repräsentativ gelten.

Modell-unabhängige Betrachtungen und Parametrisierung der Verteilungsfunktionen

Um allgemeine Altersverteilungsfunktionen herzuleiten, werden physikalische Annahmen gemacht, die nicht stärker einschränkend sind, als diejenigen, die von den Klassikern der Datierungshydrologie (VOGEL 1967, 1970) als Selbstverständlichkeit angesehen werden:

- Diagonalität des hydraulischen Leitfähigkeitstensors im horizontal-vertikalen Koordinatensystem des betrachteten 2-D Aquiferschnitts;
- horizontale Invarianz ($\partial_x=0$) der relevanten hydraulischen Leitfähigkeit $k_{x,z}$ und der durchflusswirksamen Porosität n_f ; der vertikalen Heterogenität derselben werden in den analytischen Betrachtungen keine Schranken gesetzt.

- es herrscht konstante, uniforme Neubildung an der Oberfläche und der Betrachtungsraum liegt in hinreichend großer Entfernung zu Wasserscheiden und Grundwasserentnahmen; diese Eigenschaften gehen in die Strömungs- und Altersfelder ein, wie sich dies durch numerische Simulationen belegen lässt (vgl. **Abb. 3.1.1, 3.1.2, 3.1.4**);
- eine allgemeine Zunahme der Alterswerte (\mathbf{a}) mit der Tiefe (\mathbf{z}); worauf die Parametrisierbarkeit der Altersdichten durch \mathbf{z} beruht;
- Gültigkeit der Kontinuitätsgleichung für den quellen- u. senkenfreien Bereich der inkompressiblen Strömung: $\text{div}\cdot\mathbf{v}=\mathbf{0}$ (\mathbf{v} =Filtergeschwindigkeit).

Daraus ergibt sich modell-unabhängig das Altersprofil $\mathbf{a}(\mathbf{z})$ sowie die Altersverteilungsdichte $\mathbf{g}(\mathbf{a}(\mathbf{z}))$ für einen vertikal-inhomogenen Aquifer horizontaler Gesamtransmissivität \mathbf{T} bei konstanter Neubildungsrate \mathbf{q} :

$$a(z) = \frac{T}{q} \frac{n_f(z)}{k_x(z)} |\ln \theta_{\text{unt}}(z)| + \frac{T}{q} \int_0^z |\ln \theta_{\text{unt}}(\zeta)| d \left(\frac{n_f(\zeta)}{k_x(\zeta)} \right) \quad (3.1.1)$$

$$g(a(z)) = \lim_{\Delta a \rightarrow 0} \frac{\Delta N(z)}{\Delta a(z)} = \frac{q}{T} \frac{k_x(z)}{n_f(z)} \theta_{\text{unt}}(z) \quad (3.1.2)$$

Der von $\mathbf{1}$ (bei $\mathbf{z}=\mathbf{0}$) bis $\mathbf{0}$ (bei $\mathbf{z}=\mathbf{H}$) monoton absteigende Parameter $\theta_{\text{unt}}(\mathbf{z})$ bezeichnet die der „Restmächtigkeit“ $[\mathbf{z},\mathbf{H}]$ unterhalb der betrachteten Tiefe \mathbf{z} entsprechende Horizontaltransmissivität (normiert durch die der Gesamtmächtigkeit von $\mathbf{0}$ bis \mathbf{H}), nämlich

$$\theta_{\text{unt}}(z) = \frac{1}{T} \int_z^H k_x(\zeta) d\zeta, \quad \text{mit } T = \int_0^H k_x(\zeta) d\zeta \quad (3.1.3)$$

und stellt den einzigen nicht-lokalen Einfluss auf die Altersdichten in der betrachteten Tiefe \mathbf{z} dar, während die Alterswerte selbst sowohl auf das Porositäts- als auch auf das Leitfähigkeitsprofil global reagieren. Die vertikale Komponente \mathbf{k}_z des hydraulischen Leitfähigkeitstensors tritt nicht explizit in den Formeln auf. Wie erwartet sind die Alterswerte direkt-proportional zur totalen Horizontaltransmissivität \mathbf{T} und invers-proportional zur Neubildungsrate \mathbf{q} . Der zweite Term in der Dichte $\mathbf{a}(\mathbf{z})$ entspricht der Abweichung des tatsächlichen Altersprofils vom klassischen exponentiellen Profil; diesen Abweichungen sind in einem heterogenen Grundwasserleiter a priori keine Schranken gesetzt. Die logarithmische Abhängigkeit vom nicht-lokalen Transmissivitätsfaktor $\theta_{\text{unt}}(\mathbf{z})$ induziert eine gewaltige Alterszunahme zur Aquifersohle hin, während die entsprechende Verringerung der Altersdichten nur linear erfolgt. Für den mittleren Alterswert in einem Vertikalprofil (im Folgenden bezeichnet durch \mathbf{a}_{med}) ergibt sich dieselbe Proportionalität mit der horizontalen Gesamtransmissivität \mathbf{T} und Inversproportionalität mit der Neubildungsrate \mathbf{q} .

Sobald die vertikale Verteilung der Parameter $\mathbf{k}_x(\mathbf{z})$ und $\mathbf{n}_f(\mathbf{z})$ des betrachteten Grundwasserleiters bekannt ist, lassen sich daraus Altersprofile bzw. -verteilungen errechnen und zwar einfach durch elementare Quadraturen, ohne zusätzliche Lösung eines Strömungsproblems, d. h. insbesondere ohne ein „Stromlinienzählen“ und ohne graphisch-gestützte Betrachtungen wie dies in den bislang bekannten Verfahren geschah. Dies gilt zwar nur für stationäre Verhältnisse in ungestörten oder durch Störungen wenig beeinflussten Bereichen eines Grundwasserleiters, dessen Heterogenität überwiegend vertikal ausgeprägt ist. Für den allgemeinen Fall eines beliebig-heterogenen und möglicherweise hydraulisch-gestörten (bewirtschafteten) Grundwasserleiters, lässt sich Folgendes sagen: Es ist auch hier möglich, auf Zwangsschätzverfahren sowie auf Stromlinienzählen u. Dgl. zu verzichten (zumal diese für instationäre Verhältnisse nicht mehr eindeutig anwendbar sind); dispersionsfreie Altersverteilungen lassen sich direkt errechnen durch die Lösung eines quasilinearen Cauchy-Problems erster Ordnung, dessen Koeffizienten nur mit lokalen Geschwindigkeits- und Porositätswerten gebildet werden. D. h., sobald die rein hydraulische Charakterisierung des Grundwasserleiters vorliegt (z. B. ein numerisch ermitteltes Potentialfeld), ist daraus auch ein Altersfeld herleitbar, durch Lösung einer einzigen zusätzlichen Gleichung. Die hierfür geeigneten numerischen Lösungsverfahren (wie etwa für den advektionsdominierten Transport bekannt) können auch instationär (und dann sogar mit besserem Erfolg) eingesetzt werden. Die **Abb. 3.1.1- 3.1.5** liefern Beispiele hierfür; die **Abb. 3.1.1, 3.1.2** und **3.1.4** zeigen zugleich, dass

die Annahme einer horizontalen Invarianz, die zur Herleitung der Beziehungen 3.1.1, 3.1.2 herangezogen wurde, sogar unter hydraulischer Störung und auch bei instationären Verhältnissen zumindest für einen relevanten Aquiferbereich zwischen Bergwasserscheide und Wasserentnahme noch gilt.

Nach gegebenem hydraulischen ‚Anstoß‘ in einem vorher ruhenden System (z. B. nach Einsetzen einer Wasserentnahme), beginnt eine allmähliche Anpassung der Alterswerte (d. h., der Fließzeiten bis zu jedem Aquiferpunkt) an die geänderten hydraulischen Verhältnisse, da die Strömung im Bereich der Wasserentnahme beschleunigt wird, in anderen Bereichen entsprechend verlangsamt wird – vgl. **Abb. 3.1.1, 3.1.2, 3.1.4**. Diese Anpassung durch Massenflüsse erfolgt i. d. R. viel langsamer, als die Neufestlegung der Druckverhältnisse selbst (vgl. **Abb. 3.1.5**): Der Druckausgleich geschieht auf einer anderen Zeitskala (entsprechend dem Term $S\partial_t h$ in der Potentialgleichung), als die Bewegung der individuellen Grundwasserpartikel. Wenn der Druckausgleich so prompt erfolgt, dass er als sprunghafter Übergang vom stationären Anfangspotentialfeld $h_1(\mathbf{x}, z)$ zu einem neuen stationären Potentialfeld $h_2(\mathbf{x}, z)$ angenähert werden kann (vgl. **Abb. 3.1.5** Absenkungsteil; gilt nicht für Wiederanstieg), dann lässt sich für die zeitliche Änderung der Altersverteilungen, in adiabatischer Annäherung, schreiben:

$$\frac{\partial g}{\partial t} \approx \frac{q^2}{T} \frac{k_x(z)}{n_f(z)^2} \frac{\theta_{\text{unt}}(z)}{dz} \frac{dn_f}{dz} \quad (3.1.4)$$

D. h., es findet eine umso dramatischere ‚Umverteilung‘ der Alterswerte statt, je größer der globale Neubildungs-Transmissivitätsfaktor q^2/T und je höher das Verhältnis $k_x\theta_{\text{unt}}/n_f^2$; die Altersdichten steigen mit der Zeit dort an/ab, wo die Porosität lokal mit der Tiefe zu-/abnimmt (und zwar unabhängig vom Vorzeichen des Δh). Im Folgenden wird jedoch von dieser Annäherung kein Gebrauch gemacht, da es auch möglich ist, zeitabhängige Altersfelder mit ausreichender Genauigkeit numerisch zu ermitteln.

Voraussetzungen für die klassischen Altersverteilungsmodelle

Diese ergeben sich aus der Altersverteilung $g(\mathbf{a})$ unter wiederholter Verwendung der Tiefenparametrisierung für die Berechnung ihrer Ableitungen nach \mathbf{a} , da nur $g(\mathbf{a}(z))$ ausdrücklich vorliegt (Beziehung 3.1.2).

Voraussetzung für eine Box-Altersverteilung

Eine Verteilung mit konstanter Dichte wird genau dann erreicht, wenn $g'(\mathbf{a})=0$ gilt, was zur folgenden äquivalenten hydrogeologischen Bedingung führt:

$$\frac{n_f(z)}{n_f(0)} = \frac{k_x(z)}{k_x(0)} \theta_{\text{unt}}(z) \quad (3.1.5)$$

Da $\theta_{\text{unt}}(z) < 1$ eine mit der Tiefe abnehmende Größe ist, unabhängig von der Heterogenität des GWL, besagt die Beziehung 3.1.5, dass die Porosität immer langsamer mit der Tiefe zunehmen muss als die Durchlässigkeit:

$$\frac{\Delta n_f(z)}{n_f(z)} = \frac{\Delta k_x(z)}{k_x(z)} - \frac{k_x(z)}{T \theta_{\text{unt}}(z)} \Delta z \quad (3.1.5')$$

(unter Berücksichtigung der jeweiligen Vorzeichen). Selbst wenn die Durchlässigkeit über die gesamte Mächtigkeit des GWLs konstant bliebe, müsste die Porosität mit der Tiefe abnehmen, und zwar so, dass sie im Bereich der Aquifersohle gegen Null strebt (da $\theta_{\text{unt}}(\mathbf{H})=0$). Dies wäre ein unrealistisches Verhalten der Eigenschaften von Lockergesteinen; sie zeigen i.d.R. eine langsame Abnahme der Porosität und eine vergleichsweise schnelle Abnahme der Durchlässigkeiten. Offensichtlich können Aquifere die Voraussetzung einer Box-Verteilung in einem homogenen GWL nie erfüllen. Eine Box-ähnliche Verteilung ist aber für ein Kluffgestein oder für einen geschichteten GWL mit sprunghaftem Schichtwechsel nicht auszuschließen.

Voraussetzung einer exponentiellen Altersverteilung

Eine exponentielle Altersverteilung heißt, logarithmiert, eine Verteilung mit konstanter negativer Steigung, deren Kehrwertbetrag das mittlere Alter oder die mittlere Verweilzeit im beprobten Aquiferprofil darstellt. Aus $g'(\mathbf{a})/g(\mathbf{a}) = \text{konst} = -1/a_{\text{med}}$ ergibt sich als äquivalente Materialbedingung:

$$\frac{n_f(z)}{k_x(z)} = \frac{q}{T} a_{med} \quad \left(a_{med} = \frac{n_f q}{k_x T} \right) \quad (3.1.6)$$

D. h., notwendige und hinreichende Voraussetzung der Exponentialverteilung ist die Proportionalität zwischen hydraulischer Leitfähigkeit und Porosität. Wenn der gesamte GWL als homogen betrachtet werden darf, dann ist diese Bedingung erfüllt. Sonst ist ein solches Verhalten eher unwahrscheinlich, da die Durchlässigkeiten mit der Tiefe i. d. R. stärker variieren als die Porositäten. Die Exponentialverteilung gilt also streng genommen nur für einen als homogenen beschreibbaren GWL.

Voraussetzungen für eine dispersive Altersverteilung

Eine dispersive Verteilung $\mathbf{g}(\mathbf{a})$ ist charakterisierbar durch ein Polynom 2. Grades in $1/\mathbf{a}$ als ihre relative Variationsrate, wobei dieses Polynom genau eine positive Nullstelle aufweisen muss. Explizite Aquifervoraussetzungen hierfür lassen sich nicht mit einfachen Funktionen formulieren. Damit die Verteilung ein Maximum erreicht, muss allerdings das Verhältnis k_x/n_f zumindest für einen gewissen Tiefenabschnitt mit der Tiefe zunehmen. Die Diskussion dieser k_x/n_f -Voraussetzung der dispersiven Verteilung geht daher ähnlich vor wie jene bei der Boxverteilung: Nämlich, für mindestens einen Tiefenabschnitt muss die hydraulische Leitfähigkeit k_x mit der Tiefe entweder schneller zu- oder langsamer abnehmen als die durchflusswirksame Porosität n_f . Eine Leitfähigkeitszunahme mit der Tiefe ist aber generell schwer vorstellbar in einem Lockergestein einheitlicher Herkunft; eine Leitfähigkeitsabnahme mit der Tiefe, die weniger stark ausgeprägt ist als die Porositätsabnahme ist wiederum kein Standardverhalten für ein kontinuierliches poröses Medium. Die oben genannten Bedingungen kann jedoch ein geschichteter GWL erfüllen. Weitere Voraussetzungen einer dispersiven Verteilung ergeben sich aus der Diskussion der Nullstellen des o.g. Polynomes. Zusammenfassend lässt sich sagen: Eine mit einem Maximum versehene Verteilung ist nur dann zu erwarten, wenn

$$\left(\ln \frac{k_x}{n_f} \right)' \theta_{unt}(z) - \frac{k_x}{T} \begin{cases} > 0, & \text{im oberen GWLeiter} \\ \approx 0, & \text{bei max. Strömungsdichte} \\ < 0, & \text{im unteren GWLeiter} \end{cases} \quad (3.1.7)$$

d. h. unter Anderem, im geschichteten GWL sollte irgendwo eine besser-durchlässige durch eine schlechter-durchlässige Schicht überdeckt auftreten; ferner ergibt sich, dass im Falle einer dispersiven Verteilung die „Altersdispersion“ (die absolute Verteilungsbreite) durch die Eigenschaften der untersten Schicht

$$2 \sigma_a = \frac{n_f(z \rightarrow H) T}{k_x(z \rightarrow H) q} \quad (3.1.8)$$

kontrolliert wird; dies erscheint zunächst einmal als eine etwas künstliche Eigenschaft, ist aber konsistent mit der allgemeinen Vorstellung einer idealen dispersiven Verteilung.

Veränderung der Altersverteilungen in einem hydraulisch-gestörten System

Das stark vereinfachte „hydrogeologische Modell“, das der numerischen Simulation zugrunde liegt, entspricht der im Kapitel 2 beschriebenen 1. Musterverteilung (E-3,5,4); die Grundwasserneubildung entspricht dem langjährigen (N-V) Mittel für Deutschland (150 mm/a); die Durchlässigkeitsverteilung kommt jener in der OSM Bayerns nahe.

Zunächst zeigt der Verlauf (**Abb. 3.1.1**) der Isochronen im 15 km langen und 400 m mächtigen GWL unter zwei unterschiedlichen Bewirtschaftungsbedingungen, dass die Annahme einer horizontalen Invarianz, die den analytischen Überlegungen im vorigen Abschnitt zugrunde lag, auch im hydraulisch gestressten System und unter instationären Bedingungen zumindest für weite Aquiferbereiche immer noch gilt.

Die für dasselbe System numerisch berechneten Altersverteilungsdichten (**Abb. 3.1.3**) enthalten Züge sowohl exponentieller als auch dispersiver Verteilungen, die sich durch die Abfolge der k_f -Werte im Aquifersystem konsistent mit angeführten analytischen Argumenten, erklären lassen. Die **Abb. 3.1.3** zeigt diese Altersverteilungen für jeweils fünf Momente in 15-Jahren-Zeitabstand. Aus dem anfänglich ungestörten Grundwassersystem wird drei Jahrzehnte lang Wasser aus der tiefen Schicht (Lage der

Filterstrecke wie in **Abb. 3.1.1**) gefördert; die konstante Entnahmerate beträgt 20% der Grundwasserneubildung im Niederschlagsgebiet. Nach Einstellen des Pumpens wird das Verhalten des Aquifers für weitere drei Jahrzehnte simuliert, um zu sehen, ob und wie sich der Aquifer in dieser Zeit regeneriert.

Die Verteilungsspitze bei einem Alter von etwa 100 Jahren spiegelt eine bevorzugte Strömung beim sprunghaften Übergang zwischen Schichten mit Durchlässigkeitsunterschieden um zwei Größenordnungen wider; ihre Höhe hängt stark davon ab, ob man den Schichtenübergang modellmäßig glättet oder als sprunghaft behandelt. Dagegen ist die kleinere Verteilungsspitze (**Abb. 3.1.3** unten - links) Ausdruck einer echten Altersdispersion, die durch die Präsenz der gering-durchlässigen Schicht zwischen den beiden gut-durchlässigen Schichten erzeugt wird; die Lage dieses lokalen Maximums reagiert am empfindlichsten auf die Bewirtschaftungsbedingungen. Da die horizontale Altersschichtung weitgehend erhalten bleibt, kommen alle 'Grundwasserpartikel' (alle Bahnlinien) nach der stark verlangsamten und nahezu vertikalen Reise durch die mittlere Schicht fast *piston-flow*-mäßig am oberen Rand der untersten Schicht an, so dass dieser Rand fast wie eine ideale 'Infiltrationsoberfläche', jedoch mit ortsabhängiger Versickerungsrate, oberhalb eines homogenen Bereichs funktioniert, in dem sich somit nur annähernd eine Exponentialverteilung einstellt. Die Wasserentnahme bewirkt in ihrem Einzugsbereich stromauf eine Beschleunigung (Verjüngungseffekt), stromab dagegen eine Verlangsamung der Grundwasserströmung (Alterungseffekt), wodurch sie scheinbar eine „sanierende“ Wirkung auf den Vorfluter ausübt. Sollte dieser zweite Effekt etwa überraschen, bedenke man doch, dass er lediglich aus der Massenerhaltung für eine inkompressible Strömung folgt (vgl. **Abb. 3.1.0**): Stromlinien gleichen individuellen Durchflusswertes Q_o , die einen Kontrollquerschnitt S stromab und außerhalb des Einzugsbereichs einer Wasserentnahme durchfließen (so dass $v_f S = N Q_o$), werden, durch die letztere, in ihrer Zahl verringert: $N' < N$, also $v_f' < v_f$, und somit (bei gleichbleibender Porosität) $v_a' < v_a$ (Verlangsamung).

Beide Effekte lassen sich in für mehrere vertikale Profile stromauf/stromab der Wasserentnahme berechneten (hier nicht gezeigten) Altersverteilungen erkennen. Für die Zwecke der **Abb. 3.1.3** wurde nur das Entnahmeprofil gewählt. Der entnahmebedingte Beschleunigungseffekt, der sich nach Beendigung der Wasserentnahme nur sehr langsam rückbildet, ist in allen Schichten zu sehen; die Alterswerte haben sich auch nach drei stressfreien Jahrzehnten nicht regeneriert.

Die Verteilungsdichten im Bereich der Paläowässer betragen nur Tausendstel von % pro Altersjahr: Einerseits sind dies keineswegs "Werte ohne Bedeutung", dagegen zeigen solche Werte dass es sich um eine äußerst kostbare Ressource handelt; andererseits würden solche Altersdichten bei einer sinnvollen Bilanzbetrachtung (s. **Abb. 3.1.3** oben) über Altersintervalle von mehreren (Hundert-) Tausend Jahren integriert werden, wodurch sich wieder spürbare Prozente ergäben.

Bedeutung, Relevanz und Zuverlässigkeit von Altersberechnungen; methodische Überlegungen

Hier wurde erstmalig eine modell-unabhängige Dichtefunktion für Altersverteilungen hergeleitet, die bei beliebigen Strömungsfeldern die Erstellung von Altersverteilungen ohne Stromlinienzahlen und Ähnlichem ermöglicht; anhand der allgemeinen Verteilungsdichte lassen sich auch hydrogeologisch/hydraulische Voraussetzungen für die klassischen Altersverteilungsmodelle eindeutig definieren; zudem wurde eine Methode zur instationären Altersmodellierung entwickelt (und zwar unabhängig vom Isotopentransport), die die Möglichkeit eines unwiederbringlichen Grundwasseraufbrauchs durch tiefe Grundwasserentnahmen in einem neuen Licht, qualitativ und auch quantitativ, erfassen lässt.

Natürlich handelt es sich bei den hiesigen Beispielen eher um kleine Effekte, die von einer stationären Betrachtung übersehen werden würden. **Abb. 3.1.2** ist zu entnehmen, dass das Erreichen eines altersbezogen-stationären Zustandes nach hydraulischem Stress in der Praxis kaum zu erwarten ist: So wird nach 50 Jahren konstanten Pumpens (**Abb. 3.1.2**-links) kein stationärer Zustand erreicht: Im Gegenteil, die meisten Altersganglinien zeigen auch nach 200 Jahren konstanten Pumpens (**Abb. 3.1.2**-rechts) immer noch einen deutlich absteigenden Trend.

Eine intuitive Antwort auf die Frage: „wie entstehen Altersisolinien überhaupt, und worauf sind sie empfindlich?“ ist der folgenden schematischen Darstellung des Fließgeschehens im heterogenen, bewirtschafteten System zu entnehmen. Die Bahnlinien wurden mit einem *particle-tracking* Verfahren erstellt, daher der nicht-eindeutige Verlauf der Altersisolinien stromabwärts der Wasserentnahme, der generell die stationäre Betrachtung gepumpter Systeme charakterisiert; um diese Art der Ungenauigkeit zu unterdrücken ist hier die Pumprate auf 10% reduziert worden.

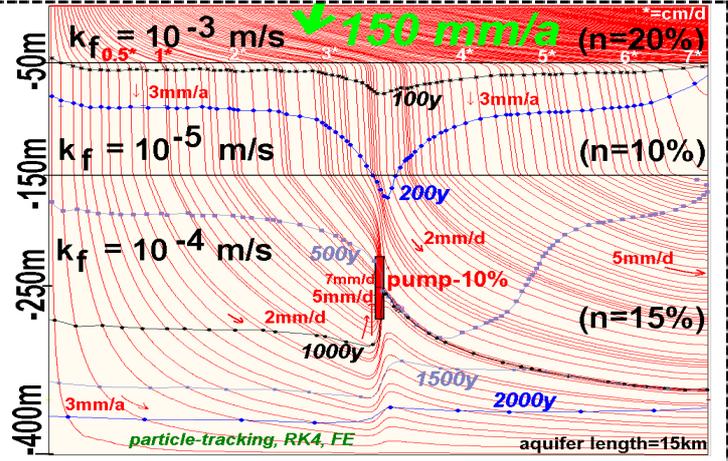


Abb. 3.1.0 Veranschaulichung der dispersionsfreien Vorstellung des Grundwasseralters als „Fließzeit“, in einem bewirtschafteten Grundwasserleiter („E-3,5,4“)

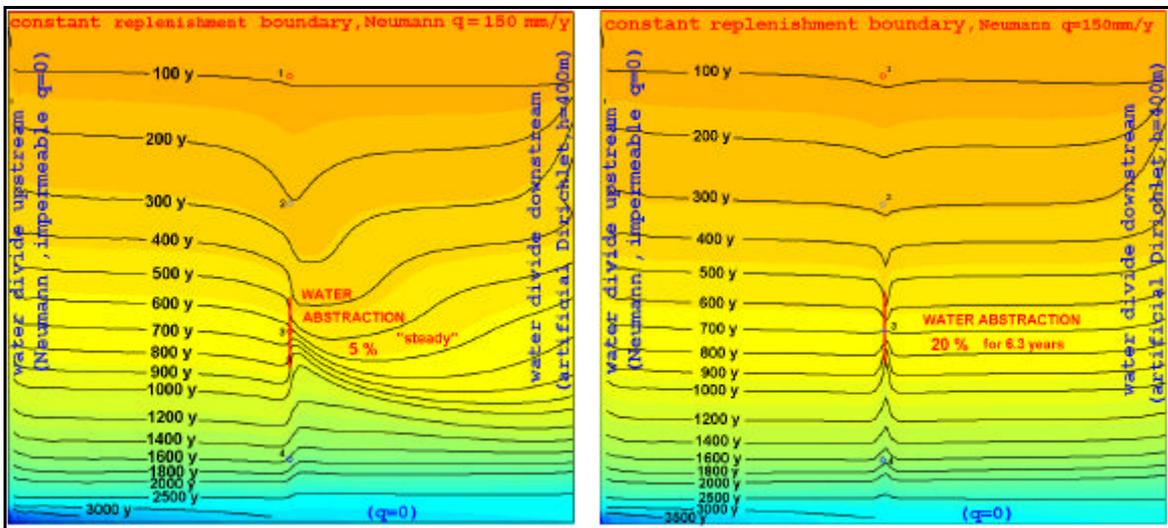


Abb. 3.1.1: Typische Altersschichtung in un- bis mäßig gestörten, geschichteten GWL (stark überhöht). Links: „stationäres“ Altersfeld bei 5% Wasserentnahme. Rechts: momentanes Altersfeld nach etwa 6 Jahren konstanter Wasserentnahme in Höhe von 20% der Grundwasserneubildung.

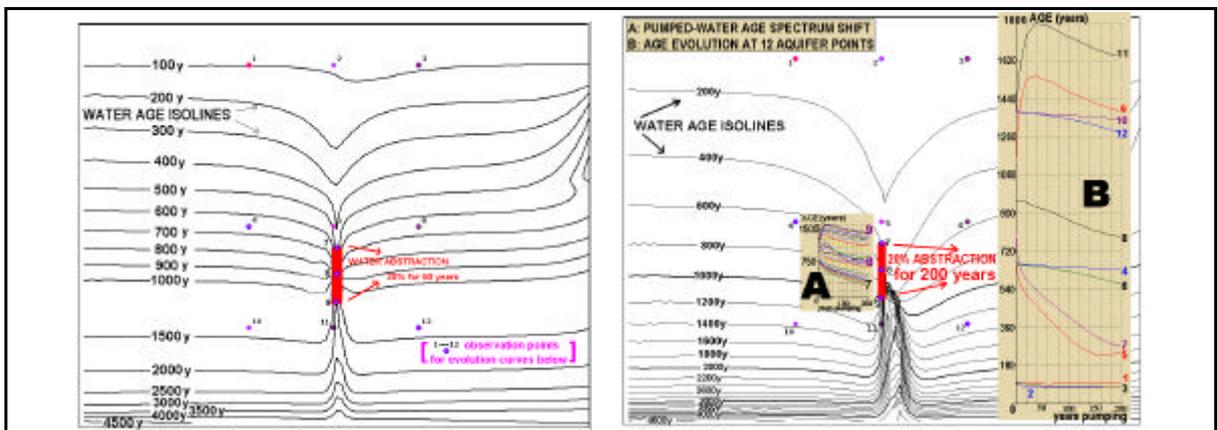


Abb. 3.1.2: Stationäre Altersberechnungen für hydraulisch-gestörte Systeme führen i. d. R. zu einer Überschätzung der Aquifergefährdung. Links: momentanes Altersfeld nach 50 J. konstanter Entnahme; Rechts: (noch immer nicht stationäres) Altersfeld nach 200 J. (imaginär-fortgesetzter) konstanter Entnahme.

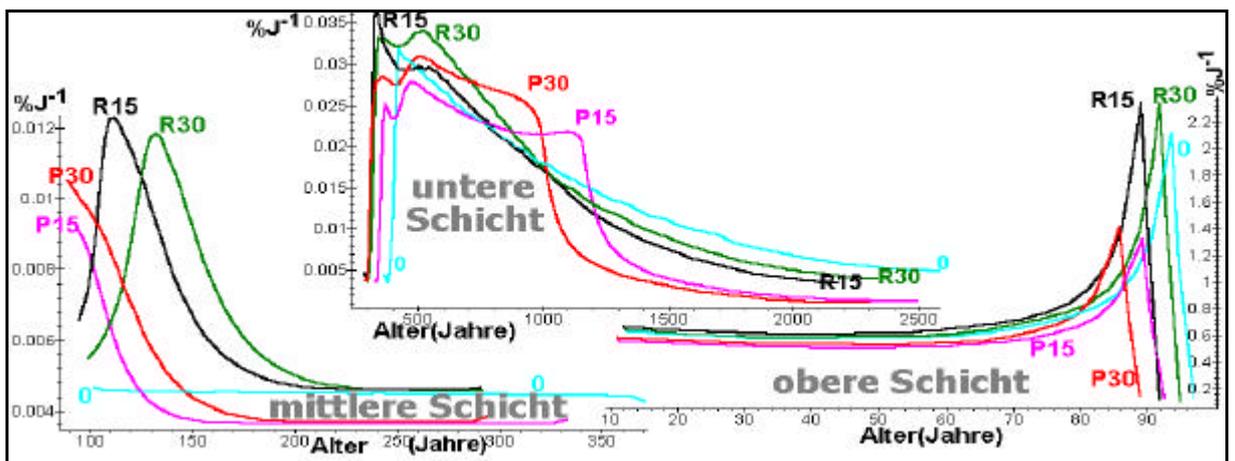
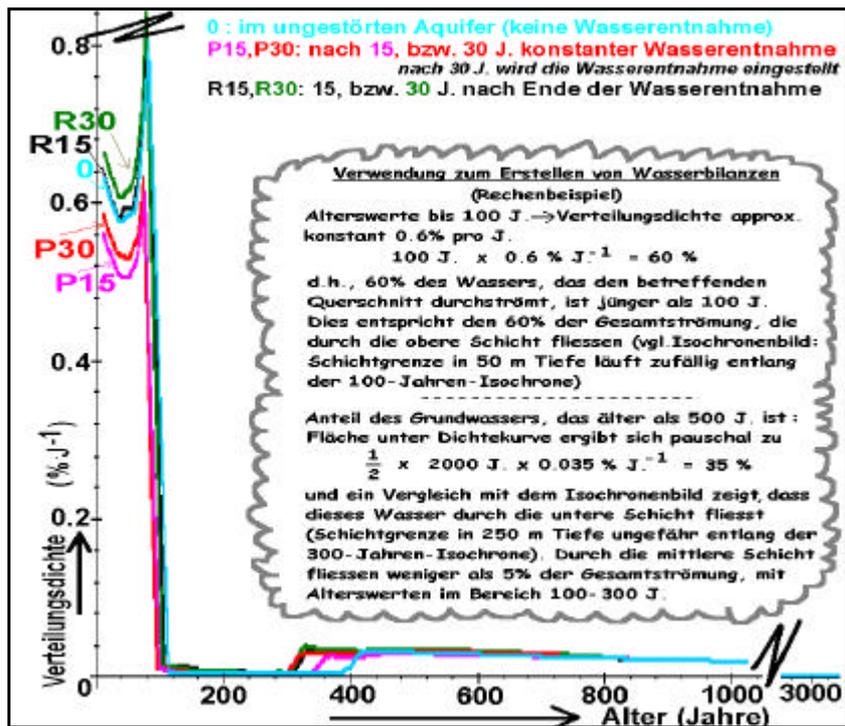


Abb. 3.1.3 Altersverteilung im Entnahmeprofil. Oben: Gesamte Aquifertiefe. Unten: nach Schichten detailliert.

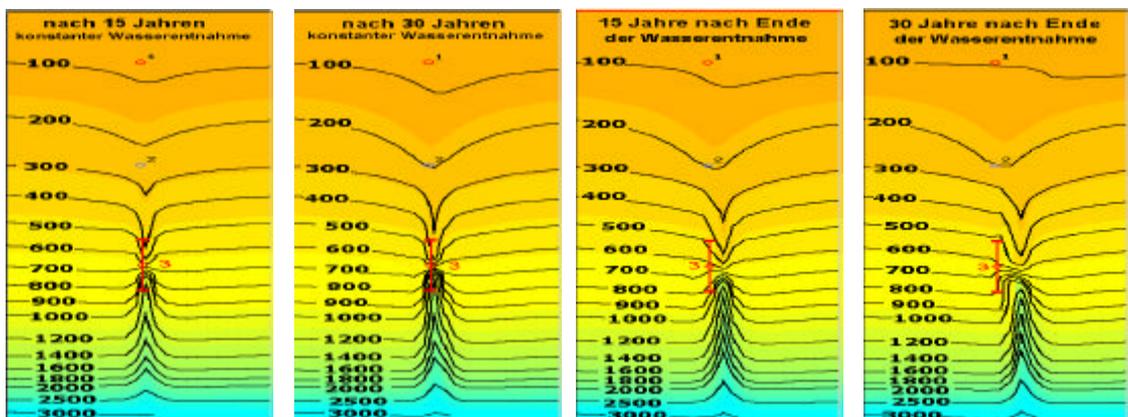


Abb. 3.1.4: Langsame Advektion der Altersstörung unter Bewirtschaftung und danach (geschichteter GWL wie in Abb. 3.1.1; drei Jahrzehnte Wasserentnahme in Höhe von 20% der Grundwasserneubildung, anschließend drei Jahrzehnte Ruhe)

Während die stationäre Betrachtung für gegenwärtig-bewirtschaftete Systeme (Abb. 3.1.1 und 3.1.2) i. d. R. zu einer Überschätzung der möglichen Aquifergefährdung führt, liefert sie dagegen für ehemalig-bewirtschaftete und gegenwärtig „sich-regenerierende“ tiefe Grundwassersysteme, viel zu günstige Prognosen und unterschätzt so den tatsächlichen altersbezogenen Ressourcenverlust. Verglichen mit den vier „Schnappschüssen“ in der Aquifergeschichte (Abb. 3.1.4), würde die stationäre Betrachtung für die ersten 2 Bewirtschaftungsmomente viel dramatischere Altersverschiebungen prognostizieren, dagegen für die darauffolgenden Ruhemomente überhaupt keine Altersverschiebungen mehr sehen: Die stationäre Betrachtung lässt ein vom-Stress-befreites System sofort als vollständig regeneriert erscheinen. Gleiches gilt auch für das gängige *particle-tracking* Verfahren, dem immer eine stationäre Betrachtung zugrunde liegt. Zu einer ähnlichen Verfälschung des tatsächlichen Altersverlaufs gelangt man auch, wenn anstatt der stationären Reduktion eine Reduktion auf die hydraulische Kinetik als maßgebend angesetzt wird: Während der hydraulische Druckausgleich in seinem zeitlichen Verlauf durch den Speicherkoeffizienten global geregelt wird, unterliegen „partikelgetragene“ Eigenschaften (wie Alterswerte) einer viel „trägern“ Kinetik. Wie aus Abb. 3.1.5 ersichtlich wird, ist ein hydraulisches Gleichgewicht nach 5-6 Jahren nahezu erreicht, während die Alterswerte (selbst nach 30 Jahren Pumpen bzw. Ruhe noch deutliche Änderungstendenzen zeigen).

Diese Abkopplung der Altersentwicklungen im heterogenen Aquifer von seiner Hydraulik heißt aber auch, dass eine Grundwasseraltersaufnahme wie in Abb. A.3.1.4 c und d dargestellt alleine keine Aussage zum hydraulischen Zustands des Systems ermöglicht; dieselbe Altersverteilung kann einem noch stark gepumpten System genauso gut wie einem nicht mehr gepumpten System entsprechen. Ähnliche Memory-Effekte prägen auch die Konzentrationsverteilungen aller transportierten (stabiler sowie instabiler) Spezies, Umweltisotope wie Schadstoffe. Im Kapitel „Stabilität und Reproduzierbarkeit eines Frühwarnsystems“ wurde dieses Problem aus einer anderen Sicht behandelt.

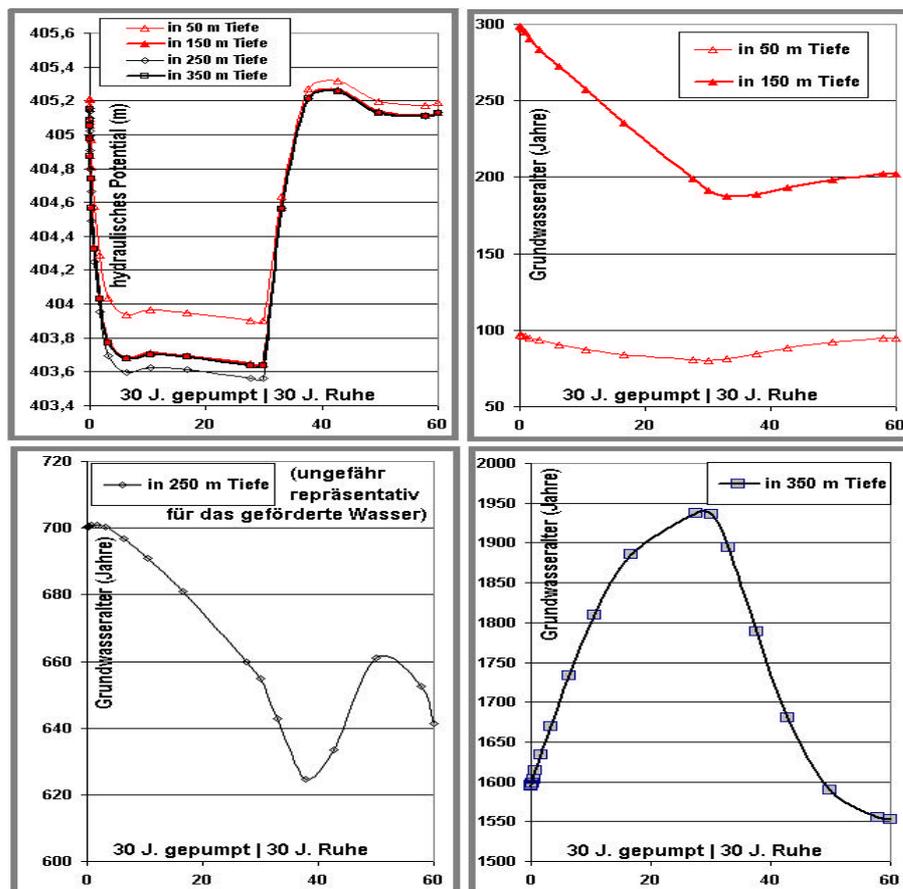


Abb. 3.1.5: Relative Abkopplung des Altersverhaltens vom hydraulischen Verhalten des Systems (im Aquiferprofil der Wasserentnahme)

3.2

Wasserumsatzverhältnisse in homogen und heterogen aufgebauten Grundwasserleitern

Den gewählten hydrogeologischen Musterverteilungen (Tab. 2.1) entsprechen, nach Schichten aufgeschlüsselt, deutlich unterschiedliche Wasserumsatzverhältnisse (Abb. 3.2 a,b,c). Wie in § 2.1.3 (aus dem Gesichtspunkt der Similaritätsvergleiche) schon erwähnt, erweist sich jedoch in allen drei Systemen eine tiefe Wasserentnahme als (mit steigender Pumprate, in zunehmendem Maße) auf oberflächennahes Wasser angewiesen, und zwar in desto höherem Grade, je ausgeprägter der Durchlässigkeitskontrast zwischen den beteiligten Schichten.

Die verfügbare Grundwasserneubildung der Schicht (bzw. des formal abgegrenzten Tiefenbereiches im homogenen Fall), in der die tiefe Grundwasserentnahme einsetzt, liegt bei über 60% für einen homogenen Grundwasserleiter, bei nur ca. der Hälfte davon für die Musterverteilung "354/465", und bei unter 5% für die Musterverteilung "476", das sind für den abgebildeten Fall sogar weniger als in der trennenden Schicht ($K_{hor} = 10^{-7}$ m/s, 50 m mächtig, im Vergleich zum 5 mal mächtigeren unteren Aquifer mit 10 mal höherer Leitfähigkeit). D. h., in der letzteren Musterverteilung stellen die in dieser Arbeit simulierten Wasserentnahmen mit 10% schon rein hydraulisch betrachtet einen „GW-Bergbau“ (*groundwater mining*) dar. Hinzu kommt (über die hydraulische Betrachtung hinaus) ein „GW-Altersbergbau“, d. h. eine Erschöpfung des hohen Altersguts der TGW.

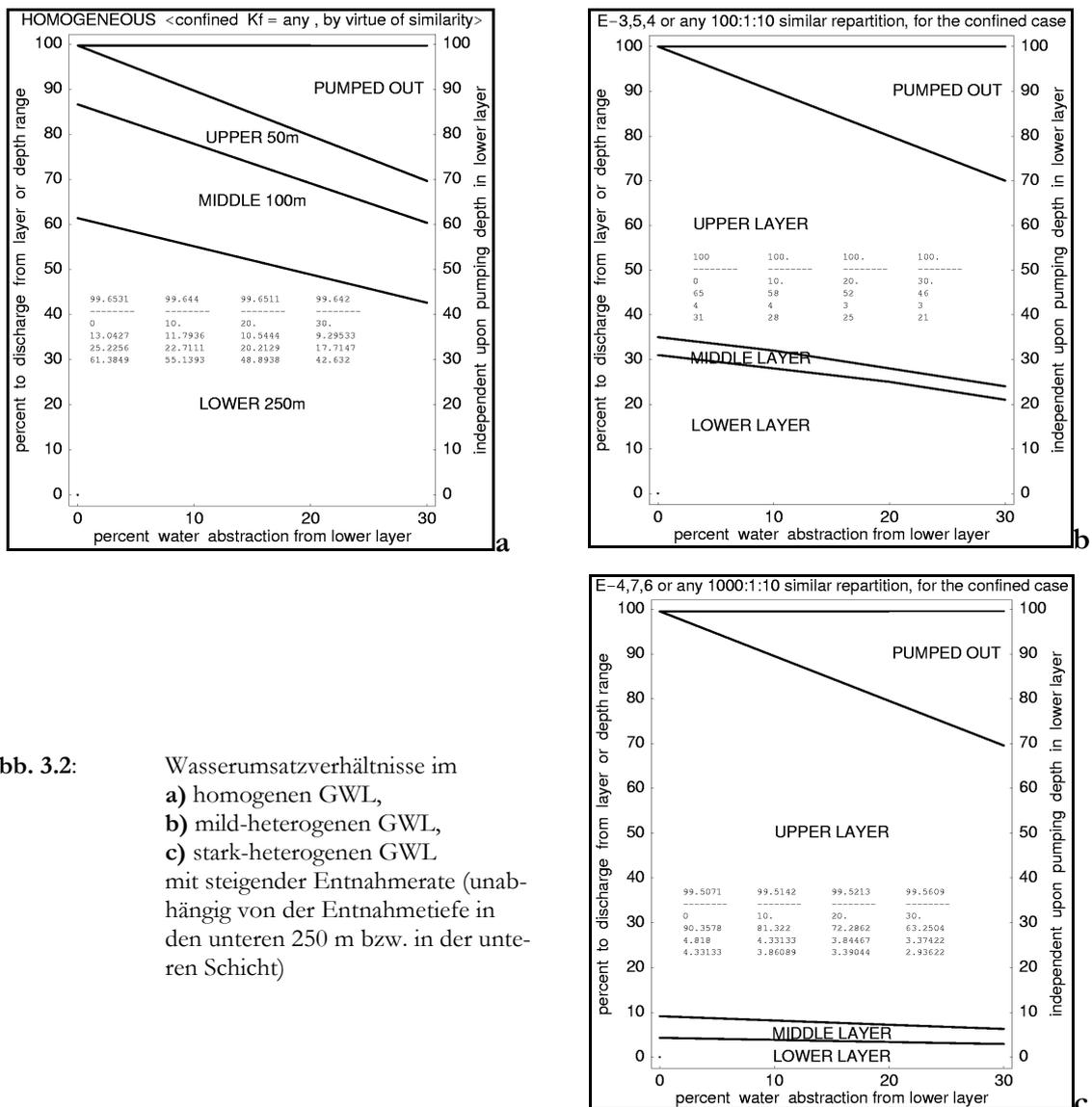


Abb. 3.2: Wasserumsatzverhältnisse im
a) homogenen GWL,
b) mild-heterogenen GWL,
c) stark-heterogenen GWL
 mit steigender Entnahmerate (unabhängig von der Entnahmetiefe in den unteren 250 m bzw. in der unteren Schicht)

3.3

Die „Zuflußparabel“ zu tief gelegenen Fassungsanlagen

SEILER (2001), sowie SEILER & MALOSZEWSKI (1999) haben numerische Simulationen des stationären Strömungsfeldes um eine tiefe Fassungsanlage in einem homogenen Grundwasserleiter, für verschiedene Wasserentnahmetiefen und -mengen durchgeführt. Die Ergebnisse sind in **Abb. 3.3** zusammengestellt (vgl. auch **Abb. 2.2b, 3.1.0** für den Fall eines heterogenen GWL u. die dazugehörigen Isochronen) und sind im Einklang mit älteren Erwartungen nach TOOTH (1963), der die Analogie zwischen einer tiefen Wasserfassung und einem horizontal-verfilterten Brunnen formulierte.

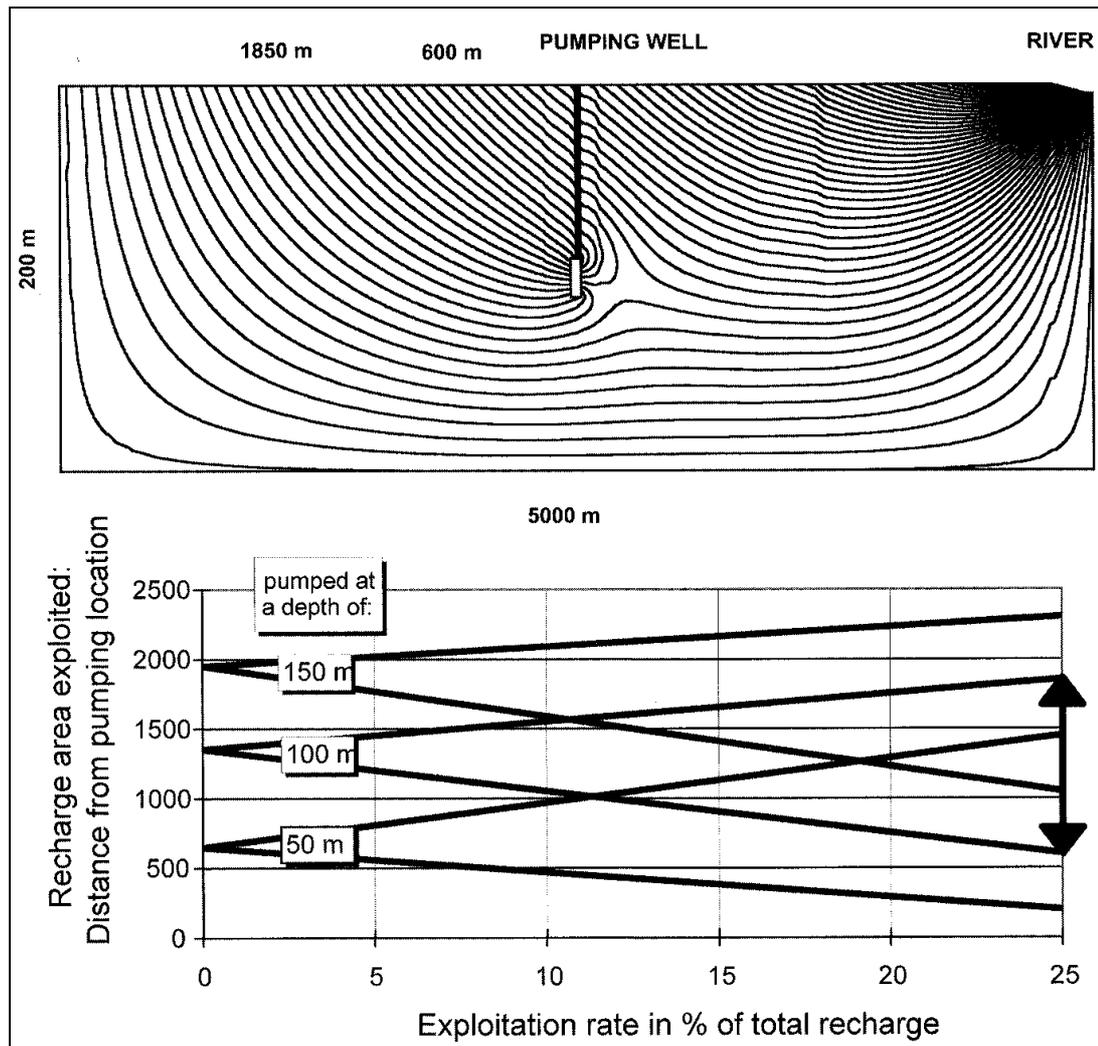


Abb. 3.3 Die „Zuflußparabel“ (d. h., die Hauptprojektion des Brunneneinzugsvolumens) zu einer tief gelegenen Fassungsanlage ihre (in etwa lineare) Abhängigkeit von der Entnahmetiefe und -menge. Reproduziert nach SEILER (2001), S. 74.

Wie schon im ersten Kapitel erwähnt, sind diese Befunde von großer Bedeutung bei der Ausweisung von Schutzzonen für eine tiefe Trinkwasserfassung. Mit zunehmender Tiefe der Wasserfassung wandert der an der Aquiferoberfläche entsprechende Einzugsbereich in Richtung Bergwasserscheide, und dehnt sich mit steigender Wasserentnahmerate auf zunehmend große Flächen aus. Meistens ist wegen Nutzungskonflikte im tatsächlichen Einzugsbereich des Tiefbrunnens ein derartig flächendeckender Schutz gar nicht zu gewährleisten.

3.4 Einfluss von Tiefe und Menge der GW-Entnahme auf Isotopenverschiebungen im Entnahmebrunnen; Abhängigkeit der Isotopensignale von der Lage des Beobachtungsbrunnens (stationäre Betrachtung)

Die Möglichkeit eines FWS lebt im Spannungsfeld der im § 2.1.1 definierten Zeitskalen. Anders gesagt, im Spannungsfeld zwischen den *stationären* Isotopenverteilungen, die einem Bewirtschaftungsmuster (Entnahmemenge + Entnahmetiefe) entsprechen, und einer *zeitlichen* Betrachtung, insofern sich aus dieser ergibt, dass die Evolution zu den stationären Verteilungen hin, im Vergleich zur geplanten Dauer der Bewirtschaftung nur sehr langsam, dagegen im Vergleich zur Schadstoffausbreitung im Aquifer deutlich schneller fortschreitet.

Von der *stationären* Betrachtung, stützt sich die Wahl eines oder mehrerer FW-Isotope und der optimalen Monitoring-Punkte auf folgenden Elementen:

- dem Vergleich zwischen den an jedem Aquiferpunkt maximal berechneten Isotopensignale und der Nachweisgrenze des betrachteten Isotops; dabei ist allerdings anzumerken, dass *transiente* Isotopensignale ggf. die als "maximal" bezeichneten, stationären Signale überschreiten können (allerdings nur zeitweise und nur lokal, insbes. im Brunnen-Nahbereich);
- dem Vergleich zwischen der Pumpratzenabhängigkeit der an jedem Aquiferpunkt maximal berechneten Signale eines Isotops und dessen Messgenauigkeit.

Zudem ist ein Vergleich zwischen den stationär-gestörten Profilen im homogenen Mustersystem und in den Musterverteilungen mit mildem bzw. starkem Durchlässigkeitskontrast nicht wenig lehrreich bezüglich der Auswirkungen der Grundwasserleiterheterogenität auf die Isotopenverteilungen und kann in einer Modellkalibrierung, qualitativ, behilflich sein. Insbes. unterstromig zur Wasserentnahme (Profile 4,5) ergeben sich bei starkem Leitfähigkeitskontrast (Musterverteilung E-4,7,6) z.T. verkehrte räumliche Verhältnisse, als bei mildem oder null Kontrast (Musterverteilung E-3,5,4 od. Homogenverteilung).

Prozentualdarstellungen (Kohlenstoff-14, Argon-39) beziehen sich auf den jeweiligen Oberflächenwert (wie sich dieser aus dem Eintrag durch Niederschlag und Prozesse in der ungesättigten Zone im mehrjährigen Durchschnitt ergibt), definiert als "100%". Die Tritiumprofile (in TU) zeigen hier die nur aufgrund des natürlichen Tritiumgehalts maximal-möglichen Signale und dienen somit nur als Rahmenabschätzung. Maximal-mögliche Tritium-Signale nach den Kernwaffentests lassen sich nicht allgemein berechnen, da eine Zeit-Referenzierung dabei entscheidend ist.

Am Vergleich der Altersprofilverhaltensmuster (Abbildungen im **Anhang A**, systematisch sortiert nach **Tab. A.1**) mit steigender Wasserentnahmerate zeigt sich am besten der Einfluss der Grundwasserleiterheterogenität. Zugleich ergibt dabei sich eine vergleichende Charakterisierung des Einflusses von Entnahmemenge und -Tiefe auf die Isotopenverschiebungen in den unterschiedlichen Grundwasserleitern (**A1**: homogen; **A2**: GWL mit mildem K_F -Kontrast; **A3**: GWL mit starkem K_F -Kontrast), sowie ein Vergleich der FWS-Signalstärke an den 5 Profilen zwischen Bergwasserscheide und Vorfluter:

Profil 1 (2.5 km stromauf von Wasserentnahme):

- Homogener GWL: unabhängig von Entnahmetiefe lassen Wasserentnahmeraten bis ca. 45% der Gesamtgrundwasserneubildung die Altersprofile unverändert. Zur Erinnerung, betrug die verfügbare GWNB des Tiefenbereiches 150-400m (in dem die Wasserentnahmen angesetzt werden) ca. 60% der GesamtGWNB. Erst für höhere Entnahmeraten zeigt sich (zunächst nur andeutungsweise) eine Verjüngung, etwas deutlicher ausgeprägt bei tieferen Entnahmen (tiefer als 300 m etwa).
- GWL mit mäßigem Durchlässigkeitskontrast (E-3,5,4): Wasserentnahmen bis ca. 30% der GesamtGWNB verändern die Altersprofile geringfügig (max. 50 J. Altersverlust in großen Tiefen pro +10% Entnahme) und kaum entnahmetiefenabhängig. Zur Erinnerung, betrug die verfügbare GWNB der gepumpten Schicht ca. 30% der GesamtGWNB.
- GWL mit ausgeprägtem Durchlässigkeitskontrast (E-4,7,6): Wasserentnahmen bis ca. 30% der GesamtGWNB verändern die Altersprofile wenig und schwach entnahmemengenabhängig

(unter 1000 J. Altersunterschied pro Verdopplung der Entnahmemenge), dabei kaum entnahmetiefenabhängig. Zur Erinnerung, betrug die verfügbare GWNB der gepumpten Schicht unter 5% der GesamtGWNB.

Profil 2 (500 m stromauf von Wasserentnahme):

- Homogener GWL: Wasserentnahmeraten bis ca. 45% der GesamtGWNB erzeugen (unabhängig von Entnahmetiefe) geringe Alterssignale. Erst für höhere Entnahmeraten zeigt sich eine leichte Verjüngung, deutlicher ausgeprägt bei tieferen Entnahmen (tiefer als 300m).
- GWL mit mäßigem Durchlässigkeitskontrast (E–3,5,4): Wasserentnahmen bis ca. 40% der GesamtGWNB verändern die Altersprofile wenig (max. ca. 100 J. pro erste 10% Entnahmemenge und weitere 100 J. bis 50 J. Altersverlust pro Entnahmemengenverdopplung, im Tiefenbereich 150-300 m zu beobachten) und kaum entnahmetiefenabhängig.
- GWL mit ausgeprägtem Durchlässigkeitskontrast (E–4,7,6): deutliche Änderung der Altersprofile infolge der Wasserentnahme, dabei besser ausgeprägte Abhängigkeit von der Entnahmemenge (bis zu 2500 J. Alterunterschied pro Verdopplung der Entnahmemenge), und schwache Abhängigkeit von der Entnahmetiefe (mit steigender Entnahmetiefe dringt etwas mehr junges Wasser in die Aquifertiefe hin)

Profil 3 (enthält Filterstrecke der Wasserentnahme):

- Homogener GWL: Wasserentnahmen bis ca. 45% der GesamtGWNB erzeugen relativ kleine Alterssignale, bestehend in einer Verjüngung oberhalb und einer Veralterung unterhalb der Filterstrecke (Profile haben Inflexionspunkt im Bereich der Entnahmetiefe) bei Entnahmetiefen bis ca. 250 m; bei Entnahmetiefen ab ca. 300 m ist praktisch nur noch der Verjüngungsteil zu sehen, in numerisch noch sinnvoll erfassten Tiefen beträgt der Altersverlust bis zu 400 J. bei der tiefsten Entnahme in Höhe von 30%.
- GWL mit mäßigem Durchlässigkeitskontrast (E–3,5,4): Wasserentnahmen bis ca. 30% der GesamtGWNB verjüngen die Altersprofile im Tiefenbereich oberhalb der Filterstrecke (ausgenommen die ersten 50m oberflächennah), sowie im Nahbereich der Aquifersohle, um mehrere Jahrhunderte: von max. 3 Jh. bei Entnahmetiefen um 200 m bis zu max. 9 Jh. bei Entnahmetiefen um 350 m, allerdings nicht gleichmäßig über die Tiefe: die stärkste Verjüngung ist am oberen Ende der Filterstrecke zu sehen. Bei der tiefsten Entnahme ist auch die Pumpratenabhängigkeit am stärksten ausgeprägt.
- GWL mit ausgeprägtem Durchlässigkeitskontrast (E–4,7,6): deutliche Verjüngung infolge der Wasserentnahme, dabei Entnahmemengenabhängigkeit nur unterhalb der jeweiligen Entnahmetiefe; unabhängig von der Pumprate dringt oberflächennahes, gleich junges Wasser bis zur Filterstrecke in die jeweilige Entnahmetiefe [wobei es noch zu bedenken ist, dass dieses Wasser nicht unmittelbar um den Brunnen herum, sondern in großen seitlichen Entfernungen neugebildet wurde]. Die Abhängigkeit von der Entnahmetiefe besteht somit hauptsächlich in dieser [hier um jeweils 50 m] verlängerten "Reichweite" sehr jünger Wässer, und in einer räumlichen "Umskalierung" der restlichen Altersprofile (unterhalb der Wasserentnahme) auf eine [um 50] m verringerte Tiefenstrecke. Scheinbar resultiert mit steigender Entnahmetiefe auch eine Verringerung des "höchsten" im Aquifer erreichbaren Alterswertes, dabei ist jedoch zu bedenken, dass Alterswerte, die sich für die Aquifersohle numerisch ergeben (nach einem diskretisierenden Verfahren für eine Gleichung, die an undurchlässigen Rändern unendliche Werte vorschreibt), nur beschränkt aussagekräftig sind; in noch sinnvoll interpretierbaren Tiefen ergeben sich somit (als in etwa parallele Profilverschiebung) ca. 500 J. Altersverlust pro 50 m Tiefenverlagerung der Filterstrecke. Unterhalb der Filterstrecke wirkt sich die Entnahmemenge auf die Altersprofile mit steigender Tiefe bzw. Alter zunehmend stark aus.

Profil 4 (500 m stromab von Wasserentnahme):

- Homogener GWL: hier, unweit von Wasserentnahme stromab, sind sowohl die Alterssignale als auch ihre Abhängigkeit von Wasserentnahmetiefe und -Menge am besten ausgeprägt. Wie im Entnahmeprofil selbst, haben die Altersprofile einen Inflexionspunkt im Bereich der Entnahmetiefe, mit Verjüngung oberhalb und Veralterung unterhalb der Entnahmetiefe; bei Entnahmetiefen ab ca. 300 m ist praktisch nur noch der Verjüngungsteil zu sehen, in numerisch

noch sinnvoll erfassten Tiefen beträgt dieser bis zu 800 J. bei der tiefsten Entnahme in Höhe von 30%.

- GWL mit mäßigem Durchlässigkeitskontrast (E–3,5,4): auch für diese Musterverteilung sind hier, unweit von Wasserentnahme stromab, sowohl die Alterssignale als auch ihre Abhängigkeit von Wasserentnahmetiefe und -Menge am besten ausgeprägt (für ein stationäres Altersisolinienbild, vgl. auch **Abb. 3.1.1** - oberen Teil). Die Altersprofile haben einen Inflexionspunkt im Bereich der Entnahmetiefe, mit Verjüngung oberhalb und Veralterung unterhalb der Entnahmetiefe; bei gleicher Filterstreckenlage, verlagert sich dabei die Inflexionstiefe mit steigender Pumprate nach unten. Bei Entnahmetiefen ab ca. 300 m ist praktisch nur noch der Verjüngungsteil zu sehen, in numerisch noch sinnvoll erfassten Tiefen beträgt der Altersverlust bis zu 1500 J. bei der tiefsten Entnahme in Höhe von 30%.
- GWL mit ausgeprägtem Durchlässigkeitskontrast (E–4,7,6): Profile 4 wie 5 charakterisieren sich durch eine sehr starke Verjüngung (im Profil 4 um 1000-2000 J. stärker als im Profil 5) infolge der Wasserentnahme, die in beiden Profilen nahezu unabhängig von Entnahmemenge und Entnahmetiefe verläuft (im Profil 4 ergeben sich mit derselben Einschränkung wie beim Profil 3 ca. 500 J. Altersverlust pro 50 m Tiefenverlagerung der Filterstrecke, im Profil 5 ist dieser –z.T. numerisch bedingter– Effekt nicht mehr zu sehen). In beiden Profilen ist der (stationäre!) Verjüngungseffekt um viele Tausend Jahre stärker als im Entnahmeprofil (3) selbst, und im Vergleich zum ungestörten (wasserentnahmefreien) Altersprofil wird das Grundwasser zwischen 200-350 m Tiefe um 3.5 bis 11 Jahrtausende jünger: Wasser jünger als 2000 J., die im ungestörten Aquifer nur bis 150 m Tiefe vorkommen, sind jetzt in 350 m Tiefe vorgedrungen. Dies ist z. T. durch den Durchlässigkeitskontrast mitbedingt, im Fall "354" war der relative Altersverlust nicht so dramatisch.

Profil 5 (2,5 km stromab von Wasserentnahme):

- Homogener GWL: stromab weit weg vom Entnahmeprofil kommen bei Entnahmetiefen bis ca. 300 m die Pumpraten- und -Tiefendifferenzierung nur noch sehr gedämpft zum Ausdruck (max. 100 J. Unterschied pro +10% Entnahme). Erst bei der tiefsten Entnahme zeigt sich eine ausgeprägte Verjüngung, die derjenigen im Entnahmeprofil vergleichbar ist (bis zu 600 J. Altersverlust in großen Tiefen bei 30% Entnahme).
- GWL mit mäßigem Durchlässigkeitskontrast (E–3,5,4): Wasserentnahmen bis zu 30% der GesamtGWNB verjüngen die Altersprofile in etwa monoton mit steigender Tiefe, mit steigender Entnahmetiefe, und mit steigender Entnahmemenge; in noch sinnvoll interpretierbaren Tiefen ergeben sich ca. 2000 J. Altersverlust bei der tiefsten Entnahme in Höhe von 30%.
- GWL mit ausgeprägtem Durchlässigkeitskontrast (E–4,7,6): siehe Profil 4.

In allen Fällen ist *oberflächennah* (in den ersten 50 m Tiefe) *keine Änderung* der Altersprofile zu beobachten.

Bezüglich der o.g. maximal-berechneten Verjüngung unterstromig zur Wasserentnahme ist allerdings zu beachten, dass sie einem stationären Altersfeld entspricht. Da dieses nur nach mehreren Jahrhunderten (homog. GWL und 1. Musterverteilung) bzw. Jahrtausenden (2. Musterverteilung) konstanten Pumpens quasi-erreicht werden kann, was man in Wirklichkeit (d. h. instationär) sieht ist eine "Veralterungsfront" (unterstromig und unterhalb der Filterstrecke), die sehr langsam (mit der Geschwindigkeit der tiefen Grundwasserbewegung) in Richtung Vorfluter wandert und sich dabei dispersiv (mit der Zeit also großräumig) ausbreitet, ohne dass ihr Maximum gedämpft wird (dank der durch konstante Wasserentnahme erhaltenen "Quellstärke").

Die Beurteilung der maximalen Isotopensignale (Anhang **A1,A2,A3**, jeweils im Anschluss an den Alterssignalen) erfolgt ähnlich wie die der Alterssignale (*mutatis mutandis* angesichts der Umkehrung der räumlichen Monotonieverhältnisse: mit steigender Tiefe nehmen Alterswerte zu und Isotopenkonzentrationen ab). Zu den maximalen Isotopensignalen ist noch anzumerken, dass

- Wasserentnahmen im homogenen GWL die Vertikalverteilung aller betrachteten Umweltisotope relativ wenig verändern (ausgenommen Kohlenstoff-14 nur bereichsweise, und Tritium für ein beschränktes historisches Fenster, innerhalb einer stationären Betrachtung nicht erfassbar).

- Wasserentnahmen im 1. heterogenen GWL (E–3,5,4) verändern die Argon-39- und Kohlenstoff-14-Profile am stärksten im nahen Brunnen-Unterstrom (Profil 4), dabei ausgeprägt entnahmetiefen- und -ratenabhängig, wobei die absolute Änderung einer relativ hohen Meßunge- nauigkeit (^{39}Ar) bzw. Aussagenunsicherheit (^{14}C) gegenüberzustellen sind.
- Wasserentnahmen im 2. heterogenen GWL (E–4,7,6) verändern die Argon-39- und Kohlenstoff-14-Profile am stärksten (und noch stärker als im 1. heterog. GWL) im nahen Brunnen- Unterstrom (Profil 4), dabei ist aber die Entnahmetiefen- und -ratenabhängigkeit für ^{39}Ar we- nig und für ^{14}C kaum ausgeprägt. Besser ausgeprägt ist die Pumpratnenabhängigkeit (die für ein FWS entscheidend wäre) im nahen Oberstrom (Profil 2) für ^{14}C , bzw. im Entnahmeprofil (3) für ^{39}Ar insbes. bei tieferen Entnahmen.
- Für Tritium in beiden heterogenen GWL ergeben sich oberflächennah im weiten Unterstrom der Wasserentnahme verkehrte räumliche Verhältnisse (auch ohne die historische Tritium- Markierung in Betracht zu ziehen): mit steigender Wasserentnahmerate rücken die Tritiumpro- file (leicht) nach oben.
- Auch dort, wo sich aus der stationären Betrachtung gute maximale Signale ergeben, ist zu be- denken, dass sich diese zeitlich nur sehr langsam bilden (vgl. instationäre Berechnungen im Abschnitt "Beispiele"). Je nach Zeit-Horizont der beabsichtigten Wasserentnahmen (und je nachdem, wie fortgeschritten die Aquiferverunreinigung schon vor Beginn der Wasserentnah- me war) ist diese "Langsamkeit" der Isotopenreaktion als ein Nachteil, oder als ein Vorteil für die FWS-Funktion anzusehen.
- In vielen Fällen nimmt die relative Änderung der Isotopenprofile mit steigender Pumprate ab (ein Verhalten, das nicht in der gewünschten Weise mit dem Schadstoffverhalten korreliert).

Noch zum Einfluss der Wasserentnahmetiefe. Zum Einfluss der Entnahmetiefe ergaben sich schon systematische Schlüsse aus der Berechnung der maximal-zu-erwartenden Isotopensignale (An- hang **A** und obig ausführliche Diskussion). Die im § 3.2 gezeigten, nach Schichten aufgeschlüsselten *Wasserumsatzverhältnisse* erwiesen sich als *unabhängig* von der Entnahmetiefe in der untersten Schicht. Im Folgenden sei noch ein Fall betrachtet, zu dem sich ein etwas überraschendes Ergebnis zeigte. Verglei- che man für einen Brunnen, der in zwei Tiefenbereichen gleichzeitig verfiltert werden kann, nämlich A (in 175-225 m Tiefe) und D (in 325-375 m Tiefe), die Evolution der Altersfelder und die nach 100 Jahren Wasserentnahme erreichten Altersverteilungen, für folgende Kombinationen der Entnahmerate aus den o.g. Tiefen, die insgesamt maximal 20% der Gesamtgrundwasserneubildung betragen:

- (A: 0% + D: 0% als stationärer, ungestörter Referenz-Zustand)
- A: 0% + D: 10%
- A: 0% + D: 20%
- A: 10% + D: 0%
- A: 10% + D: 10%
- A: 20% + D: 0%

Wie wirken sich parallele bzw. gleichzeitige Wasserentnahmen in (Gesamt-)Höhe von 10% bzw. 20% der Aquiferneubildung aus den Tiefenlagen 175-225m („A“) und/oder 325-375m („D“) langfristig auf das Altersfeld in der hydrogeologischen Musterverteilung „E – 4,7,6“ aus? **Abb. 3.4** zeigt die nach 100 Jahren in der Brunnenvertikale erreichten Grundwasseraltersprofile. Wie erwartet erzeugen Pumpratnenkombinationen $A0+Dx$ eine starke Verjüngung, während Pumpratnenkombinationen $Ax+D0$ im Tiefeinzugsbereich unterhalb der Filterstrecke „A“ eine Grundwasserveralterung hervorrufen, im Ver- gleich zum ungestörten Altersprofil. Die nach 100 Jahren erreichten Altersprofile zeigen eindeutig, dass, je tiefer die Wasserentnahme, desto stärker die Erschöpfung des tiefen "Altersguts" (*age depletion*). Jedoch erweist sich im tiefen Bereich der Altersverlust bei der Entnahmekombination $A10\%+D10\%$ niedriger, als bei der einfachen Entnahme (halbiertes Menge!) $D10\%$: der *intensivierte Wasserumsatz im oberen Bereich schützt die tieferen Wässer* – zumindest zeitweise.

Die **Abb. C.1-19** im Bildanhang **C** zeigen die Veränderungen des Grundwasseralters an 19 Punkten im Grundwasserleiter über einen Zeitraum von 100 Jahren. Die luxuriöse Darstellung der zeitlichen Evolutionen zeigt, dass auch nach 100 Jahren konstanter Wasserentnahme ein stationärer Alterswert an praktisch keinem Aquiferpunkt erreicht ist.

Oberflächennah (s. Punkte 1-5 in einer Horizontale unterhalb des seichten Aquifers, in 50 m Tiefe) wird nur eine geringfügige Verjüngung oder Veralterung erzeugt (etwas mehr im weiten Unterstrom). In mittleren Tiefen (s. Punkte 6-10 in einer Horizontale unterhalb der Hemmerschicht, in 150 m Tiefe) verjüngt das Grundwasser im ersten Jahrhundert Entnahme um bis zu anderthalb Jahrtausend. Im tieferen Aquifer (s. Punkte 11-19 in einer Vertikale entlang der Filterstrecken „A“ bis „D“, in 175m, 200m, 225m,... bis 375m Tiefe) ergibt sich an Punkten, die unterhalb der Filterstrecke („A“) liegen, zunächst eine Veralterung des Grundwassers, solange an „D“ nicht gepumpt wird. Sonst tritt generell eine Verjüngung (um mehrere Jahrtausende) ein.

Oberflächennah bis zu mittleren Tiefen hängt der erreichte Alterswert in erster Annäherung nur von der *Gesamtentnahmemenge* (nicht von deren Aufteilung zwischen unterschiedlich tiefen Filterstrecken, d. h. allgemein nicht von der Entnahmetiefe) ab. In größeren Tiefen wird der Einfluss der Entnahmetiefe deutlich.

Bei 20% Entnahme ergeben sich nach 100 Jahren, in 300 m Tiefe etwa, im Fall, wo diese 20% aus 325-375m Tiefe gefördert werden, 10 Tausend Jahre Altersverlust im Vergleich zum Fall, wo dieselben 20% aus 175-225 m gefördert werden. Bei 10% Entnahme beträgt der Unterschied etwa 8 Tausend Jahre. Dabei sind allerdings in den obersten 150 m kaum Unterschiede zu sehen.

Es zeigt sich noch, dass je nach Lage des Beobachtungspunktes unterhalb/oberhalb/zwischen den beiden Filterstrecken, und je nach Verteilung der Gesamtentnahme auf die zwei Filterstrecken, die lokalen Alterswerte mit Beginn der Wasserentnahme zunächst (leicht) ansteigen können, und erst nach 2-3 Jahrzehnten kontinuierlicher Wasserentnahmen ihrem langfristigen Abnahme-Trend folgen.

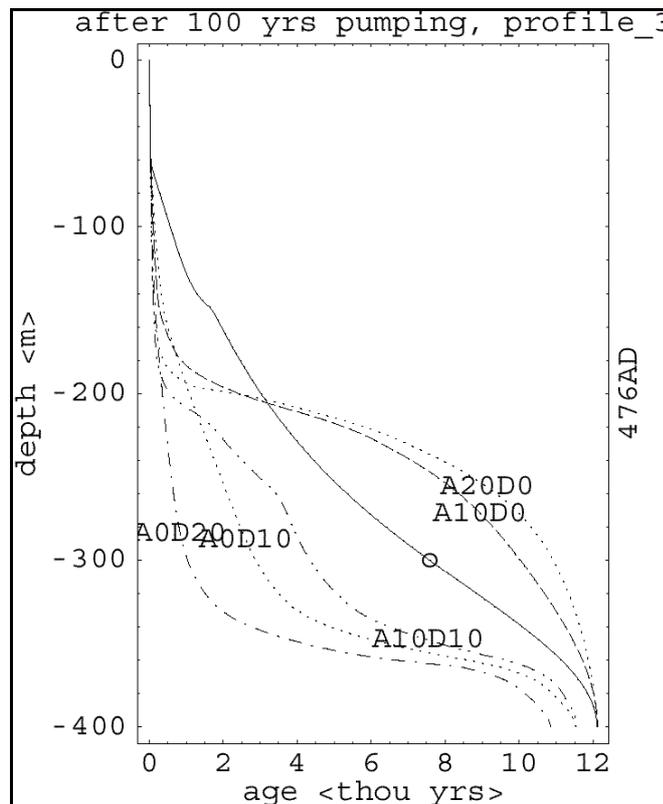


Abb. 3.4 Veränderung der Grundwasseraltersprofile nach 100 J. kontinuierlicher Wasserentnahme bei Pumpratenkombinationen A+D in Gesamthöhe von 10% bzw. 20% der Ganzaquiferneubildung. Die Abbildung zeigt die Tiefenzunahme der Grundwasseralterswerte (bis ca. 12 Jahrtausende gegen Aquifersohle) im Profil „3“ (zu Aquifermitte), dem Profil, das auch die beiden Filterstrecken („A“, „D“) enthält. Bemerkenswert erzeugt die Kombination A0+D10 eine stärkere Verjüngung unterhalb der Filterstrecke als die Kombination A10+D10.

3.5 Umweltisotopenantwort auf tiefe Grundwasserentnahmen in zeitlicher Betrachtung: einige Paradigmenbeispiele

Um die Umweltisotopenantwort auf tiefe GW-Entnahmen im Sinne eines FWS zu bewerten, wird zuerst das zu-erwartende Schadstoffverhalten näher charakterisiert. Wie wirken sich tiefe Grundwasserentnahmen auf den großräumigen Schadstofftransport aus? Betrachtet wird hier zunächst das Verhalten eines stabilen Schadstoffs bei Wasserentnahmen in Höhe von **0%, 10%, 20%, 30%** der Gesamtgrundwasserneubildung, im 1. Mustersystem (**E – 3,5,4**) für 50 Jahre, davon die ersten 20 J. ohne Wasserentnahme und die letzten 20 J. ohne Schadstoffeintrag durch die Aquiferoberfläche (**Abb. 3.5.1**). Betrachtet man den Einfluss der Entnahmerate tiefen Grundwassers auf die Schadstoffmigration im geschichteten GWL, wird ersichtlich, dass tiefe Grundwasserentnahmen, die eine bestimmte Rate überschreiten, mit einer dramatischen Beschleunigung der Schadstoffmigration einhergehen, und dass diese Beschleunigung in den kritischen Aquifertiefen nicht allmählich, sondern abrupt einsetzt.

Oberflächennah wird der Aquifer in zwei Jahrzehnten stark verunreinigt; nach Ende des Schadstoffeintrags an der Oberfläche (30 J.) gehen dann auch die Schadstoffkonzentrationen im oberflächennahen Bereich allmählich zurück (und zwar unabhängig von der Wasserentnahmerate). In höheren Tiefen dagegen nimmt die Schadstoffkonzentration, pumpratenabhängig, stets (ab einer bestimmten Pumprate, sogar abrupt) zu. Ohne eine genaue Kenntnis des hydrogeologischen Systems ist jedoch diese kritische Pumprate bzw. der kritische Zeitpunkt nicht a priori bestimmbar – ein Frühwarnsystem wäre dabei dringend benötigt.

Die nächsten Abbildungen zeigen, dass das Letztere, zumindest prinzipiell, auch möglich ist: für die 1. hydrogeologische Musterverteilung („354“) etwa basierend auf dem Umweltisotop Argon-39 mit annähernd konstantem Eintrag durch den Niederschlag (Untergrundproduktionsfreiheit vorausgesetzt). Zum Vergleich wird auch die Antwort eines Umweltisotops mit zeitlich-variabler Randbedingung (Tritium) dargestellt für ein System, aus dem von 1965-1995 Wasser gefördert wurde.

Wie reagiert die räumliche Verteilung eines (Umwelt-)Isotops auf die tiefen Wasserentnahmen, wie hängt diese Antwort von Höhe und Dauer der Wasserentnahme ab? Betrachtet wurden hier beispielhaft das Verhalten eines Umweltisotops mit (im überjährigen Durchschnitt) konstantem Oberflächeneintrag, Argon-39, und das Verhalten eines „Umwelt“-Isotops mit seit den 1950'er Jahren variablem Oberflächeneintrag, Tritium, bei Wasserentnahmen in Höhe von **0%, 10%, 20%, 30%** der Gesamtgrundwasserneubildung, im 1. Mustersystem (**E – 3,5,4**), für 30 Jahre (zeit-translationsinvariant für die ^{39}Ar -, bzw. von 1965-1995 für die ^3H -Simulation). Hierzu wird für beide Spezies ein (bis auf den eigenen radioaktiven Zerfall) konservatives Transportverhalten angenommen.

Betrachte man dabei die zeitliche Entwicklung der Isotopenreaktionen in unterschiedlichen Aquifertiefen: ein monotoner Anstieg (anfänglich in etwa linear, allmählich einem Plateau zu strebend) für Isotope mit konstantem Oberflächeneintrag, wie Argon-39; analog einer Tracerdurchgangskurve bei Injektion historisch-kurzer Dauer, für Tritium. Wie für den Schadstofftransport selbst, ergibt sich auch für die (Umwelt-)Isotope, *oberflächennah*, nur eine schwache, kaum pumpratenabhängige Antwort: tiefe Wasserentnahmen bleiben sozusagen oberflächennah „unexprimiert“.

Aus den **Abb. 3.5.2** sind zunächst zwei wichtige Elemente zu ersehen:

- die Umweltisotopen-Antwort (=die Abweichung ihrer Konzentration von dem Wert, der im ungepumpten System herrschen würde) ist in unterschiedlichen Tiefen unterschiedlich ausgeprägt. (Die erste Frage, die sich dabei stellt, ist, ob diese Antwort über der Messgenauigkeit des jeweiligen Umweltisotops liegt)
- die Abhängigkeit der Umweltisotopen-Antwort von der Wasserentnahmemenge ist in unterschiedlichen Tiefen und mit steigender Dauer der Wasserentnahme unterschiedlich ausgeprägt. (Die wichtigste Frage, die sich dabei stellt, ist ob man durch die gemessene Umweltisotopen-Antwort zwischen "nachhaltigen", "kritischen" und "gefährdenden" Entnahmeraten unterscheiden kann.)

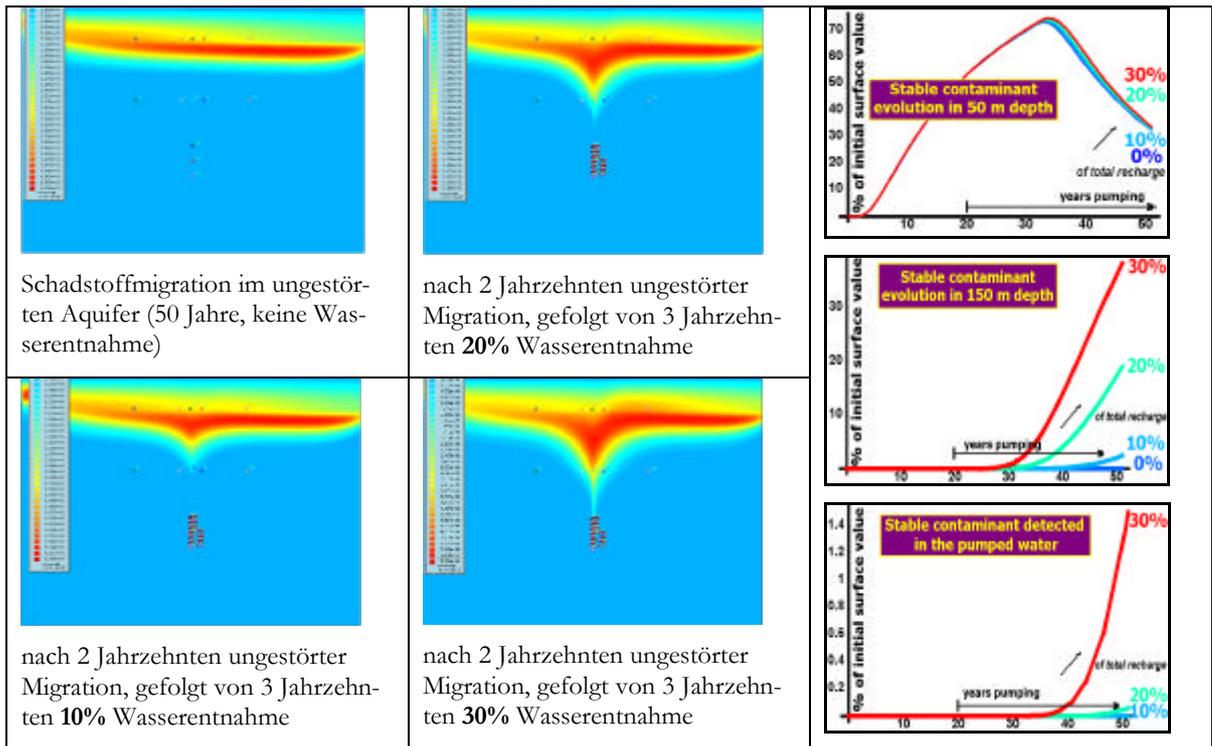


Abb. 3.5.1 Beschleunigung der Schadstoffmigration durch tiefe Wasserentnahmen; Schadstoffevolution in verschiedenen Aquifertiefen

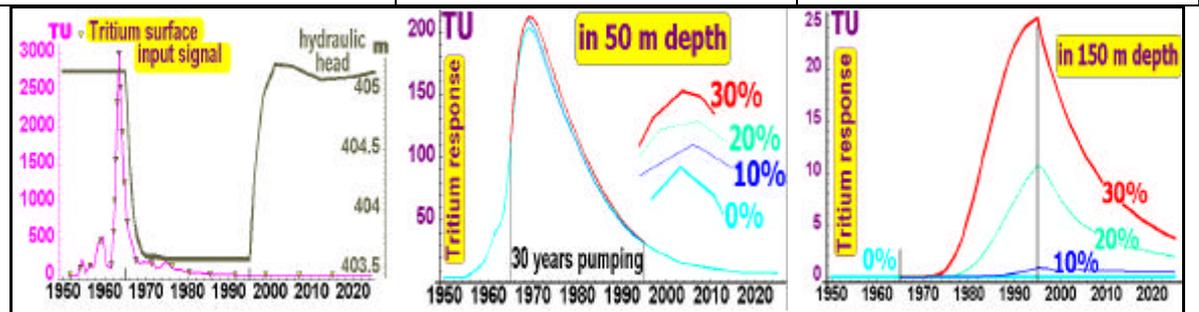
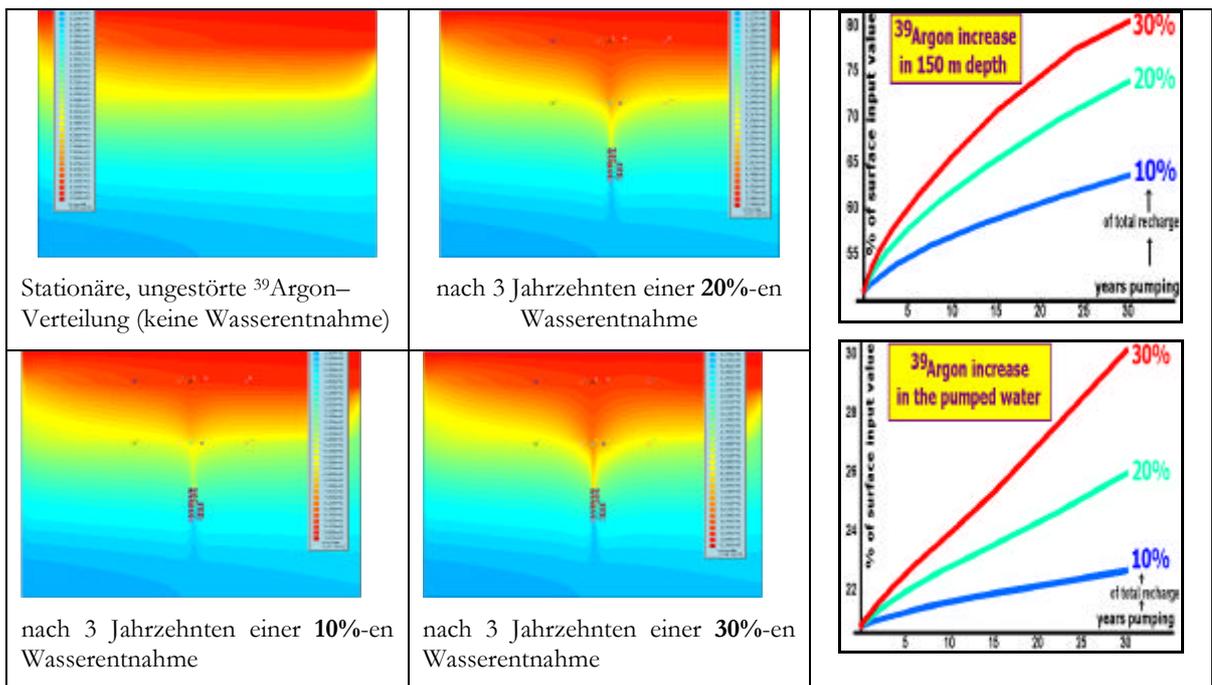


Abb. 3.5.2 Antwort der ³⁹Ar-Verteilung auf tiefe Wasserentnahmen; ³⁹Ar-Evolution, Tritium-Eintragssignal und -Evolution in verschiedenen Aquifertiefen (Musterverteilung 354)

Was in diesen Abbildungen noch nicht, oder nur andeutungsweise zu ersehen ist: mit steigender Pumpdauer, strebt die Antwort eines instabilen Umweltisotops mit konstantem Eintrag (wie Argon-39, Kohlenstoff-14) einem Plateau zu (der den im Anhang **A** berechneten, maximal-gestörten Vertikalprofile entspricht).

Im Anhang **B** werden weitere zeitliche Antwortmuster der Umweltisotope mit steigenden Tiefenwasserentnahmen systematisch dargestellt. Für die 1. Musterverteilung (E-3,5,4) wird dort für die Isotope mit zeit-abhängigem Oberflächeneintrag (Tritium, Krypton-85) der pumpratenabhängige Durchgang simuliert bei Wasserentnahmen, die schon vor 1955 angefangen hatten (wie z. B. für Tiefbrunnen traditionsreicher bayerischer Bierbrauereien der Fall ist). Für die 2. Musterverteilung (E-4,7,6) wird dort unter ähnlichen Bedingungen (die den jeweiligen Abbildungen direkt zu entnehmen sind) die Evolution eines stabilen Schadstoffs parallel zur Evolution der Umweltisotope Krypton-85, Tritium, Argon-39 und Kohlenstoff-14 simuliert.

Den zeitlichen Simulationen ist als Hauptbotschaft zu entnehmen:

- oberflächennahe Isotopenbeobachtungen (um 50 m Tiefe) können kaum (bis auf wenige Ausnahmen) der Frühwarnung dienen, weder in der 1. noch in der 2. Musterverteilung
- im vertikalen Vergleich sind die Isotopensignale am stärksten ausgeprägt im Bereich und unterhalb der Hemmerschicht (etwa 150 m Tiefe)
- Isotopensignale im geförderten Wasser können nur in einigen Fällen, bedingt (wenn z. B. die Möglichkeit der „gepackerten“ Probenahme nur aus dem obersten Filterstreckenbereich gegeben ist), einer zuverlässigen Frühwarnung dienen
- im horizontalen Vergleich sind die Isotopensignale am stärksten ausgeprägt im Unterstrom-Nahbereich der Wasserentnahme: das Profil "4", 500 m unterstromig vom Entnahmeprofil entfernt, erfährt in etlichen Fällen stärkere Signale als das Entnahmeprofil selbst (vgl. Abschnitt "Maximale Isotopensignale")
- die Wasserentnahme erzeugt (nicht nur im Brunnen-Nahbereich) deutlich-unterschiedliche Isotopensignale im Ober- bzw. Unterstrom
- Kohlenstoff-14 scheidet als Frühwarnelement für die 1. Musterverteilung aus
- Tritium scheidet als künftiges Frühwarnelement für beide Musterverteilungen noch nicht aus, und bleibt jedenfalls – soweit es in Vergangenheit gemessen wurde – ein wertvolles Element für die Kalibrierung eines hydrogeologischen Modells als erste Voraussetzung eines funktionsfähigen Frühwarnsystems.

Im Einzelnen (anekdotisch) ist an den durchgeführten numerischen Simulationen zu lesen:

1. für die (gut durchlässige) mild-heterogene Musterverteilung (E-3,5,4):

- Tritium: stärkste und nach Pumprate am besten differenzierten Signale oberflächennah (in 50 m Tiefe) erst im weiten Unterstrom (etwa 2.5 km vom Entnahmeprofil), jedoch nur rückblickend, d. h. für Firmen/Institutionen, in deren Gewalt sich eventuelle Daten befinden (Durchgangsspeak um 1975, in Höhe von 250 TU ohne Entnahme bis zu 150 TU bei 30% Entnahme). Dabei nehmen die Konzentrationen oberflächennah mit der Pumprate nicht zu, sondern ab: die Kernwaffentests-bedingte Tritium-Fahne wird sozusagen zum Brunnen hin "abgesaugt". In anderen Worten, besteht die Frühwarnung oberflächennah nicht in einem erhöhten, sondern in einem verminderten Tritiumwert (im Vergleich zum erwarteten Wert, soweit für Erwartungen überhaupt eine Grundlage besteht). Für die Zeit nach 1990, ist oberflächennah kein Wasserentnahme-bedingtes Signal zu erwarten, dagegen in 150 m Tiefe sollte der Hauptdurchgang erst um 1990-2000 einsetzen (früher im Ober- als im Unterstrom und bei höherer Pumprate), und in diesen Tiefen korreliert die Signalstärke positiv mit der Pumprate. Im geförderten Wasser sind relativ geringe Signale zu sehen (bis 15% Entnahme praktisch keine Signale, ab 30% Entnahme sprunghaft erhöhte Signale) – vgl. die Messbefunde von Weise et al. (2000) an Tiefbrunnen des Münchner u. Augsburger Tertiärs; auch in unmittelbarer

Brunnen-Nähe besteht ein deutlicher Unterschied zwischen Ober- und Unterstrom und Pumpraten, die dicht an die verfügbare Grundwasserneubildung der unteren Schicht kommen, erzeugen sprunghaft erhöhte Signale.

- Krypton-85: stärkste und nach Pumprate am besten differenzierten Signale oberflächennah (in 50 m Tiefe) erst im weiten Unterstrom (etwa 2.5 km vom Entnahmeprofil), und zwar bestehen diese (wie auch für Tritium) nicht in einer Konzentrationszunahme mit steigender Pumprate, sondern in einem Verlust an Krypton-85 (Jahr 2005 bei 30% Wasserentnahme etwa 15 dpm/mL weniger als im ungepumpten System). In 150 m Tiefe und im geförderten Wasser sind (bis 2010 extrapoliert) eher geringe Signale zu sehen (erst ab 30-35% Pumprate überschreiten diese 1 dpm/mL), allerdings korreliert hier Signalstärke positiv mit Pumprate.
- Schadstoffverhalten, Argon-39-Verhalten sowie Tritiumdurchgänge für einen anderen Bewirtschaftungszeitraum wurden schon im vorliegenden Abschnitt dargestellt. Argon-39 zeigt oberflächennah (in 50 m Tiefe) geringe, zeitlich nicht-monotone Entwicklungen, die in den ersten 3 Jahrzehnten mit der Pumprate nicht eindeutig korrelieren; im geförderten Wasser eher geringe, allerdings zeitlich-monotone Signale, die mit der Pumprate positiv korrelieren; nur in mittleren Tiefen (150 m = unterhalb der Hemmerschicht, bis ca. 225 m = Kopf der Filterstrecke) und unweit vom Entnahmeprofil (+/- 500 m) sind die Signale sowohl monoton und positiv pumpratenkorreliert, als auch (angesichts der bedürftigen Messgenauigkeit) stark genug, um eine Aussage zu ermöglichen.

2. für die (wenig durchlässige) Musterverteilung mit ausgeprägtem Durchlässigkeitskontrast

(E-4,7,6):

- auch hier zeigt ein Vergleich der Schadstoffentwicklungen bei steigenden Wasserentnahmeraten, dass tiefe Entnahmen schon ab 10% ausgesprochen gefährdend sind. – Zur Erinnerung, betrug laut Wasserumsatzbilanzen (§3.2) die verfügbare Grundwasserneubildung der gepumpten Schicht unter 5%
- Tritium, Krypton-85 und Argon-39 verhalten sich ähnlich wie in der ersten Musterverteilung (E-3,5,4), mit z.T. sogar höheren Signalstärken bzw. besser pumpratendifferenziert (im Kontrast zu den stationären Profilen)
- Kohlenstoff-14 zeigt oberflächennah (ähnlich wie Argon-39) geringe, zeitlich nicht-monotone Entwicklungen, die in den ersten 3 Jahrzehnten mit der Pumprate nicht eindeutig korrelieren; in mittleren Tiefen (150 m = unterhalb der Hemmerschicht, bis ca. 225 m = Kopf der Filterstrecke) zwischen Entnahmeprofil und Vorfluter zeitlich-monotone, pumpratenpositiv-korrelierte Signale, die jedoch nicht sehr hoch sind (und zwar im Entnahmeprofil am stärksten: Zunahme um 0.5%-1% des Oberflächenwertes pro Jahrzehnt pro Steigerung der Entnahmerate um 5% der Gesamtneubildung). ¹⁴C-Konzentrationen im Brunnenwasser sind nur dann für die Frühwarnung geeignet, wenn die Möglichkeit einer Brunnenbeprobung im Multilevel-Modus (mit Hilfe von Packern) gegeben ist, da ¹⁴C-Konzentrationen im unteren Filterstreckenbereich mit der Zeit abnehmen, bei ca. 70% der Signalhöhe, mit der sie im oberen Filterstreckenbereich zunehmen, wodurch im Mischwasser ¹⁴C-Signale sehr stark gedämpft erscheinen – vgl. hierzu die Messbefunde von WEISE et al. (2000) an Tiefbrunnen des Münchner u. Augsburger Tertiärs.

Die im oberflächennahen Bereich teils überschwingenden ¹⁴C- und ³⁹Ar- Antwortmuster, wohl aufgrund ihrer mit den neuen hydraulischen Bedingungen nicht ausgeglichener Anfangsverteilungen (die herrschenden Gleichungen sind dabei linear), weisen entfernt eine Analogie mit der von KOLDITZ (1997), SS. 105-109 besprochenen Durchmischungsfrage (vgl. BRUCH & STREET 1967, THIELE & DIERSCH 1986) auf; somit dürften sie auch nicht überraschen.

Die natürlichen Systeme, für die eine FWS-Anwendung beabsichtigt wird, sind keine ideale „Drei-Schicht“-Aquifere, sondern können verschiedene anderweitige Arten von Heterogenitäten aufweisen. Insbesondere ist mit dem Vorkommen hydraulischer Fenster zu rechnen, die einen direkten Kurzschluss zwischen zwei gut leitenden Schichten erlauben, entweder als geologische Gegebenheit oder als Folge früherer Bohrungen bzw. Wasserentnahmen (im Münchner Tertiär im Bewirtschaftungsraum großer Brauereien ein ernstzunehmendes Problem - pers. Hinweis WOHNLICH). In diesem Abschnitt wird auf die Frage eingegangen, inwieweit das Vorkommen hydraulischer Fenster die Funktion eines FWS beeinträchtigen kann, bzw. wie dies bei der FWS-Anwendung berücksichtigt werden muss. Einerseits sollte jeder konkret beabsichtigten Implementierung eines FWS ein hydrogeologisches Modell zugrunde gelegt werden, das die Heterogenität des Systems nach bestem Stand der Kenntnis berücksichtigt und aufgrund aller verfügbaren Stofftransportdaten (neu-)kalibriert wird; Kenntnis eventueller hydraulischer Fenster würde somit darin einfließen (oder erst dadurch entstehen). Da andererseits solche Fenster in Grundwassersystemen terrestrischer Entstehung häufig vorkommen, aber schwer zu erfassen sind, erwartet man von numerischen Simulationen auch eine generelle Aussage über „die Größenordnung“ der potentiellen Auswirkungen hydraulischer Fenster auf den Stofftransport und auf die FWS-Funktion, die nicht von einer detaillierten Kenntnis der hydrogeologischen Gegebenheiten abhängig gemacht wird. Im Sinne der zweiten Betrachtung werden hier vier Fälle dargestellt: ein hydraulisches Fenster stark übertriebenen Ausmaßes kommt oberstromig oder unterstromig vom Entnahmeprofil vor, und eine unweit liegende, potentiell betroffene Beobachtungsstelle trifft oberstromig oder unterstromig von dieser Störung. Dasselbe in anderen Worten, ein hydraulisches Fenster liegt entweder zwischen Entnahmebrunnen und Vorfluter, oder zwischen Entnahmebrunnen und Bergwasserscheide, und die der Störung nahesten Beobachtungsstelle trifft entweder zwischen Entnahmebrunnen und Störung, oder außerhalb. Realistisch ist nicht mit genau einem, sondern mit möglicherweise mehreren hydraulischen Fenstern zu rechnen (eine Prinzip-Simulation kann sich aber nicht, ohne einen konkreten Anlass, beliebige Komplikationen vornehmen).

Das hier angenommene „hydraulische Fenster“ besteht in einer 10000-fachen Erhöhung der Durchlässigkeit der Grundwasserhemmerschicht über eine Fläche von 100m x 100m. Auch bei solcher Fenstergröße ist die resultierende Änderung der Wasserentnahme-bedingten Alterssignale, im Vergleich zum Fall ohne hydraulisches Fenster bei gleicher Entnahmemenge, relativ gering. Solange das Fenstervorkommen im heterogenen Grundwasserkörper sein Verhalten als „dreischichtiges“ System (Leiter-Hemmer-Leiter) im Ganzen nicht aufhebt, wird auch die Möglichkeit eines Frühwarnsystems nicht beeinträchtigt.

Die **Abbildungen 3.6.1 bis 3.6.4** zeigen die maximale (stationäre) Änderung der Altersfelder durch das jeweils angenommene hydraulische Fenster, für steigende Wasserentnahmeraten aus mittlerer Tiefe 250 m („B“) im vertikalen, zentralen Aquifer-Längsschnitt (n.b., der Isolinienverlauf an undurchlässigen Rändern erscheint nur unvollständig). Isolinien < 50 J. (oberflächennahes Wasser) wurden nicht mehr gezeichnet; die jüngsten gezeigten Isolinien sind stets 50 J., 100 J., 200 J. und 500 J. und es empfiehlt sich, ihren Verlauf in der Nähe der Beobachtungspunkte 10 (für hydraulische Fenster unterstromig von Wasserentnahme) bzw. 6 (für hydraulische Fenster oberstromig von Wasserentnahme) als Vergleichsbasis zu nehmen; zur Erinnerung, die Darstellung der vertikalen Aquiferschnitte (15 km x 400 m) ist stark überhöht. In der Praxis sind Ort und Lage eventueller hydraulischer Fenster nicht a priori bekannt. – daher wurden vier charakteristische Situationen ausgewählt, und zwar für die Musterverteilung „E-4,7,6“.

Generell wirkt sich ein hydraulisches Fenster auf die Altersverteilung im Brunnenunterstrom stärker als im Brunnenoberstrom. Liegt das Fenster im (der jeweiligen Pumprate entsprechenden) Einzugsbereich des Brunnens, wird das Eindringen jungen Wassers in die Tiefe noch verstärkt, besonders aber im Brunnennahbereich (der nicht unbedingt dem Einzugsbereich angehört). Ohne Wasserentnahme bewirkt allerdings ein hydraulisches Fenster durch die lokale Druckminderung auch ein Aufsteigen älteren Wassers im Bereich unterhalb des Fensters.

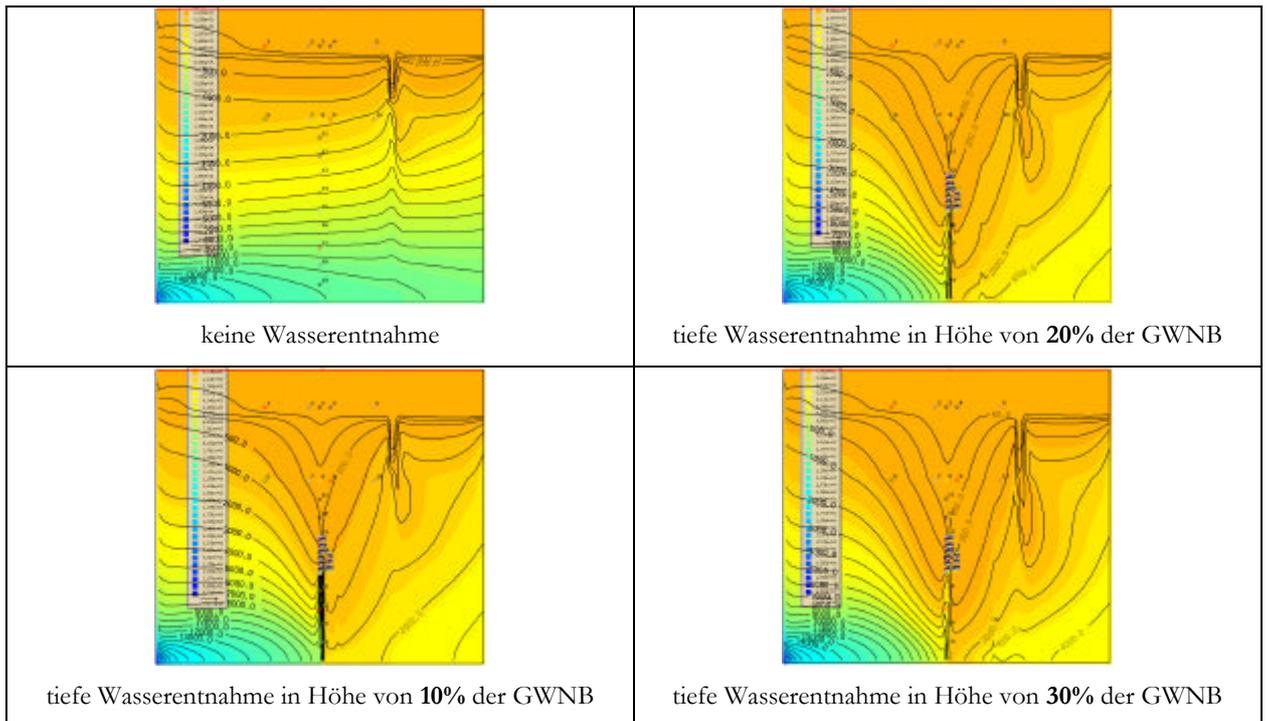


Abb. 3.6.1: Einfluss eines „großen“ hydraulischen Fensters in der Hemmerschicht auf die Altersverteilungen im vertikalen Aquifer-Längsschnitt (Musterverteilung 476), bei Wasserentnahmen in Höhe von 0%, 10%, 20%, 30% der Gesamtgrundwasserneubildung. Ein hydraulisches Fenster kommt *zwischen Wasserentnahme und Vorfluter* vor, und eine potentiell betroffene *Beprobungsstelle* trifft 500 m *oberstromig vom hydraulischen Fenster*.

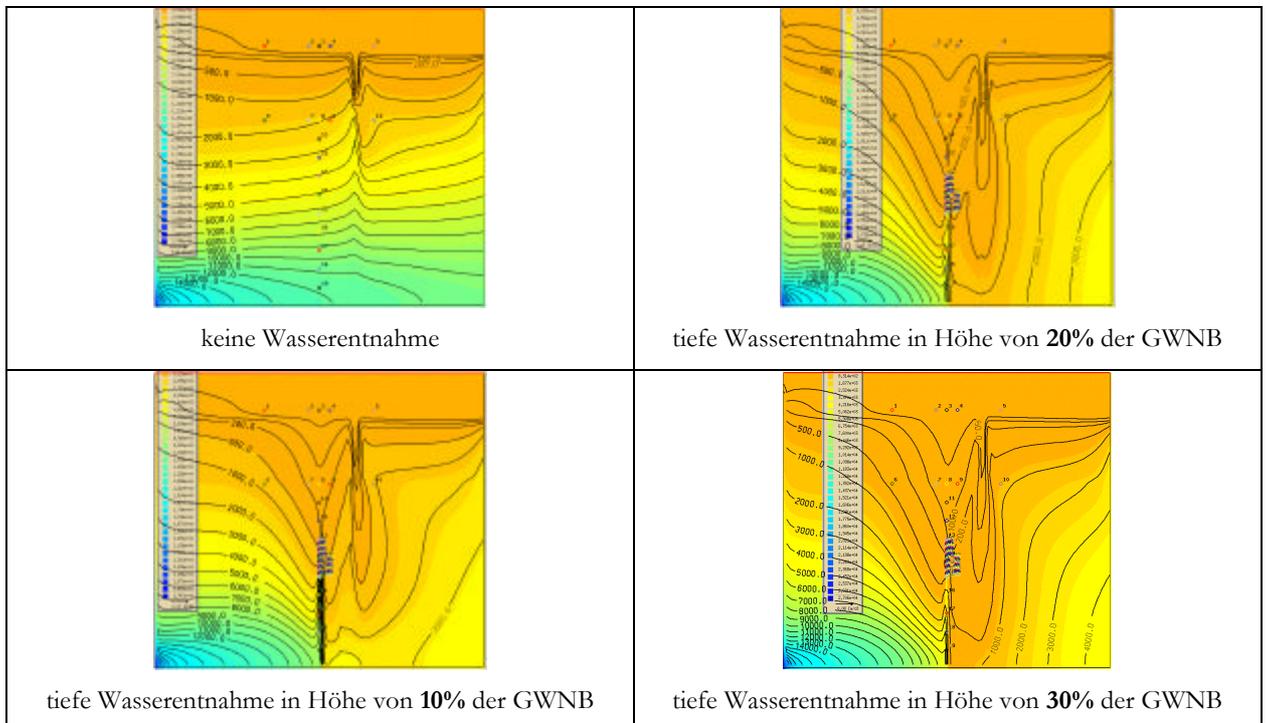


Abb. 3.6.2: Einfluss eines „großen“ hydraulischen Fensters in der Hemmerschicht auf die Altersverteilungen, bei Wasserentnahmen in Höhe von 0%, 10%, 20%, 30% der GWNB (Musterverteilung 476). Ein hydraulisches Fenster kommt *zwischen Wasserentnahme und Vorfluter, unweit von Wasserentnahme* vor, und eine potentiell betroffene *Beprobungsstelle* trifft 500 m *unterstromig vom hydraulischen Fenster*.

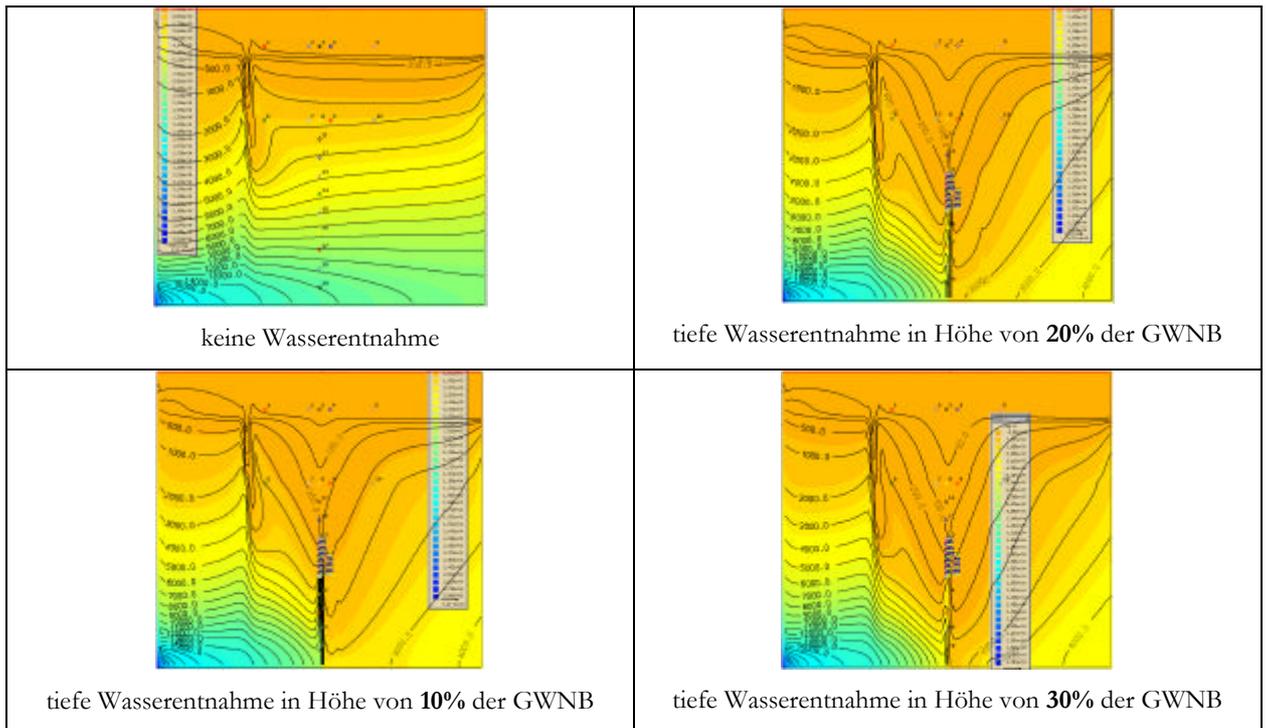


Abb. 3.6.3: Einfluss eines „großen“ hydraulischen Fensters in der Hemmerschicht auf die Altersverteilungen, bei Wasserentnahmen in Höhe von 0%, 10%, 20%, 30% der GWNB (Musterverteilung 476). Ein hydraulisches Fenster kommt *zwischen Bergwasserscheide und Wasserentnahme* vor, und eine potentiell betroffene *Beprobungsstelle* trifft 500 m *unterstromig vom hydraulischen Fenster*.

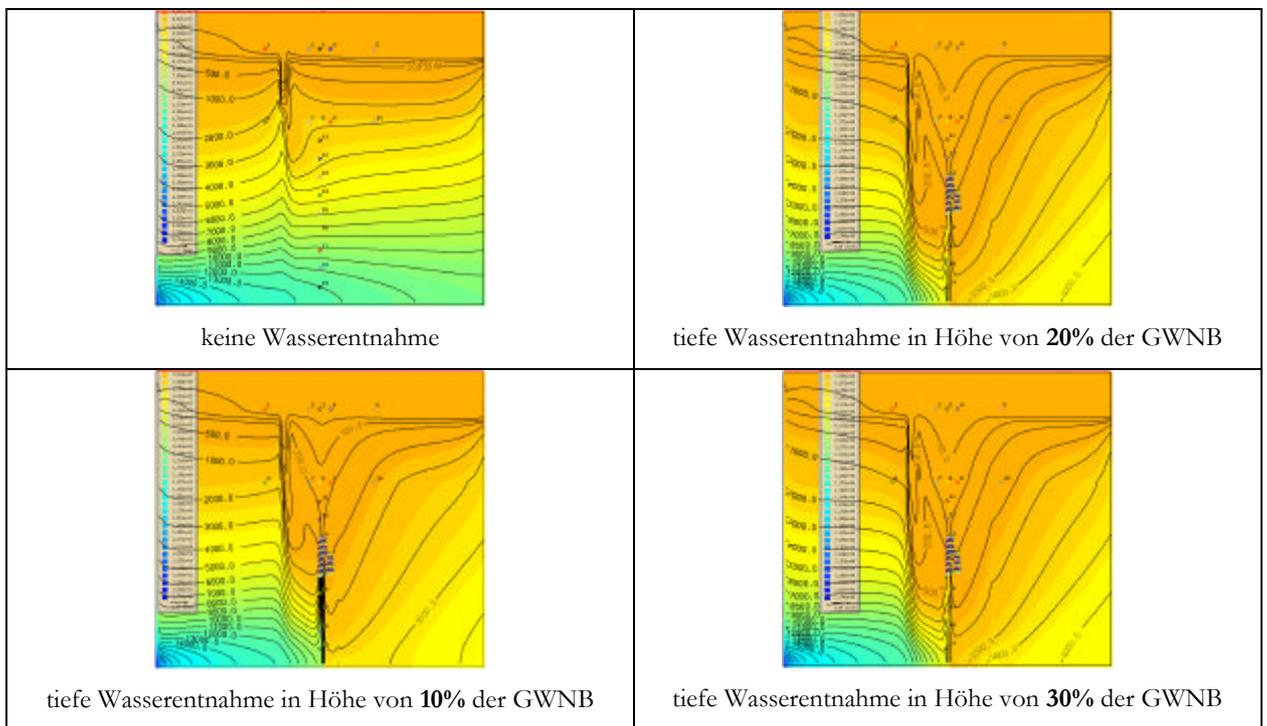


Abb. 3.6.4: Einfluss eines „großen“ hydraulischen Fensters in der Hemmerschicht auf die Altersverteilungen, bei Wasserentnahmen in Höhe von 0%, 10%, 20%, 30% der GWNB (Musterverteilung 476). Ein hydraulisches Fenster kommt *zwischen Bergwasserscheide und Wasserentnahme, unweit von Wasserentnahme* vor, und eine potentiell betroffene *Beprobungsstelle* trifft 500 m *oberstromig vom hydraulischen Fenster*.

3.7 Stabilität (Reproduzierbarkeit) der FWS-Typkurven bei unregelmäßiger Bewirtschaftung, hydraulisches Gedächtnis

Aus der Simulation der zeitlichen Evolutionen in verschiedenen Tiefen bei einem variablen Entnahmeszenario: 30 Jahre Wasserentnahme, 30 Jahre Aquifererholung, 30 Jahre erneute Wasserentnahme (in gleicher Höhe), 30 Jahre neue Erholungsphase, erweisen sich (vgl. Bildanhang **D**) alle transportierten Spezies, stabile (Schadstoff) wie instabile (betrachtete Umweltisotope), kurz- und langlebige, produktionsfreie (Schadstoff, Umweltisotope) wie produktionsgegebene (Alter) als Gedächtnis-fähig (anders gesagt, ihr Verhältnis zum hydraulischen Potential als von Hysterese geprägt), insbesondere in größeren Tiefen. Starke Gedächtniseffekte bedeuten schließlich die Entkopplung der betroffenen transportierten Größe vom hydraulischen Potential. Es wird daraus ersichtlich, dass ein Frühwarnsystem nicht auf allgemein-gültigen "Kurvenvorlagen" beruhen kann, sondern von Fall zu Fall und sozusagen in Zusammenarbeit mit der Kalibrierung eines hydrogeologischen Modells für den betrachteten Grundwasserleiter unter Berücksichtigung dessen Bewirtschaftungsgeschichte (ggf. für *viele* Jahrzehnte rückwärts), zu erstellen ist. Am stärksten ausgeprägt sind Gedächtnis-Effekte (dabei jeweils stärker im Unter- als im Oberstrom) für

- Grundwasseralterswerte in mittleren Tiefen (unterhalb der Hemmerschicht: bis zu 1500 J. netto-Altersverlust) und in Filterstreckentiefe (netto: Altersverlust bis zu 3500 J. im Unterstrom am obersten Filter, Alterszunahme bis zu 3000 J. im untersten Filter) – vgl. **Abb. 3.7a-d**
- Kohlenstoff-14-Konzentrationen in größeren Tiefen (netto: Zunahme um ca. 15% in 150 m Tiefe, um ca. 40% im 300 m Tiefe, um ca. 35% am obersten Filter) – vgl. **Abb. D.2a-d**
- Argon-39-Konzentrationen in mittleren Tiefen (unterhalb der Hemmerschicht: netto-Zunahme um ca. 70%) und in Filterstreckentiefe (netto-Zunahme um ca. 55% im Unterstrom am obersten Filter), Untergrundproduktionsfreiheit vorausgesetzt – vgl. **Abb. D.3a-d**
- dass solche Effekte (vgl. **Abb. D.1a-d**) den Schadstoff selbst in mittleren Tiefen in höchstem Maße charakterisieren, sich dabei aber mit der Zeit weiter in die Tiefe hin verlagern und dispersiv abklingen, ist schon vorprogrammiert durch die Annahme eines konservativen Verhaltens bei den Schadstoffeintragsszenario-eigenen Anfangs- und Randbedingungen (Wasserentnahmen setzen 20 Jahre nach Beginn des Schadstoffeintrags ein, der letztere hört 10 Jahren nach Beginn der Wasserentnahmen auf)

Hier wie auch im Bildanhang **D** beziehen sich netto - Zu/Abnahme-Angaben in %, einheitlich, auf den Oberflächenwert (wie sich dieser aus dem Eintrag durch Niederschlag und Prozesse in der ungesättigten Zone im mehrjährigen Durchschnitt ergibt), definiert als "100%", also *nicht* auf den jeweiligen lokalen Anfangswert. Im Bildanhang **D** als „Hysterese“ abgekürzt ist eher ein *historisches* Gedächtnis zu verstehen (die „Hysterese“-Kurven sind selbst nicht reproduzierbar), FWS-technisch bedeutet dies aber einer Entkopplung des Stofftransportverhaltens vom hydraulischen Aquiferverhalten, die die Aufgabe eines FWS erschwert. Maßgebend sind dabei die jeweiligen (Umweltisotopenkonzentration, Schadstoffkonzentration)-Phasenporträts.

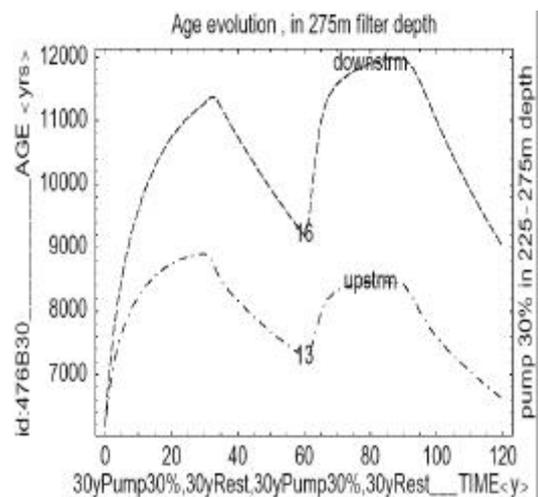
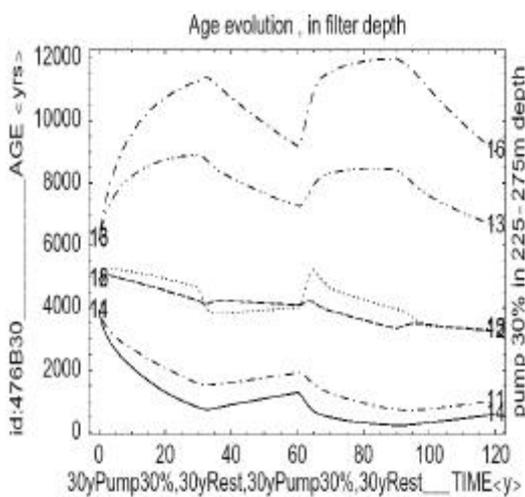
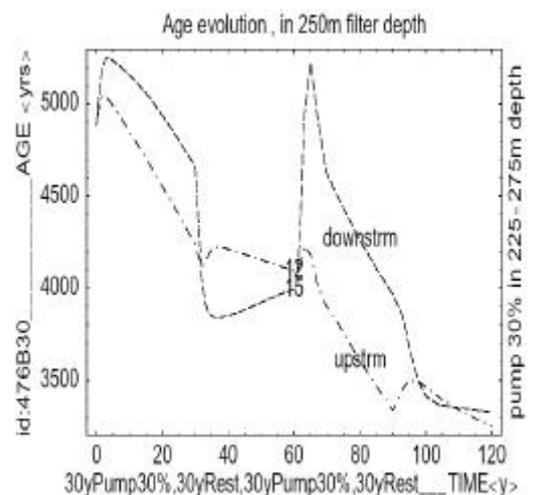
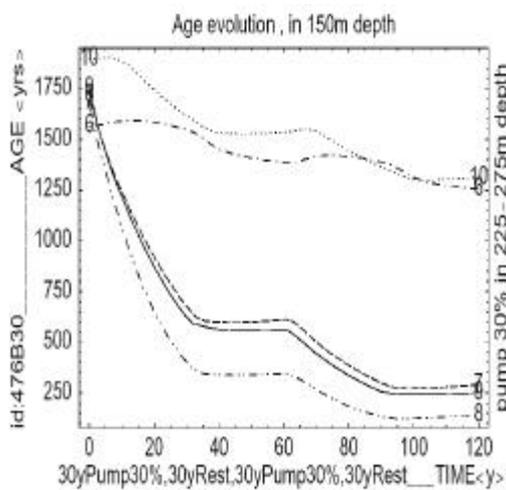
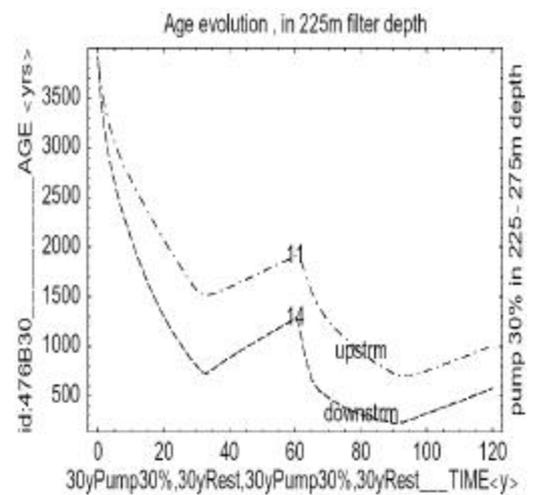
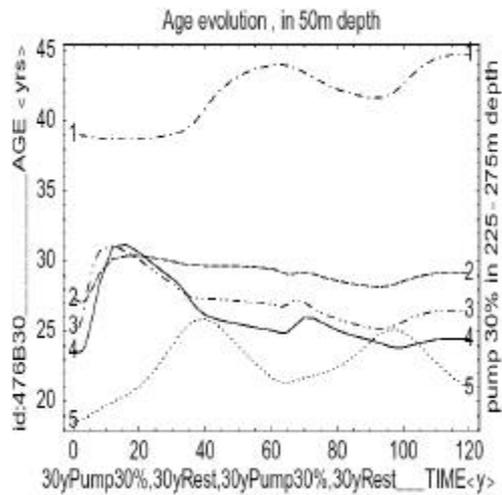


Abb. 3.7a Grundwasseraltersevolution in 50 m, in 150 m und in Entnahme-Tiefe bei periodischer Bewirtschaftung

Abb. 3.7b Grundwasseraltersevolution an unterschiedlichen Filterstreckenpunkten, bei periodischer Bewirtschaftung

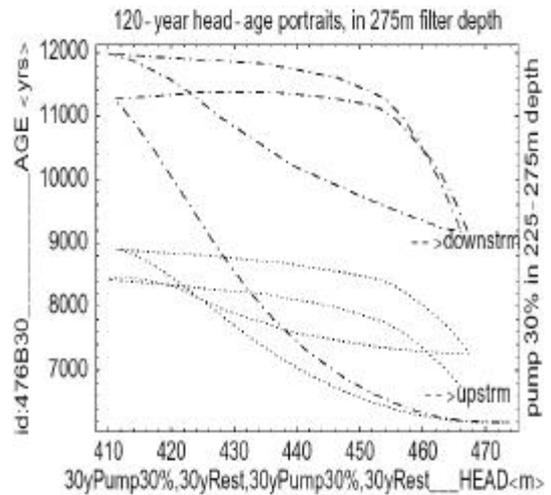
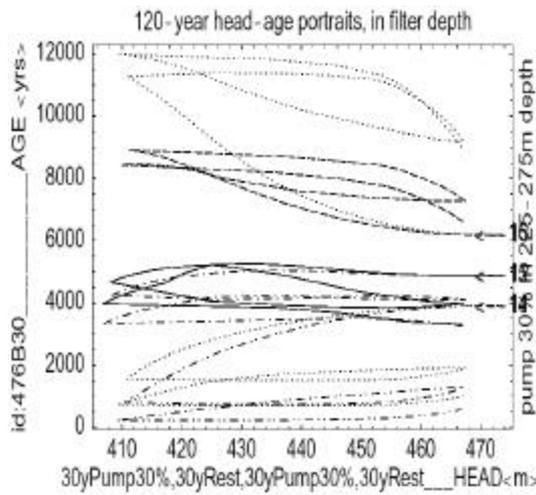
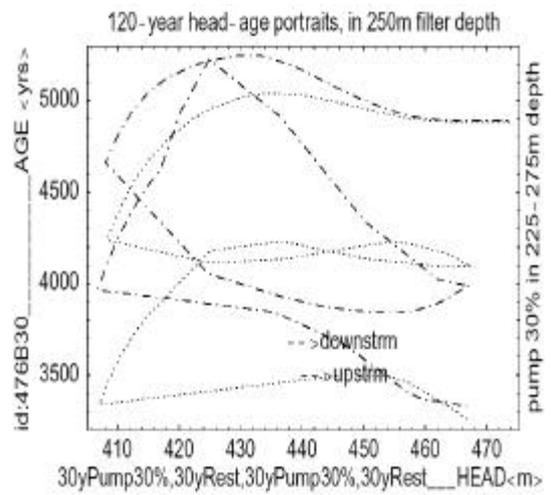
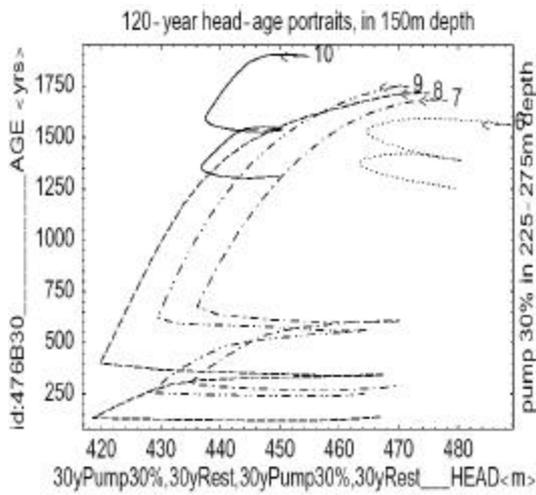
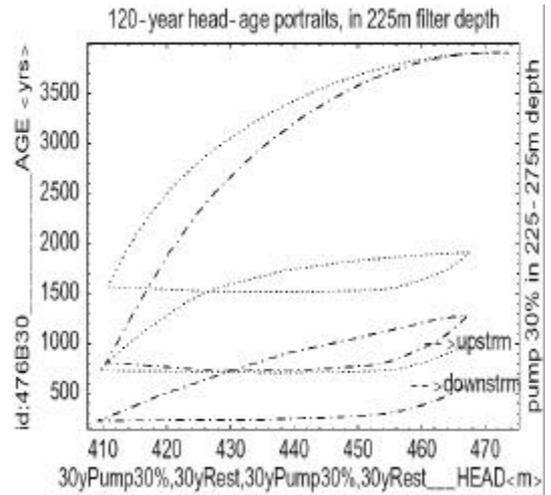
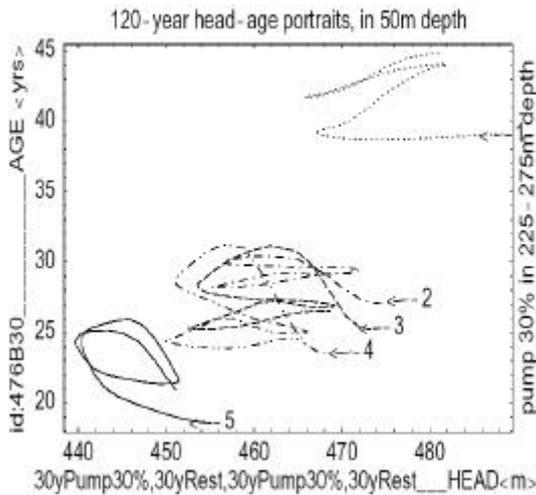


Abb. 3.7c Grundwasseralter-Hydraulik-„Hysterese“ in 50 m, in 150 m und in Entnahme-Tiefe bei periodischer Bewirtschaftung

Abb. 3.7d Grundwasseralter-Hydraulik-„Hysterese“ an unterschiedlichen Filterstreckenpunkten bei periodischer Bewirtschaftung

3.8 Schadstoffausbreitung und Isotopenverhältnisse nach langjähriger Grundwasserentnahme bzw. nach deren Einstellung

Frühwarnsysteme tragen „Zeitstempel“. Zur Veranschaulichung der zeitlichen Entkopplung im Verhalten unterschiedlicher, großräumig-transportierter Spezies, betrachte man die simulierte Aquiferkontaminierung (Abb. 3.8.2) nach zwei Jahrzehnten ungestörter Migration eines konservativen Schadstoffes, gefolgt von drei Jahrzehnten Wasserentnahme (davon 1 Jahrzehnt noch mit Schadstoffeintrag) und weiteren drei Jahrzehnten Ruhe, in der Musterverteilung „E-3,5,4“. Wie die Alterswerte selbst (vgl. Abb. 3.1.4), zeigt auch der Schadstofftransport eine langsame advektive Verschiebung in Richtung Vorfluter; je nach Stärke der Dispersionseffekte, koppelt sich der Stofftransport vom Alterstransport früher oder später ab. Für die betrachteten Umweltrisotope (zeit-referenziert für ^3H) ergeben sich dagegen als „memory“-Effekte die in Abb.3.8.2 gezeigten Verteilungen, drei Jahrzehnte nach Beendigung der Wasserentnahmen:

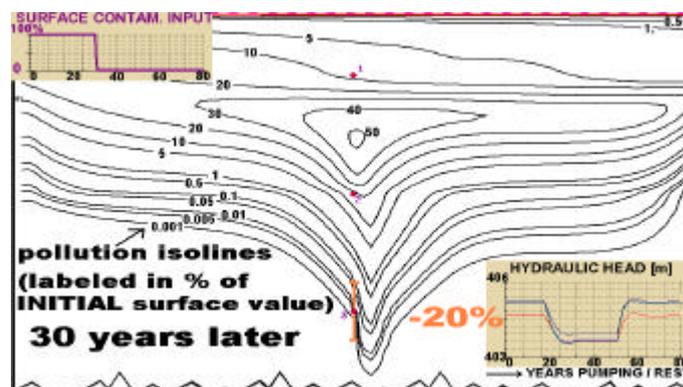


Abb. 3.8.1 Schadstoffausbreitung 3 Jahrzehnte nach Beendigung der Wasserentnahme

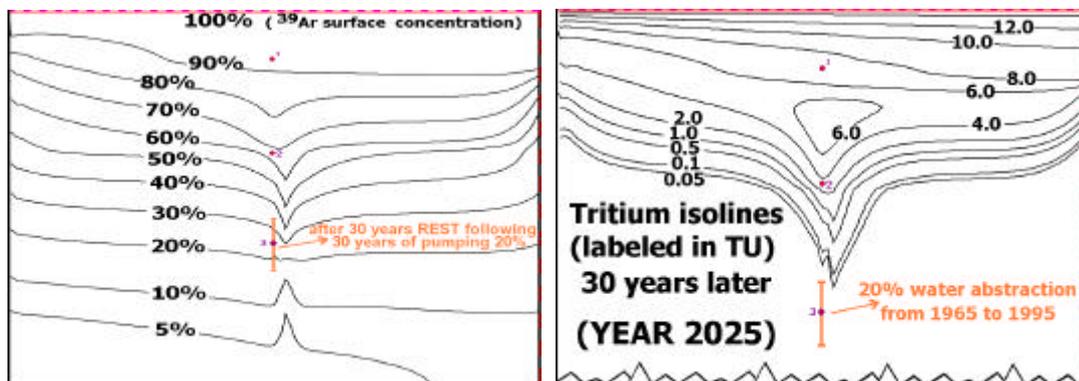


Abb. 3.8.2 Umweltrisotopengedächtnis am Beispiel der Musterverteilung „E-3,5,4“ (Szenario im Text erläutert), 3 Jahrzehnte nach Beendigung der Wasserentnahme

3.9 Langzeit- oder Notwasserversorgung aus großen Gesteinstiefen?

Die „akzeptable“ Dauer einer Wasserversorgung aus großen Gesteinstiefen ergibt sich kontextabhängig aus der Bewertung der beobachteten Isotopenkonzentrationen (soweit vorhanden) und ihrem Vergleich mit den simulierten Schadstoffevolutionen. Liegen keine Umweltindikatordaten vor, sind für die (Weiter-)Dimensionierung einer (schon operierenden oder) beabsichtigten Tiefenwasserversorgung folgende, teils kontradiktorische Aspekte in Erwägung zu ziehen:

- generell gefährdet eine Tiefenwasserentnahme niedrigerer Rate, die mehrere Jahrzehnte stattfindet, die Tiefenwasserqualität großräumiger und stärker als eine Tiefenwasserentnahme höherer Rate

herer Rate, die nur einige Jahre stattfindet (vgl. auch die entsprechende Änderung der Altersfelder in **Abb. 3.1.1** bei stationärer 5%er vs. bei kurzzeitiger 20%er Entnahme)

- andererseits bewirkt jede Tiefenwasserentnahme, deren Rate die *lokale* Grundwasserneubildungsrate überschreitet, eine erhebliche Beschleunigung der Vertikalmigration potentieller Schadstoffe in die Tiefe hin. Die dadurch vom potentiellen Schadstoff „zurückgelegte Vertikalstrecke“ ist in erster Annäherung von Mächtigkeit u. hydraulischem Widerstand der Hemmerschicht kontrolliert. Diese Schicht einmal „passiert“, wird die Schadstoffausbreitung im Tiefenbereich *überproportional* mit der Dauer der Versorgung. Bei einer Tiefenwasserentnahme, deren Rate unter der lokalen Neubildungsrate bleibt, ist der Schadstoffbeschleunigungseffekt viel weniger dramatisch.
- die Quasi-Unabhängigkeit der stationär-gestörten Alters- bzw. Isotopenprofile im Tiefen Grundwasserbereich von der Entnahmerate (besonders in der Musterverteilung mit starkem Leitfähigkeitskontrast) zeigt daß „die Dauer“ ein höheres Gefährdungspotential besitzt als „die Rate“.

4 Folgerungen, Erfahrungen und Ausblick

Im Einklang mit dem im § 2.1.1 und im § 3.1 erläuterten Zeitskalenkontrast (kurzfristig transienter Druckausgleich gegenüber langfristig perturbiertem Stoff- oder Alterstransport, insbes. bei gespannten Verhältnissen), finden HAFEN & KÖLLING (2000) im Rahmen einer Studie zur Kalibrierung des Grundwassermodells Ingolstädter Becken über Altersbestimmungen:

„während die stark zunehmenden Brunnenförderraten der Tiefbrunnen inzwischen großflächige und dauerhafte Potentialabsenkungen im überdeckten Malm bewirkt haben, entsprechen die heutigen Grundwasseralter noch weitgehend dem stationären Ausgangszustand [...] darauf zurückzuführen, dass die instationären Potentialabsenkungen einer Druckwellenausbreitung entsprechen, die gerade in einem gespannten Aquifer wie dem überdeckten Malm sehr schnell erfolgt; [dagegen für Grundwasseraltersänderungen ist eine Massenbewegung, mit der Abstandsgeschwindigkeit des Grundwassers, maßgebend]“.

(S. 57)

Veranlasst wurde die Untersuchung zur Klärung der Herkunft und des langfristig verfügbaren Altgrundwasserdargebots (Mischalter ca. 2-10 Tausend J.) durch die geplante Steigerung der Gesamtentnahmen aus dem Malmgrundwasser des Ingolstädter Beckens von 15.4 Mio (1996) auf künftig 21.7 Mio Kubikmeter/Jahr. Inwieweit ein umweltsisotopen-basiertes Frühwarnsystem erstellbar ist für die komplexere Struktur des Ingolstädter Beckens (aus dem Malmgrundwasser seit Anfang der '60-er Jahre gefördert wird), steht noch zur Untersuchung an. Dabei handelt es sich nicht um zwei, sondern um drei Grundwasserstockwerke (Quartär mit Kiesen und Sanden, Tertiärsedimenten feinsandig bis kiesig, Malm mit klüftig verkarsteten Karbonaten), wobei für den tiefsten nur noch sehr langlebige Isotope in Frage kommen.

In mehrfachen mündlichen Stellungnahmen, öffentlichen oder halböffentlichen Anlässen, bedauerte Prof. H. Frisch (Bayer. Landesamt für Wasserwirtschaft), dass es bis heute nicht gelungen ist, die von Prof. Seiler schon in den '80-er Jahren formulierten Ideen zum Frühwarnsystem (die schon damals mit Berechnungen belegt werden konnten) im süddeutschen Raum (etwa für bewirtschaftete Aquifere der bayerischen OSM) zu implementieren. Die Gründe hierfür sind mehrfach.

Für den Tertiärgrundwasserleiter der Oberen Süßwasser-Molasse im Raum München-Augsburg existieren amtlich bislang zwei wichtige Ansätze zur Kalibrierung eines hydrogeologischen Modells.

CEMUS & SCHULER (1994) haben ein Zwei-Stockwerk- (d. h. Drei-Schicht-)Modell des Augsburger Tertiärs erstellt. Bei der Kalibrierung (stockwerksweise als 2-D Problem behandelt, Stockwerke-Kopplung dabei iterativ behandelt) wurden "große Datenlücken und -unsicherheiten" erkannt; das Tiefstockwerksmodell "reagiert überempfindlich auf Parameteränderungen oder hydraulischen Störungen (Wasserentnahmen)".

GAUCH & STIER (1994) erstellten ein Zwei-Stockwerk-Modell des Münchener Tertiärs; die rein hydraulische, nur stationäre Kalibrierung beruht auf Piezometerhöhen, Niederschlags- und Versicke-

rungsdaten, sowie Daten zu Entnahmemengen. Zu den wichtigsten Ergebnissen zählt die Ermittlung eines deutlich niedrigeren Abflusswertes vom Quartär zum Tertiär, als früher angenommen, sowie die Verstärkung des Verdachts, dass der Zufluss zu den [nur] tief verfilterten Brunnen "über eine ergiebige Schicht gebildet wird, deren mittlere Durchlässigkeit wesentlich über dem Wert liegt, der für die gesamte Mächtigkeit des tertiären Leiters durchschnittlich angesetzt wurde; auch die an verschiedenen Brunnen beobachtete Temperaturerhöhung während des Pumpens deutet darauf hin, dass der Hauptanteil des geförderten Wassers aus größeren Tiefen stammt". Im Einklang mit SEILER (1983, 1987, 2001), der die Analogie mit dem Horizontalfilterbrunnens formulierte, stellen die Autoren fest, dass "der Grossteil des im Münchener Stadtgebiet geförderten Tertiärgrundwassers nicht am Ort der Entnahme oder in dessen nächster Umgebung selbst neu gebildet wird; vielmehr fließt es hauptsächlich seitlich zu, und zwar in dem tiefen Horizont, der auch den Hauptanteil des Grundwassers liefert." Zur zeitlichen Entwicklung der Entnahmemenge stellen die Autoren fest, dass diese im Stadtgebiet München seit Ende der 70'er Jahre stets zurückgegangen ist, während sie sich im Umland nahezu verdoppelt hat; die Gesamtentnahme in München + Umland sei dabei ungefähr gleich geblieben.

ANDRES & EGGER (1985) haben eine [damals] neue Methode zur Abschätzung von Grundwasserneubildungsraten beschrieben, basierend auf der Lokalisierung der Tritium-Null-Fläche (unter Berücksichtigung des anthropogenen Tritium-Eintrags durch die Kernwaffentests) und auf der Kenntnis der Durchlässigkeit des oberen (*leaky*) Aquiferstockwerks. Als Anwendungsbeispiel dieser Methode schätzen die Autoren für die tiefen Grundwässer der Neogen-Schichten der Bayer. Molasse eine Neubildungsrate von 1 bis 6 L s⁻¹ km⁻² ab. Zweck der zitierten Studie war es ausdrücklich, die potentielle Gefährdung der tiefen Grundwässer durch anthropogene Stoffeinträge (insbes. Nitrat) in die oberflächennahen Grundwässer zu überprüfen, angesichts der damals beobachteten, großräumigen hydraulischen Absenkung durch (seit 1960 stattfindende) tiefe Grundwasserentnahmen, die zum Zeitpunkt der Studie, mit 570 Brunnen in 60-250 m Tiefe, 125.5 Mio. Kubikmeter/Jahr betragen (davon 14.5 bzw. 12.5 Mio. Kubikmeter/Jahr aus den Räumen München bzw. Augsburg).

Acht Jahre später wird dieser Ansatz am Münchner Tertiäraquifer durch neue hydrochemisch/isotopische Befunde von RAUERT et al. (1993) erweitert. Darin zeigt sich eine Verlagerung hydrochemischer (CKW, Chlorid, Nitrat, Sulfat) und isotopischer (³H) Profile in die Tiefe des Aquifers hin. Aus dem Vergleich neuer Abschätzungen der Grundwasserneubildung in unterschiedlichen Tiefen und neuerer Informationen zu Wasserentnahmeraten durch die Brauerei- und Lebensmittelindustrie (als Teil von Gesamtentnahmen, die allerdings nur lückenhaft rekonstruiert werden können, z. B. aufgrund nicht-quantifizierbarer Entnahmen durch den U-Bahn-Bau; ähnlich, Hinweis von WOHNLICH 1999) wird ein Wert von nur 10 Mio. Kubikmeter/Jahr als maximal-zulässige Entnahmemenge hergeleitet. Tiefe Grundwasserentnahmen sollten sich daher auf Zwecke beschränken, die Trinkwasserqualität erfordern (ibid., S. 38). Im Rahmen der zitierten Untersuchung wird zudem festgestellt, dass durch Bohrungen früherer Wasserentnahmen hydraulische Fenster entstanden sind, die die effektive Mächtigkeit der hemmenden Schicht an vielen Stellen reduzieren bzw. deren Durchlässigkeit erhöhen, in einem Maße jedoch, das anhand vorhandener Daten nicht eindeutig rekonstruierbar ist (vgl. Hinweis von WOHNLICH 1999). Aufgrund von Urheberrechtsbestimmungen oder des Bezugs auf Angelegenheiten von Privatfirmen, durften in der zitierten Veröffentlichung Ortsbezug bzw. räumliche Verteilung der gewonnen hydrogeologischen Daten keine Erwähnung finden.

Weitere sechs Jahre später nennen WEISE et al. (2000) im Rahmen einer qualitativen Isotopenstudie an ausgewählten Tiefbrunnen aus dem Raum Augsburg-München folgende Befunde: im Tiefbrunnen von Gersthofen zeigt Tritium ein deutlicher Durchgang mit dem Maximum um 1984 mit über 30 TU [möglicherweise auch mit höherem Maximum zwischen 1981-1993, da sonst keine Messung in diesem Zeitraum – Anm. I.G.], sowie einen leichten ¹⁴C-Anstieg um den gleichen Zeitpunkt (von ca. 60% auf ca. 70% in 1984 und zurück auf ca. 60% des Oberflächenwertes in 1996). Die Tiefbrunnen Löwenbräu und Thorbräu zeigen keine Tritium-Signale, dabei eine leichte ¹⁴C-Abnahme zwischen 1984 und 1995 (von ca. 10% auf ca. 2%, Löwenbräu); beide Brunnen sind nahezu frei von Argon-39 und Krypton-85 (demnach führen sie pleistozänes Wasser). Die ⁸⁵Kr- und Tritium-Gehalte der Tiefbrunnen Gersthofen und Oberschleißheim deuten auf einen relativ hohen Anteil an jungen Wässern (Gersthofen: 20-50 J.; OSH: unter 20 J.); wobei jedoch ihre ³⁹Ar-Gehalte vergleichsweise zu niedrig sind (*piston-flow*-Altern: 200-400 J.). Daraus schließen die Autoren im Einklang mit früheren Befunden auch, dass die untersuchten Grundwasserleiter weitgehend ³⁹Argon-produktionsfrei sind, wodurch eine wesentliche Voraussetzung zu seiner Anwendung als Frühwarn-Element gegeben ist (WEISE et al. 2000, S. 35).

Durch die von DEIGLMAYR (2000) berichteten Befunde bezüglich des Tertiärgrundwasserleiters im Raum München-Augsburg scheint für die Implementierung eines isotopenbasierten FWS Anfang der 2000-er Jahre ein geeigneter Zeitpunkt gegeben zu sein:

- es sind noch keine signifikanten großräumigen Änderungen der isotopisch/hydrochemischen Grundwasserbeschaffenheit eingetreten
- im Nahbereich hoher Grundwasserentnahmen ist eine beschleunigte Tiefenwanderung der oberflächennahen Grundwasserkomponente zu beobachten
- an einigen Brunnen wird sehr altes (pleistozänes) Grundwasser erhöht gefördert
- gestörte Probenahme-Bedingungen erschweren jedoch die Interpretation (S. 34)

Zweck der vom Bayer. Landesamt für Wasserwirtschaft an die Firma HYDROISOTOP (Schweitenkirchen) in Auftrag gegebenen Untersuchungen war dabei ausdrücklich (genau im Sinne des Frühwarnsystems, für das Seiler Ende der '80-er Jahre plädiert hatte),

"das Ausmaß und die Geschwindigkeit einer vermuteten Verlagerung von oberflächennahem Grundwasser in die tieferen wasserführenden Horizonte der Oberen Süßwasser-Molasse in den Räumen Augsburg und München" (S. 31)

zu überprüfen. L. EICHINGER (HYDROISOTOP) berichtete auf Tagungen in München/Neuherberg (1999-2001), dass für die von ihm beobachteten Systeme die Tritium-Null-Linie „nicht [wie infolge von Wasserentnahmen erwartet] nach unten, sondern sogar nach oben gerutscht“ sei. Dies stellt keinen Widerspruch zum Prinzip des Frühwarnsystems dar, und ist im Einklang mit den im vorigen Abschnitt gezeigten zeit-referenzierten Simulationen der Tritium-Evolution für den betrachteten Zeitraum in beiden hydrogeologischen Musterverteilungen, mit mildem bzw. mit starkem Durchlässigkeitskontrast. Angesichts des Tritium-Eintrags durch die Kernwaffentests in den '60-er Jahren handelt es sich wohl im beobachteten Grundwasserleiter um eine historische Tracerdurchgangskurve, die in den '90-er Jahren, oberflächennah bis zu mittleren Tiefen, gerade ihren Abstiegsteil zeigt.

Notwendige Voraussetzung für die praktische Implementierung eines isotopenbasierten Frühwarnsystems für die Bewirtschaftung tiefer Grundwässer war und bleibt die Bereitschaft erfahrener Hydrogeologen, sich an den damit verbundenen Arbeiten aktiv zu beteiligen.

Zusammenfassung

Um der Kontamination durch Schadstoffe aus flächenhaften Einträgen (vor allem aus der Landwirtschaft) auszuweichen, ist die Trinkwassergewinnung in den letzten Jahrzehnten immer häufiger und in vielen Ländern der Welt in große Tiefen (>50 m) vorgedrungen (SEILER 1994). Langfristige Grundwasserentnahmen aus tiefen wasserführenden Schichten, die früher aufgrund natürlicher hydraulischer Leitfähigkeitsbarrieren vor oberflächennahen Verunreinigungen als geschützt erschienen, führen jedoch wegen der beschränkten unmittelbaren Verfügbarkeit der Grundwasserneubildung zu einer vertikalen Neuverteilung der Durchflussraten und allmählich zu großräumigen Änderungen des Strömungsfeldes, die der hydrogeologischen Abschirmung des tiefen Grundwassers vor oberflächennahen Kontaminationen entgegenwirken. Die Erschließung tiefer Grundwässer zur langfristigen Wasserversorgung bedeutet nach einigen Jahrzehnten nichts Anderes, als die nahezu direkte Exposition dieser Grundwässer zum oberflächennahen Kontaminationsgeschehen; diese langjährig instationäre Entwicklung wird durch das herkömmliche Monitoring erst spät erfasst. In den Arbeiten von SEILER (1983, 1987), SEILER & LINDNER (1995) erfuhr dieses Problem seine erste systematische Beschreibung; darauf folgte durch die Arbeiten von RAUERT et al. (1993), SEILER et al. (1999), SEILER & MALOSZEWSKI (2000), WEISE et al. (2000), MALOSZEWSKI et al. (2001) ein qualitativer und quantitativer Beweis des ernsthaften Problemcharakters. SEILER (2001) gibt einen Gesamtüberblick über das entstandene Wissen und die Fragen, die noch zur Untersuchung anstehen. Zu den Meilensteinen des gewonnenen Wissens zählt die Erkenntnis (SEILER 2001), dass die Maßstäbe an die nachhaltige Bewirtschaftung und den nachhaltigen Schutz tiefer Grundwässer anders anzusetzen sind als für oberflächennahe Grundwässer, und zwar: a) in Hinblick auf die Entnahmemengen: es ist von einer *geringe-*

ren, unmittelbar verfügbaren Grundwasserneubildung in tiefen als in oberflächennahen Grundwässern auszuweichen, und b) in der Ausweisung von Schutzgebieten – die bei Tiefenwasserentnahmen eher weiter oberstromig als unmittelbar um den Entnahmepunkt auszuweisen sind. Dabei sind aber die hydrogeologischen Informationen über die Tiefengrundwasserleiter und ihre zugehörigen Aquifere zu lückenhaft, um zu einer belastbaren Prognose nach herkömmlicher Art über die Kontaminationsgefährdung tiefer Grundwässer zu gelangen. Deswegen sollte versucht werden, die Prognosegenauigkeit betreffs der Entwicklung tief bewirtschafteter Grundwassersysteme zunächst auf methodischer Ebene entscheidend zu verbessern. Im Mittelpunkt der aktuellen Untersuchungen steht daher die Möglichkeit (SEILER 2001), "die Umgestaltung des Grundwasserströmungsfeldes bei Tiefengrundwasserentnahmen über Veränderungen in der isotopischen und chemischen Wasserbeschaffenheit zu erkennen und diese nicht nur hydrogeologisch qualitativ, sondern mit Hilfe von Transportmodellen auch quantitativ zu bewerten". Dies ist, im Kern, die Definition eines Frühwarnsystems (FWS) zur *prozessorientierten Kontrolle der Bewirtschaftung* tiefer Grundwässer. Für die Frühwarnung bieten sich Umweltindikatoren, vortrefflich instabile Umwelt- oder „Umwelt“-Isotope wie ^{14}C , ^{39}Ar , ^3H und ^{85}Kr u. a. (mit einer ggf. anthropogenbeeinflussten oder anthropogen-induzierten Präsenz in der Atmosphäre) an; die durch ein Monitoring instabiler Umweltisotope erschlossenen Möglichkeiten und die damit verbundenen technischen Probleme werden im Kap. 2 kurz dargestellt.

Prinzipiell betrachtet, beruht die Möglichkeit eines Frühwarnsystems im Sinne von SEILER & LINDNER (1995), SEILER (2001) auf dem Lösungs- und Randwertprobleme die, unter einer als Störung behandelten neu-gegebenen Bewirtschaftungsbedingung, den Schadstofftransport (ausgehend von einem nur oberflächennah verunreinigten Aquifer) und die Umverteilung ausgewählter Umweltindikatoren (ausgehend von in geologischen oder ggf. in historischen Zeiten eingestellten, hydraulisch ungestörten „Anfangsbedingungen“) beschreiben. Eine Perturbations-Analyse (§ 2.1.1) zeigt, dass die Relaxationszeit der hydraulisch-gestörten Umweltindikatorverteilungen typischerweise im intermediären Bereich zwischen der hydraulischen Relaxationszeit und dem in jeweiliger Tiefe erreichten Grundwasseralterswert liegt. – In dieser Spannbreite lebt das FWS. Somit richtet sich die Implementierung eines FWS, in einem typischen Anwendungsfall, nach den *stationär-gestörten* Umweltindikatorverteilungen, die einem Bewirtschaftungsmuster {Entnahmemenge und Entnahmetiefe} entsprechen und die maximal-erreichbare Höhe der Umweltindikatorsignale vorschreiben (wie im § 3.4 und im Anhang A systematisch dargestellt), und einer *zeitlichen* Betrachtung, insofern sich aus dieser ergibt, dass die Evolution zu den stationären Verteilungen hin, im Vergleich zur geplanten Dauer der Bewirtschaftung nur sehr langsam, dagegen im Vergleich zur Schadstoffausbreitung im Aquifer deutlich schneller fortschreitet. Diese Vergleiche werden für typische Anwendungsfälle im § 3.5 und im Anhang B systematisch durchgeführt.

Als Anwendungsfälle wurden dabei drei hydrogeologische „Musterverteilungen“ (Tab. 2.1, § 2.1.2), stellvertretend für *geschichtete Grundwasserleiter mit mildem und mit starkem Leitfähigkeitskontrast* gewählt (mit einem homogenen GWL als Referenzfall für die Stärke der erzielbaren Frühwarnsignale). Diese entstammen hydrogeologischen Erkenntnissen zum Aufbau der Aquifere, zur Wasserbewegung und dem Stofftransport in der Oberen Süßwassermolasse, die von ANDRES & EGGER (1983) gewonnen und durch Arbeiten von EINSELE et al. (1987), SEILER (1987), SEILER & LINDNER (1995) präzisiert wurden. Für diese Musterverteilungen mit vereinfachten Geometrien, und unter naturnahen Szenarien (§ 2.3) des Schadstoffeintrags an der Aquiferoberfläche, wurden Wasserentnahmen in Höhe von 5%, 10%, 20%, 30% der Gesamtgrundwasserneubildung in verschiedenen Tiefen im untersten Stockwerk angenommen und es wurden die durch diese Wasserentnahmen bewirkten Beschleunigung der Aquiferkontamination und Verschiebung der Umweltindikatorverteilungen numerisch simuliert. Zwar existieren in der Literatur für einige Strömungs- und Stofftransportprobleme in geschichteten Grundwasserleitern mit eventuell unvollständig verfilterten Brunnen eine ganze Reihe analytischer Lösungen (SHAN & JAVANDEL 1997, OSTENDORF et al. 1989, vgl. KOLDITZ 1997); für die Prognosezwecke eines FWS im o.g. Sinne können diese jedoch nicht eingesetzt werden, da sie durch die von ihnen vorausgesetzten geometrischen Vereinfachungen meistens fremde Symmetrien einführen oder durch die teilweise Voraussetzung stationärer Bedingungen ausgerechnet das für ein FWS maßgebende Zeitfenster nicht korrekt beschreiben. Deswegen wurde in dieser Arbeit der numerische Weg bevorzugt; die meisten numerischen Simulationen wurden mit Feflow 4.7 (DIERSCH et al. 1996) durchgeführt. Eine Similaritätsbetrachtung ermöglicht es jedoch, eine teilweise Äquivalenz von zwei der drei gewählten hydrogeologischen Musterverteilungen auszunutzen (§ 2.1.3).

Den gewählten Musterverteilungen entsprechen, nach einzelnen Schichten aufgeschlüsselt, deutlich unterschiedliche Wasserumsatzverhältnisse (§ 3.2). In allen Fällen erweist sich jedoch eine tiefe Wasserentnahme (mit steigender Pumprate, in zunehmendem Maße) auf oberflächennahes Wasser angewiesen, und zwar in desto höherer Menge, je ausgeprägter der Durchlässigkeits*kontrast* zwischen den beteiligten Schichten. Die *verfügbare* Grundwasserneubildung der Schicht, in der die tiefe Wasserentnahme einsetzt, liegt bei über 60% für einen homogenen GWL, bei ca. 30% für die erste/zweite Musterverteilung, und bei unter 5% für die dritte Musterverteilung (als Prozentsatz der Ganzaquiferneubildung). D. h., für die letztere stellen die in dieser Arbeit durchaus praxisnah angenommenen Wasserentnahmen mit 10% schon rein hydraulisch betrachtet einen „Grundwasserbergbau“ (*groundwater mining*) dar. Hinzu kommt, wie im § 3.1 näher erläutert, ein „Grundwasseralters-Bergbau“ (*age mining*).

Aus den durchgeführten Simulationen stellten sich für alle drei Musterverteilungen folgende wichtige Elemente heraus: die Umweltindikatorantwort auf tiefe Wasserentnahmen ist in unterschiedlichen Tiefen/Profilen sowie grundsätzlich zwischen Brunnenober- u. -unterstrom unterschiedlich ausgeprägt; die *Abhängigkeit der Umweltisotopenantwort von der Wasserentnahmemenge* (die dem *prozessorientierten* Charakter des FWS entsprechen soll) ist in unterschiedlichen Tiefen/Profilen unterschiedlich ausgeprägt; mit steigender Dauer der Wasserentnahme nimmt die relative Antwort eines Umweltindikators, sowie ihre Differenzierung nach Entnahmemenge *ab*. Quantitativ definieren diese Elemente den zeitlichen, räumlichen und entnahmemengenmäßigen Rahmen eines FWS für jedes konkret gegebene System.

Begleitend zur numerischen Simulation des hydraulischen Verhaltens und des Stofftransports in den tief-bewirtschafteten Aquiferen wird auch eine *Grundwasseraltersbetrachtung* (§ 3.1) vorgeschlagen, und zwar aus folgenden Gründen: a) Alters- oder Fließzeitverteilungen sind häufig die kleinskalige Grundlage bestimmter niedrig-parametrisierter Modelle zur Beschreibung des Tracer- oder Stofftransports im Grundwasser (VOGEL 1967, 1970; ZUBER 1986); dabei ist zu hinterfragen, wie stabil solche Fließzeitverteilungen gegenüber hydraulischen Störungen sind, und inwieweit sie für Grundwasserleiter gelten, die „zu stark heterogen“, oder dagegen „nicht heterogen genug“ sind; b) isopenhydrologische Untersuchungsergebnisse werden oft unüberlegt mit einfachen Altersverteilungsmodellen ausgewertet, um zu Aussagen über die Strömungsverhältnisse zu gelangen, ohne dabei zu prüfen, ob die Voraussetzungen für die Anwendung dieser Modelle erfüllt sind; c) die grundsätzliche Entkopplung alter Grundwässer vom Kontaminationsgeschehen aus der Modernen macht diese zu einem symbolisch kostbaren Gut, das aus den im Kap. 1 erläuterten Gründen schwer oder überhaupt nicht erneuerbar ist; da das Grundwasseralter an sich als ein charakteristisches Merkmal tiefer Grundwässer angesehen wird, kann ein Ressourcenverlust nur anhand der zeitlichen Entwicklung von Altersverteilungen entsprechend quantifiziert werden. Dazu bedarf es einer isopen-unabhängigen Methode zur Modellierung sich verändernder Altersverteilungen. Im § 3.1 wird erstmalig eine modell-unabhängige Dichtefunktion der stationären Altersverteilungen direkt aus den hydrogeologischen Materialverteilungen hergeleitet, anhand derer auch notwendige und hinreichende Voraussetzungen der klassischen Altersmodelle abgrenzen lassen. Die direkte Grundwasseraltersmodellierung lässt auch die Gefahr eines unwiederbringlichen Grundwasseraufbrauchs durch tiefe Grundwasserentnahmen quantitativ und qualitativ, zeitanhängig erfassen.

Zudem wurde der Einfluss der Entnahmetiefe auf die Grundwasseraltersverschiebungen im Tiefenbereich noch für einen Spezialfall untersucht (§ 3.4, zweiter Teil: gleichzeitige separate Entnahmen aus zwei unterschiedlichen Tiefen), für den sich zeigte, dass ein durch oberflächennahe Wasserentnahmen intensivierter Wasserumsatz im seichten Aquifer die Geschütztheit des tieferen Bereich vor dem Eindringen jüngeren Wassers zeitweise verstärkt.

Für die Praxis ist den zeitlichen Simulationen des Umweltindikatorverhaltens (§ 3.5 und Anhang **B**) als Hauptbotschaft zu entnehmen: oberflächennahe Isotopenbeobachtungen (um 50 m Tiefe) können kaum (bis auf wenige Ausnahmen) der Frühwarnung dienen, weder in der 1./2. noch in der 3. Musterverteilung; im vertikalen Vergleich sind die Isotopensignale am stärksten ausgeprägt im Bereich und unterhalb der Hemmerschicht (etwa 150 m Tiefe); Isotopensignale im gefördertten Wasser können nur in einigen Fällen, bedingt (wenn z. B. die Möglichkeit der „gepackerten“ Probenahme nur aus dem obersten Filterstreckenbereich gegeben ist), einer zuverlässigen Frühwarnung dienen; im horizontalen Vergleich sind die Isotopensignale am stärksten ausgeprägt im Unterstrom-Nahbereich der Wasserentnahme; die Wasserentnahme erzeugt (nicht nur im Brunnen-Nahbereich) deutlich-unterschiedliche Isotopensignale im Ober- bzw. Unterstrom; Kohlenstoff-14 scheidet als Frühwarn-

element für die 1. Musterverteilung aus; Tritium scheidet als künftiges Frühwarnelement für alle Musterverteilungen noch nicht aus, und bleibt jedenfalls – soweit es in Vergangenheit gemessen wurde – ein wertvolles Element für die Kalibrierung eines hydrogeologischen Modells als erste Voraussetzung eines funktionsfähigen Frühwarnsystems.

Die natürlichen Systeme, für die eine FWS-Anwendung beabsichtigt wird, sind keine idealen „Muster-Verteilungen“, sondern können verschiedene anderweitige Arten von Heterogenitäten aufweisen. Insbesondere ist mit dem Vorkommen hydraulischer Fenster zu rechnen, entweder als geologische Gegebenheit oder als Folge früherer Bohrungen bzw. Wasserentnahmen. Generell wirkt sich ein hydraulisches Fenster auf die Altersverteilung im Brunnenunterstrom stärker als im Brunnenoberstrom. Liegt das Fenster im (der jeweiligen Pumprate entsprechenden) Einzugsbereich des Brunnens, wird das Eindringen jungen Wassers in die Tiefe noch verstärkt, besonders aber im Brunnennahbereich (der nicht unbedingt dem Einzugsbereich angehört). Ohne Wasserentnahme bewirkt allerdings ein hydraulisches Fenster durch die lokale Druckminderung auch ein Aufsteigen älteren Wassers im Bereich unterhalb des Fensters. Es stellt sich die Frage, inwieweit das Vorkommen hydraulischer Fenster die Funktion eines FWS beeinträchtigen kann. In die numerischen Simulationen wurde dazu auch ein hydraulisches Fenster stark übertriebenen Ausmaßes, in vier möglichen Konfigurationen relativ zu Beobachtungsbrunnen, Entnahmekunnen, Bergwasserscheide und Vorfluter einbezogen (§ 3.6); auch bei einer 10000-fachen Erhöhung der Durchlässigkeit der Hemmerschicht über eine Fläche von 1 ha ist die resultierende Änderung der Wasserentnahme-bedingten Alterssignale, im Vergleich zum Fall ohne hydraulisches Fenster bei gleicher Entnahmemenge, relativ gering. Solange das Fenstervorkommen im heterogenen Grundwasserkörper sein Verhalten als „dreischichtiges“ System (Leiter-Hemmer-Leiter) im Ganzen nicht aufhebt, wird auch die Möglichkeit eines Frühwarnsystems nicht beeinträchtigt.

Es ist allerdings zu hinterfragen, wie stabil (wie „reproduzierbar“) ein einmalig erstelltes FWS als Instrument für eine prozessorientierte Kontrolle der Tiefengrundwasserbewirtschaftung sein kann. Aus der Simulation des Stofftransportverhaltens bei unregelmäßiger Bewirtschaftung (§ 3.7) wird ersichtlich, dass ein FWS nicht auf allgemein-gültigen „Typkurven“ beruhen kann, sondern nur von Fall zu Fall und soz. „in enger Zusammenarbeit mit“ der immer-verbesserten Kalibrierung des hydrogeologischen Modells entsteht.

Ein Vergleich der simulierten Umweltindikatorkonzentrationen im unmittelbaren Brunnenober- bzw. -unterstrom zeigt z. T. sehr große Unterschiede auf, die bei der technischen Gestaltung der Probenahme und bei der Auswertung der im geförderten Wasser oder in brunnennah entnommenen Proben gemessenen Konzentrationen berücksichtigt werden müssen (vgl. die von DEIGLMAYR (2000) im Zshg. mit der Probenahme erwähnten Schwierigkeiten).

Durch die von DEIGLMAYR (2000) berichteten isotopisch/hydrochemischen Befunde am bewirtschafteten Tertiärgrundwasserleiter im Raum München-Augsburg scheint für die Implementierung eines umweltisotopenbasierten FWS gerade jetzt Anfang der 2000-er Jahre ein guter Zeitpunkt gegeben zu sein. Voraussetzung für das Gelingen ist die Bereitschaft erfahrener Hydrogeologen, sich an den damit verbundenen Arbeiten aktiv zu beteiligen.

Literatur

- Allen-King, R. M., J. B. Butler, B. Reichert 1995: Fate of the herbicide glufosinate-ammonium in the sandy, low-organic-carbon aquifer at CFB Borden, Ontario. *J. Contam. Hydrol.* 18, 161-179.
- Andres, G., R. Egger 1983: Untersuchungen zum Grundwasserhaushalt des Tiefenwassers der Oberen Süsswassermolasse durch Grundwasseraltersbestimmungen. - 201 S., Bayer. Landesamt f. Wasserwirtsch., Schriftenreihe 8. München.
- Andres, G., R. Egger 1985: A new tritium interface method for determining the recharge rate of deep groundwater in the Bavarian Molasse Basin. *J. Hydrol.* 82, 27-38.
- Aurand, K., H. Behrens 1964: Untersuchungen zum Auftreten von langlebigen Spaltprodukten im Trinkwasser. *Atompraxis* 10, Heft 8, 346-352.
- Barenblatt, G.I., V.M. Entov, V.M. Ryzhik 1990: *Theory of Fluid Flows Through Natural Rocks*. - SS. 1-76, 321-338, (Kluwer Acad. Publ.) Dordrecht Boston.
- Bauer, S., C. Fulda, W. Schäfer 2000: Numerical simulation of a multitracer study in a basaltic aquifer. - In: A. Dassargues (ed.), *Tracers and Modelling in Hydrogeology (Proc. Intl. Conf. Tra'M 2000, Liege)*, S. 277. IAHS Public. no. 262, Oxfordshire.
- Bear, J., A. Verruijt 1987: *Modeling Groundwater Flow and Pollution*. - SS. 114-122, 300-315, (Kluwer Acad. Publ.) Dordrecht Boston.
- Bruch, J. C., R. L. Street 1967: Two-dimensional dispersion. *J. Sanit. Eng. Div., ASCE*, 93(SA), 17-39.
- Bryan Ellis, J. (Hrsg.) 1999: *Impacts of Urban Growth on Surface Water and Groundwater Quality*. Proc. HS5 Symp./IUGG99, Birmingham. - IAHS Publ. no. 259, Oxfordshire.
- Cemus, J., G. Schuler 1994: Tertiärmodell Augsburg. - In: Valentin, F. (Hrsg.), s. unten.
- Clark, I. D., P. Fritz 1997: *Environmental Isotopes in Hydrogeology*. - 328 S., (CRC Press) Boca Raton.
- Deiglmayr, W. 2000: Altersuntersuchungen im Tertiärgrundwasser Münchens. - In: Wohnlich, S., K. Zosseder (Hrsg.), *Isotopenanwendungen in der Hydrogeologie, FH-DGG Seminar, München, Mai 2000*, SS. 31-34, (Institut für Allgemeine und Angewandte Geologie) LMU München.
- Diersch, H.-J. G., 1996: Interactive, graphics-based finite-element simulation system FEFLOW for modeling groundwater flow, contaminant mass and heat transport processes (FEFLOW User's Manual v4.5). With contributions by U. Schott, R. Gründler, I. Michels, O. Kolditz. - SS. 2-70, (WASY Inst. for Water Resour. Planning and System Res. Ltd.) Berlin.
- Egger, R. 1978: *Das Grundwasser in der Oberen Süsswassermolasse im Raum München und Augsburg*. - 110 S., Dissertation Univ. München.
- Egger, R., L. Eichinger, W. Rauert, W. Stichler 1983: Isotopenhydrologische Untersuchungen. - In: Andres, G., R. Egger (Schriftleitung), *Untersuchungen zum Grundwasserhaushalt des Tiefenwassers der Oberen Süsswassermolasse durch Grundwasseraltersbestimmungen*, SS. 99-145, Bayer. Landesamt f. Wasserwirtsch., Informationsbericht 8/83.
- Eichinger, L., M. Bauer, W. Deiglmayr, M. Heidinger, G. Heinrichs, H. H. Loosli, C. Mair, H. Oster, M. Selg, K. Osenbrück 2002: Aus der praktischen Anwendung von Tracern und Isotopen. In: Hebert, D., B. Merkel, Ch. Wolkersdorfer (Hrsg.), *Isotope und Tracer in der Wasserforschung (Workshop)*, Wiss. Mittl. 19/02, SS. 45-52, (TU Bergakademie) Freiberg.
- Eichinger, L., G. Heinrichs, M. Heidinger, H. H. Loosli, W. Deiglmayr 1999: Isotopic study of a deep groundwater system near the Danube river/South Germany. EAEA-SM-361/95P., Vienna.
- Eichinger, L., W. Stichler 1997: Isotopenuntersuchungen in der Münchner Schotterebene. *Beiträge zur Hydrogeologie*, Bd. 48/I, (Joanneum Research) Graz.
- Einsele, G., V. Josopait, K.-P. Seiler, J. Werner 1983: Beiträge zu tiefen Grundwässern und zum Grundwasser-Wärmehaushalt. - DVWK-Schriften 61, (P. Parey Verlag) Hamburg Berlin, SS. 38-44.
- Einsele, G., K.-P. Seiler, B. Bertleff, W. Lindner, H. Plum, E. Weber 1987: *Erkundung tiefer Grundwässer - Zirkulationssysteme, Grundlagen und Beispiele*. - 223 S., DVWK-Schriften 81, (P. Parey Verlag) Hamburg Berlin.
- Einsiedl, F., P. Maloszewski, W. Stichler 2002: Tracerhydrogeologische Studien im Karst der Frankenalb. - In: *Institut für Hydrologie Jahresbericht 2001*, SS. 108-117, (GSF-Forschungszentrum) Neuherberg.
- Engelhardt v., W. 1960: *Der Porenraum der Sedimente*. - 207 S., (Springer) Berlin.

- Eriksson, E. 1985: Principles and Applications of Hydrochemistry. SS. 92-102, 154-169, (Chapman and Hall) London New York.
- Etcheverry, D., P. Perrochet 2000: Direct simulation of groundwater transit-time distributions using the reservoir theory. *Hydrogeology J.* 8, 200-208.
- Forster, M. 1983: C-14- und Ar-39-Gehalte in einem Grundwasserleiter des Saarlandes - Vergleich zweier Datierungsmethoden. - Dissertation Univ. München.
- Freeze, R. A., P. A. Witherspoon 1967: Theoretical analysis of regional groundwater flow, 2: Effect of water table configuration and subsurface permeability variations. *Water Resources Res.* 3, 623-634.
- Fritz, P., J. Ch. Fontes (Hrsg.) 1986: Handbook of environmental isotope geochemistry, Vol. 1-B. - 557 S., (Elsevier) Amsterdam Oxford.
- Fulda, C., W. Kinzelbach 2000: Sulphur hexafluoride (SF₆) as a new age-dating tool for shallow groundwater: methods and first results. - In: Dassargues, A. (Hrsg.), *Tracers and Modelling in Hydrogeology (Proc. Intl. Conf. Tra'M 2000, Liege)*, S. 181. IAHS Public. no. 262, Oxfordshire.
- Gauch, Ch., P. Stier 1994: Grundwassermodell Tertiär München. - In: Valentin, F. (Hrsg.), s. unten.
- Ghergut, I. 2002: Comparison between a distributed-parameter and a lumped-parameter description of average dispersion in a three-layer groundwater system. - In: Institut für Hydrologie Jahresbericht 2001, SS. 156-162, (GSF-Forschungszentrum) Neuherberg.
- Ghergut, I., P. Maloszewski, U. Naumann, K.-P. Seiler 2001: Modellbetrachtung und numerische Simulationen zur Nitrat-Reduktion in einem Bioreaktor. - In: Institut für Hydrologie Jahresbericht 2000, SS. 61-78, (GSF-Forschungszentrum) Neuherberg.
- Ghergut, I., P. Maloszewski, K.-P. Seiler 2001a: Age, environmental isotope, and contaminant transport uncoupling in heterogeneous aquifers following hydraulic stress. - In: Seiler, K.-P., S. Wohnlich (Hrsg.), *New Approaches Characterizing Groundwater Flow*, SS. 327-334, (Balkema/Swets&Zeitlinger) Lisse Tokyo.
- Ghergut, I., P. Maloszewski, K.-P. Seiler 2001b: Altersbetrachtungen in heterogenen Grundwasserleitern: analytische und numerische Ergebnisse. - In: Institut für Hydrologie Jahresbericht 2000, SS. 98-114, (GSF-Forschungszentrum) Neuherberg.
- Ghergut, I., P. Maloszewski, K.-P. Seiler 2003: Langfristiges Verhalten umweltisotopenbasierter Frühwarnsysteme zur Bewirtschaftung tiefer Grundwässer. - In: Institut für Hydrologie Jahresbericht 2002, SS. 129-131, (GSF-Forschungszentrum) Neuherberg.
- Ghergut, I., P. Maloszewski, K.-P. Seiler 2003: Zur theoretischen Grundlage einer prozessorientierten Kontrolle der Bewirtschaftung tiefer Grundwässer („Frühwarnsystem“). - In: Institut für Hydrologie Jahresbericht 2002, SS. 126-128, (GSF-Forschungszentrum) Neuherberg.
- Ghergut, I., P. Maloszewski, W. Stichler 2001: Mikrobielle Besiedlungs- und Nährstoffverbrauchseffizienz in un/gesättigter Strömung (Modellspekulationen). - In: Institut für Hydrologie Jahresbericht 2000, SS. 126-139, (GSF-Forschungszentrum) Neuherberg.
- Ghergut, I., K.-P. Seiler, P. Maloszewski 2003: Umweltisotopenantwort auf tiefe Wasserentnahmen warnt vor langfristiger Gefährdung der Grundwasserqualität. - In: Institut für Hydrologie Jahresbericht 2002, SS. 132-134, (GSF-Forschungszentrum) Neuherberg.
- Goode, D. J. 1996: Direct simulation of groundwater age. *Water Resources Res.* 32(2), 289-296.
- Grathwohl, P. 1994: Persistenz organischer Schadstoffe in Boden und Grundwasser - können einmal entstandene Untergrundverunreinigungen wieder beseitigt werden? - In: Matschullat, J., G. Müller (Hrsg.), *Geowissenschaften und Umwelt*, SS. 263-273, (Springer) Berlin Heidelberg.
- Grossmann, J., B. Merkel, A. Faust 1989: One-dimensional simulation of the impact of nitrogen fertilizers on the carbonate equilibrium. - In: Kobus, H. E., W. Kinzelbach (Hrsg.), *Contaminant Transport in Groundwater (Proc. Intl. Symp. Stuttgart)*, SS. 163-169, (A. A. Balkema) Rotterdam Brookfield.
- Haefner, F., S. Boy, S. Wagner, A. Behr, V. Piskarev, B. Palatnik 1997: The 'front limitation' algorithm. A new and fast finite-difference method for groundwater pollution problems. *J. Contam. Hydrol.* 27, 43-61.
- Hafen, U., Ch. Kölling 2000: Das Grundwassermodell Ingolstädter Becken mit einer Kalibrierung über Altersdatierungen. - In: Wohnlich, S., K. Zosseder (Hrsg.), *Isotopenanwendungen in der Hydrogeologie, FH-DGG Seminar, München, Mai 2000*, SS. 52-60, (Institut für Allgemeine und Angewandte Geologie), LMU München.

- Heathwaite, L. (Hrsg.) 1999: Impact of Land-Use Change on Nutrient Loads from Diffuse Sources (Proc. HS3 Symp./IUGG99, Birmingham). - IAHS Publ. no. 257, Oxfordshire.
- Hellmeyer, C. 2001: Stofftransport in der ungesättigten Zone der landwirtschaftlich genutzten Fläche in Scheyern/Oberbayern (Tertiärhügelland). - 170 S., Dissertation Univ. München.
- Herbert, M., K. Kovar (Hrsg.) 1998: Groundwater Quality: Remediation and Protection (Proc. GQ98 Conference Tübingen). - IAHS Publ. no. 250, Oxfordshire.
- Homentcovschi, D. 1986: Complex-Variable Functions with Applications in Science and Engineering.- S., (Ed. Tehnica) Bucharest.
- HYDROISOTOP 1996: Altersuntersuchungen am Tertiärgrundwasser im Raum München, Aichach-Dachau und Augsburg. Interner Bericht, Hydroisotop Schweitenkirchen.
- Job, C. 1970: Die Verwendung atmosphärischen Tritiums und anderer Radionuklide zu hydrogeologischen Untersuchungen. - Steirische Beiträge zur Hydrogeologie, Bd. 22, 215-230.
- Kamensky, I.L., I.V. Tokarev, I.N. Tolstikhin 1991: ^3H - ^3He dating: a case for mixing of young and old groundwaters. Geoch. Cosmoch. Acta 55, 2895-2899.
- Kinzelbach, W., R. Rausch 1995: Grundwassermodellierung - Eine Einführung mit Übungen. - S. 45, (Gebr. Borntraeger) Stuttgart.
- Kinzelbach, W., W. Schäfer, J. Herzer 1989: Numerical modelling of nitrate transport in a natural aquifer. - In: Kobus, H. E., W. Kinzelbach (Hrsg.), Contaminant Transport in Groundwater (Proc. Intl. Symp. Stuttgart), SS. 191-198, (A. A. Balkema), Rotterdam Brookfield.
- Kobus, H. E., W. Kinzelbach (Hrsg.) 1989: Contaminant Transport in Groundwater (Proc. Intl. Symp. Stuttgart). - 486 S., (A. A. Balkema) Rotterdam Brookfield.
- Kolditz, O. 1997: Strömung, Stoff- und Wärmetransport im Kluftegestein. - 263 S., (Gebr. Borntraeger) Berlin Stuttgart.
- Kolditz, O. 2002: Computational Methods in Environmental Fluid Mechanics. - SS. 45-61, 63-76, (Springer) Berlin Heidelberg.
- Logan, J. D. 2001: Transport Modeling in Hydrogeochemical Systems. - SS. 107-111, (Springer) New York Berlin.
- Loosli, H. H. 1983: A dating method with ^{39}Ar . Earth Planet. Sci. Lett. 63, 51-62.
- Luckner, L., W. M. Schestakow 1991: Migration Processes in the Soil and Groundwater Zone. - 485 S., (Lewis Publishers) Chelsea.
- Maloszewski, P. 1990: Theorie von Black-Box-Modellen - ein Überblick. - In: Institut für Hydrologie Jahresbericht 1989, SS. 242-259, (Gesellschaft für Strahlen- und Umweltforschung) München.
- Maloszewski, P. 2000: Lumped-parameter models as a tool for determining the hydrological parameters of some groundwater systems based on isotope data. - In: Dassargues, A. (Hrsg.), Tracers and Modelling in Hydrogeology (Proc. Intl. Conf. Tra'M 2000, Liege), SS. 271-276. IAHS Public. no. 262, Oxfordshire.
- Maloszewski, P., I. Ghergut., K.-P. Seiler 2001: Mathematical modelling of long-term isotope changes in groundwater as a tool for predicting drinking water contamination in deep aquifers. Progress Report to 'Response of Hydrological Systems to Long-Term Exploitation'. - 12 S. (CDROM), IAEA Project RCM 791, Vienna.
- Maloszewski, P., K.-P. Seiler 1995: Vergleichende Bewertung der Ergebnisse aus Speicher-Durchfluss- und numerischen Modellen. - In: Institut für Hydrologie Jahresbericht 1994, SS. 90-105, (GSF-Forschungszentrum) Neuherberg.
- Maloszewski, P., A. Zuber 1982: Determining the turnover time of groundwater systems with the aid of environmental tracers 1. Models and their applicability. J. Hydrol. 57, 207-231.
- Marsily de, G. 2000: Comparison of three transport models for tritium release in the Fangataufa lagoon resulting from nuclear tests. - In: Dassargues, A. (Hrsg.), Tracers and Modelling in Hydrogeology (Proc. Intl. Conf. Tra'M 2000, Liege), SS. 79-84, IAHS Public. no. 262, Oxfordshire.
- Matthess, G., L. Thilo, W. Röther, K. O. Münnich 1968: Tritium im Grundwasser tieferer Grundwasserstockwerke. Gas- u. Wasserf. (München) 109, 353-355.

- Mattle, N., W. Kinzelbach, U. Beyerle, P. Huggenberger, H. H. Loosli 2001: Exploring an aquifer system by integrating hydraulic, hydrogeologic and environmental tracer data in a three-dimensional hydrodynamic transport model. *J. Hydrol.* 242, 183-196.
- Moser, H., W. Rauert 1980: *Isotopenmethoden in der Hydrologie*. - 400 S., (Enke) Berlin Stuttgart.
- Müller, E., B. Assmus, A. Hartmann, K.-P. Seiler 2000: The in situ detection of a microbial biofilm community on karst rock coupons in a groundwater habitat. - In: Flemming, H.-C., U. Szewzyk, T. Griebe (Hrsg.), *Biofilms, Investigative methods and application*, SS. 155-164, (Technomic Publ. Comp.) Lancaster Basel.
- Naumann, U. 1999: *Der Karst im Labor - Untersuchungen zur Mikrobiologie im Grundwasserleiter*. - In: Institut für Hydrologie Jahresbericht 1998, SS. 182-191, (GSF-Forschungszentrum) Neuherberg.
- Naumann, U. 2000: Bakterielle Lebensgemeinschaften im Karstgrundwasser- Einsatz molekularbiologischer Techniken. - In: Institut für Hydrologie Jahresbericht 1999, SS. 69-78, (GSF-Forschungszentrum) Neuherberg.
- Naumann, U., I. Ghergut, K.-P. Seiler, P. Maloszewski, P. Trimborn, W. Stichler 2003: Nährstoffverweilzeiten und Kohlenstoffverfügbarkeit für Bionitrifikation in vier Grundwasserreaktoren. - In: Institut für Hydrologie Jahresbericht 2002, 6 S., (GSF-Forschungszentrum) Neuherberg.
- Naumann, U., I. Vomberg, A. Hartmann, K.-P. Seiler 2001: Microbial denitrification in a karst aquifer. - In: Seiler, K.-P., S. Wohnlich (Hrsg.), *New Approaches Characterizing Groundwater Flow*, SS. 607-610, (Balkema/Swets&Zeitlinger) Lisse Tokyo.
- Nemecek, E. P. 1961: Horizontalfilterbrunnen zur Grundwassergewinnung. - *Wasserwirtschaft Wassertechnik* 11, 99-107.
- Nir, A. 1964: On the interpretation of tritium age measurements of groundwater. *J. Geophys. Res.* 69, 2589-2595.
- Odenchantz, J. E., A. J. Valocchi, B. E. Rittman 1993: Modeling the interaction of sorption and biodegradation on transport in ground water in situ bioremediation systems. - In: Poeter, E., S. Ashlock, J. Proud (Hrsg.), *Proc. 1993 Groundwater Modeling Conf., Int. Ground Water Model. Cent., Golden, CO, Bundle 2*, 3-12.
- Ostendorf, D. W., D. A. Reckhow, D. J. Popielarczyk 1989: Vertical transport processes in unconfined aquifers. *J. Contam. Hydrol.* 4, 93-107.
- Pavel, P., I. A. Rus 1982: *Ecuatii diferentiale*, SS. 109-111, (Editura Didactica si Pedagogica) Bucuresti.
- Peters, N. E., R. J. Allan, V. V. Tsirkunov (Hrsg.) 1994: *Hydrological, Chemical and Biological Processes of Transformation and Transport of Contaminants in Aquatic Environments (Proc. HYDROCHEMISTRY Symp. Rostov-on-Don 1993)*. - IAHS Publ. no. 219, Oxfordshire.
- Plümacher, J., W. Kinzelbach: Calibration of a regional groundwater flow model using environmental isotope data. - In: Dassargues, A. (Hrsg.), *Tracers and Modelling in Hydrogeology (Proc. Intl. Conf. Tra'M 2000, Liege)*, SS. 439-445, IAHS Public. no. 262, Oxfordshire.
- Rau, I. 2000: *Multitracerstudie zum Langzeitspeicherverhalten von heterogenporösen Medien am Beispiel des Karstgrundwasserleiters der südlichen Fränkischen Alb*. - Dissertation Univ. München (LMU).
- Rauert, W., M. Wolf, S. M. Weise, G. Andres, R. Egger 1993: Isotope-hydrogeological case study on the penetration of pollution into the deep Tertiary aquifer in the area of Munich, Germany. *J. Contam. Hydrol.* 14, 15-38.
- Rauert, W., M. Wolf, S. Weise, W. Stichler 1990: Isotopenhydrologische Untersuchung im Trinkwassergewinnungsgebiet Viersen. - In: Institut für Hydrologie Jahresbericht 1989, SS. 127-140, (Gesellschaft für Strahlen- und Umweltforschung) München.
- Remson, I., G. M. Hornberger, F. J. Molz 1971: *Numerical methods in subsurface hydrology, with an introduction to the finite element method*. - 389 S., (Wiley-Interscience) New York London.
- Rödelsperger, M. 1989: Natural denitrification processes in the aquifer. - In: Kobus, H. E., W. Kinzelbach (Hrsg.), *Contaminant Transport in Groundwater (Proc. Intl. Symp. Stuttgart)*, SS. 159-161, (A. A. Balkema) Rotterdam Brookfield.
- Rozanski, K., T. Florowski 1979: ^{85}Kr dating of groundwater. - In: *Isotope Hydrology 1978*, Vol. 2, SS. 949-961, (IAEA) Vienna.
- Russell Boulding, J. 1995: *Practical Handbook of Soil, Vadose Zone, and Ground-Water Contamination. Assessment, Prevention, and Remediation*. - SS. 148-168, (Lewis Publishers) Boca Raton.
- Salvamoser, J. 1982: ^{85}Kr im Grundwasser - Messmethodik, Modellüberlegungen und Anwendung auf natürliche Grundwassersysteme. - Dissertation Univ. München.

- Schlosser, P., S. Shapiro, M. Stute, N. Plummer 2000: Tritium/³He measurements in young groundwater: progress in applications to complex hydrogeological systems. - In: Dassargues, A. (Hrsg.), Tracers and Modelling in Hydrogeology (Proc. Intl. Conf. Tra'M 2000, Liege), SS. 481-486, IAHS Public. no. 262, Oxfordshire.
- Schlosser, P., M. Stute, H. Dörr, C. Sonntag, K.O. Münnich 1988: Tritium/³He dating of shallow groundwater. Earth Planet. Sci. Lett. 89, 352-363.
- Schlosser, P., M. Stute, C. Sonntag, K.O. Münnich 1989: Tritogenic ³He in shallow groundwaters. Earth Planet. Sci. Lett. 94, 245-256.
- Seiler, K.-P. 1983: Tiefe Grundwässer und Faktoren, die das Absenkungsgeschehen in tiefen Grundwässern beeinflussen. Z. dt. geol. Ges. 134, 845-855 (Hannover).
- Seiler, K.-P. 1998: Isotope studies of the hydrological impact of large-scale agriculture. - In: Proc. Intl. Symp. on Isotope Techniques in the Study of Past and Current Changes in the Hydrosphere and the Atmosphere, SS. 339-351, (IAEA) Vienna.
- Seiler, K.-P. 1998b: Der wassergebundene Stofftransport in typischen Böden des Agrarökosystems Scheyern und der Stoffaustrag aus dem Agrarökosystem in die Nachbarsysteme Oberflächengewässer und Grundwasser. - FAM-Bericht 28, Schlussbericht 1993-1997, SS. 109-114, (Forschungsverbund Agrarökosysteme München) Neuherberg.
- Seiler, K.-P. (Hrsg.) 1999: Grundwasserschutz im Karst der südlichen Frankenalb. - 123 S., GSF-Bericht 04/99 (GSF-Forschungszentrum) Neuherberg.
- Seiler, K.-P. 2000: Man's Impact on Groundwater Systems. - 105 S., UNESCO/IAEA Series on Environmental Isotopes in the Hydrologic Cycle, Vol. 5, Paris Vienna.
- Seiler, K.-P. 2001: Bewirtschaftung tiefer Grundwässer und die Folgen für ihre Schützbarkeit. - Zbl. Geol. Palaeontol. Teil I, Heft 1/2, 65-76 (Stuttgart)
- Seiler, K.-P., H. Behrens, M. Wolf 1995: Use of artificial and environmental tracers to study storage and drainage of groundwater in the Franconian Alb, Germany, and the consequences for groundwater protection. - In: Isotopes in Water Resources Management (Proc. Intl. Symp. Vienna, 20-24 March 1995), Vol. 2, SS. 135-145, (IAEA) Vienna.
- Seiler, K.-P., B. Bertleff, G. Einsele, M. Hoffmann, D. Lazik, P. Maloszewski, H. Plum 1995: Speicher-Durchfluss-Modelle zur Bewertung des Stoffein- und Stoffaustrags in verschiedenen Grundwasser-Zirkulationssystemen. - 95 S., DVWK-Schriften 109, Bonn.
- Seiler, K.-P., G. Heinrichs 2000: Die Festlegung von Trinkwasserschutzgebieten in Festgesteinen mit Matrixporosität. - Würzb. Hydrogeol. Kolloquium, SS. 45-58, Würzburg.
- Seiler, K.-P., D. Klotz, B. Dickopf 1995: Die Barriere Boden und das Restrisiko des Eintrags von Pflanzenschutzmitteln ins Grundwasser. - In: Seiler, K.-P., D. Klotz (Hrsg.), Die Wanderung von Stoffen im unterirdischen Wasser, GSF-Bericht 29/95, SS. 3-15, (GSF-Forschungszentrum) Neuherberg.
- Seiler, K.-P., W. Lindner 1994: Wasser aus dem Untergrund. Mensch+Umwelt 9, SS. 17-20, (GSF-Forschungszentrum) Neuherberg.
- Seiler, K.-P., W. Lindner 1995: Surface-near and deep ground water. J. Hydrol. 165, 33-44.
- Seiler, K.-P., P. Maloszewski, H. Behrens 1989: Hydrodynamic dispersion in karstified limestones and dolomites in the Upper Jurassic of the Franconian Alb. J. Hydrol. 108, 235-247.
- Seiler, K.-P., P. Maloszewski, S. M. Weise, H. H. Loosli 1999: Environmental isotopes as early warning tools to control the abstraction of deep ground waters - CDROM Publikation, (IAEA), Vienna.
- Schöler, H. F., H. Färber 1994: Die Verlagerung von Pestiziden in landwirtschaftlich genutzten Böden. - In: Matschullat, J., G. Müller (Hrsg.), Geowissenschaften und Umwelt, SS. 69-77, (Springer), Berlin Heidelberg.
- Schneider, S. 2001: Die Sickerwasserbewegung in den Tertiärsedimenten von Scheyern (Oberbayern). - Dissertation Univ. München (LMU).
- Shan, C., I. Javandel 1997: Analytical solutions for solute transport in a vertical aquifer section. J. Contam. Hydrol. 27, 63-82.
- Starr, R. C., R. W. Gillham 1993: Denitrification and Organic Carbon Availability in Two Aquifers. Ground Water 31, 934-947.

- Stute, M., P. Schlosser 2000: Tritium/³He measurements as calibration tools in groundwater transport modelling. - In: Dassargues, A. (Hrsg.), Tracers and Modelling in Hydrogeology (Proc. Intl. Conf. Tra'M 2000, Liege), SS. 33-38, IAHS Public. no. 262, Oxfordshire.
- Thiele M., Diersch H.-J. 1986: 'Overshooting' effects due to hydrodispersive mixing of saltwater layers in aquifers. *Adv. Water Resources* 9: 24-33.
- Tokarev, I.V. 2002: Noble gases isotopes and tritium as tracers in environmental hydrogeology. - In: Hebert, D., B. Merkel, Ch. Wolkersdorfer (Hrsg.), Isotope und Tracer in der Wasserforschung (Workshop), SS. 103-111, *Wiss. Mittng.* 19/02, (TU Bergakademie) Freiberg.
- Toth, J. 1963: A theoretical analysis of groundwater flow in small drainage basins. *J. Geophys. Res.* 68, 4795-4812.
- Valentin, F., Hrsg. 1994: Mathematische Grundwassermodelle in Bayern. - Sonderheft, *Hydraulik u. Gewässerkunde Mitt. Nr. 57*, TU München. Beiträge D und E.
- Vamos, C., A. Georgescu, N. Suciu 1996: *Studii si Cercetari Matematice* 48, 115.
- Vamos, C., A. Georgescu, N. Suciu, I. Turcu 1996: Balance equations for systems with corpuscular structure. *Physica A* 227, 81-92.
- Vamos, C., N. Suciu, W. Blaj 2000: Derivation of one-dimensional hydrodynamic model for stock price evolution. *Physica A* 287: 461-467.
- Vamos, C., N. Suciu, A. Georgescu 1997: *Phys. Rev. E* 55, 6277.
- Vogel, J. C. 1967: Investigation of Groundwater Flow with Radiocarbon. - In: IAEA-SM-83/24, SS. 355-369, (IAEA) Vienna.
- Vogel, J. C. 1970: ¹⁴C Dating of Groundwater. - In: IAEA-SM-129/15, SS. 225-239, (IAEA), Vienna.
- Vomberg, I. 2002: Denitrifikationspotential von Biofilmen unter Grundwasserbedingungen. - In: Institut für Hydrologie Jahresbericht 2001, SS. 118-125, (GSF-Forschungszentrum) Neuherberg.
- Vrba, J., E. Romijn (Hrsg.) 1986: Impact of Agricultural Activities on Ground Water. - 332 S., (Heise Verlag), Hannover.
- Weise, S. M. 2002: ³He und ⁸⁵Kr - Erfahrungen und Anwendungsbeispiele. - In: Hebert, D., B. Merkel, Ch. Wolkersdorfer (Hrsg.), Isotope und Tracer in der Wasserforschung (Workshop), SS. 63-70, *Wiss. Mittng.* 19/02, (TU Bergakademie) Freiberg.
- Weise, S.M., L. Eichinger, M. Forster, J. Salvamoser 1990: Zur ³H und ⁸⁵Kr-Methodik im Bereich der ungesättigten Bodenzone und oberflächennaher Grundwässer. - In: Institut für Hydrologie Jahresbericht 1989, SS. 69-75, (Gesellschaft für Strahlen- und Umweltforschung) München.
- Weise, S. M., L. Eichinger, M. Forster, J. Salvamoser 1992: ³He and ⁸⁵Kr dating of shallow groundwaters - diffusive loss and correlated problems. - In: *Isotopes of Noble Gases as Tracers in Environmental Studies*, SS. 147-162, (IAEA) Vienna.
- Weise, S. M., M. Honal, M. Forster, P. Maier, H. Rast 2000: Erfahrungen mit einer mobilen Wasserbeprobungsanlage zur Gewinnung von Gasproben im Hektoliter-Bereich. - In: Institut für Hydrologie Jahresbericht 1999, SS. 37-46, (GSF-Forschungszentrum) Neuherberg.
- Weise, S. M., H. H. Loosli, M. Honal 2000: Qualitative Isotopenstudie an Tiefengrundwässern aus dem Bereich Augsburg-München. - In: Institut für Hydrologie Jahresbericht 1999, SS. 32-36, (GSF-Forschungszentrum) Neuherberg.
- Weise, S. M., H. Moser 1987: Groundwater dating with Helium isotopes. - In: *Isotope Techniques in Water Resources Development*, SS. 105-126, (IAEA) Vienna.
- Wohnlich, S. und Mitarbeiter 2000: Vorlesung/Seminarbeiträge zu 'Natural attenuation processes in groundwater systems'. Institut für Allgemeine und Angewandte Geologie, LMU München.
- Zuber, A. 1986: Mathematical models for the interpretation of environmental radioisotopes in groundwater systems. - In: Fritz, P., J. Ch. Fontes (Hrsg.), *Handbook of environmental isotope geochemistry*, Vol. 2, SS. 1-55, (Elsevier) Amsterdam Oxford.
- Zuber, A., P. Maloszewski 2000: Lumped-parameter models. - In: IAEA/UNESCO Series on Environmental Isotopes in the Hydrologic Cycle, Vol. 6: Modelling, SS. 5-36, (UNESCO) Paris Vienna.

Bildanhang A

Maximale Alters- und Isotopensignale infolge tiefer Wasserentnahmen (Ergebnis stationärer Simulation) in homogenen/geschichteten Grundwasserleitern

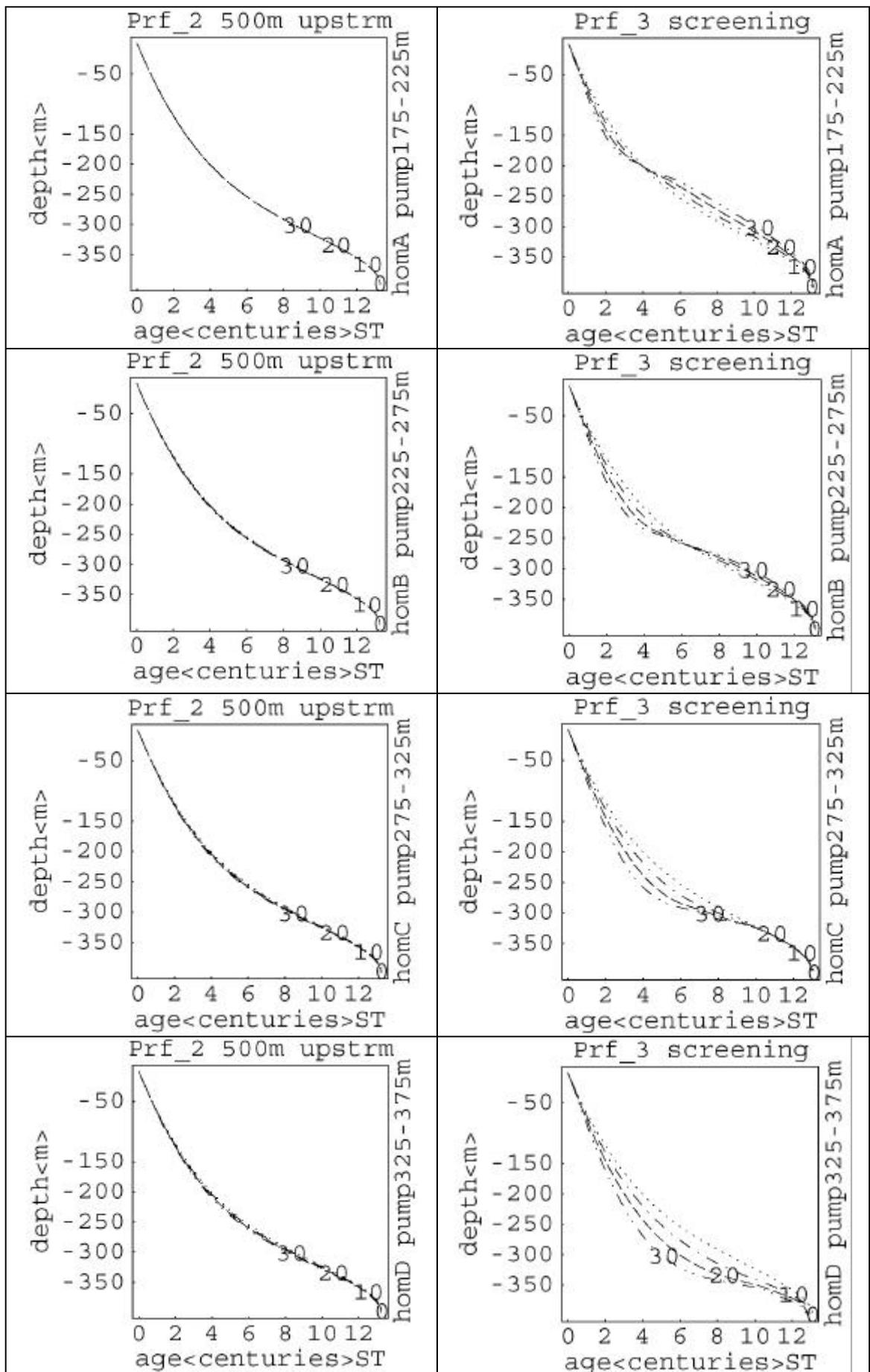
Jeder Abbildungssatz in diesem Anhang stellt eine Familie stationär-gestörter *Vertikalprofile* im Alters- bzw. Isotopenkonzentrationsfeld dar, die nach den in **Tab. A.1** aufgeführten Einflussfaktoren zu vergleichen sind. Bei jedem Einzelbild entspricht die vertikale Achse der Tiefe im dargestellten Profil (von 0 bis 400 m unter Aquiferoberfläche), und die horizontale Achse der Signalgröße (Grundwasseralter oder Konzentration eines Umweltisotops).

Tab. A.1: Faktoren, die die maximalen durch tiefe Wasserentnahmen erzeugten Alters- bzw. Isotopensignale bestimmen oder beeinflussen. – *Überblick zum Bildervergleich:*

innerhalb des jeweiligen Einzelbildes	<i>nach Wasserentnahmemenge</i>	Wasserentnahmeratenangabe zu jeder Einzelkurve, als 0, 10%, 20%, 30% der Gesamtgrundwasserneubildung
innerhalb einer Bilderspalte, von oben nach unten	<i>nach Tiefe der Wasserentnahme</i>	Rechte Beschriftung zu jedem Einzelbild, als „A“, „B“, „C“, „D“ mit Lage der Filterstrecke (in m unter GW-Oberfläche)
von Li. nach Re. je vier aufeinanderfolgende Bilderspalten bzw. je zwei gedruckte Seiten	<i>nach Lage des Beobachtungsprofils</i> (Entfernung zum Brunnenprofil, stromauf oder stromab, vgl. Abb. 2.3)	Obere Beschriftung bei jedem Einzelbild, als „2“, „3“, „4“, „5“ mit dessen Entfernung (0, 0.5 od. 2.5 km) zum Brunnenprofil. Profil „1“ wg. geringer Signale weggelassen.
aufeinanderfolgend innerhalb der jeweiligen hydrogeol. Musterverteilung	<i>nach der Variable</i> , die die Beobachtungssignale liefert. Für ³ H werden Vor-Kernwaffenära-Verhältnisse angenommen, da die stationäre Betrachtung der zeitweise zeitabhängigen Randbedingung keine Rechnung mehr tragen kann. Somit handelt es sich für ³ H hier um die langfristig-maximalen Signale, nicht um die historisch-maximalen Signale, die viel höher liegen können (vgl. § 3.5 und Anhang B)	Horiz. Achsenbeschriftung bei jedem Einzelbild, sowie bei jedem Abschnitt ausdrücklich vermerkt: Grundwasseralter (in Jahrhunderten oder Jahrtausenden), dann Konzentration eines Umweltisotops: ¹⁴ C, ³⁹ Ar, ³ H (in % seiner als konstant angenommenen Konz. an der Aquifer-Oberfläche)
der äußersten Reihe nach	<i>nach hydrogeologischer Musterverteilung</i> (vgl. Tab. 2.1): homogener GWL, geschichteter GWL mit mildem oder mit ausgeprägtem Leitfähigkeitskontrast	Untere rechte Beschriftung bei jedem Einzelbild, als „HOM“, „354“, „476“, sowie bei jedem Abschnitt ausdrücklich vermerkt

**A1: Maximale Alters- und Isotopensignale infolge tiefer Wasserentnahmen
(Ergebnis stationärer Simulation) im homogenen Grundwasserleiter**

Abb. A1.1 Maximale wasserentnahmebedingte Altersänderung im homogenen GWL:
 Profile 2 und 3 im vertikalen Aquifer-Längsschnitt



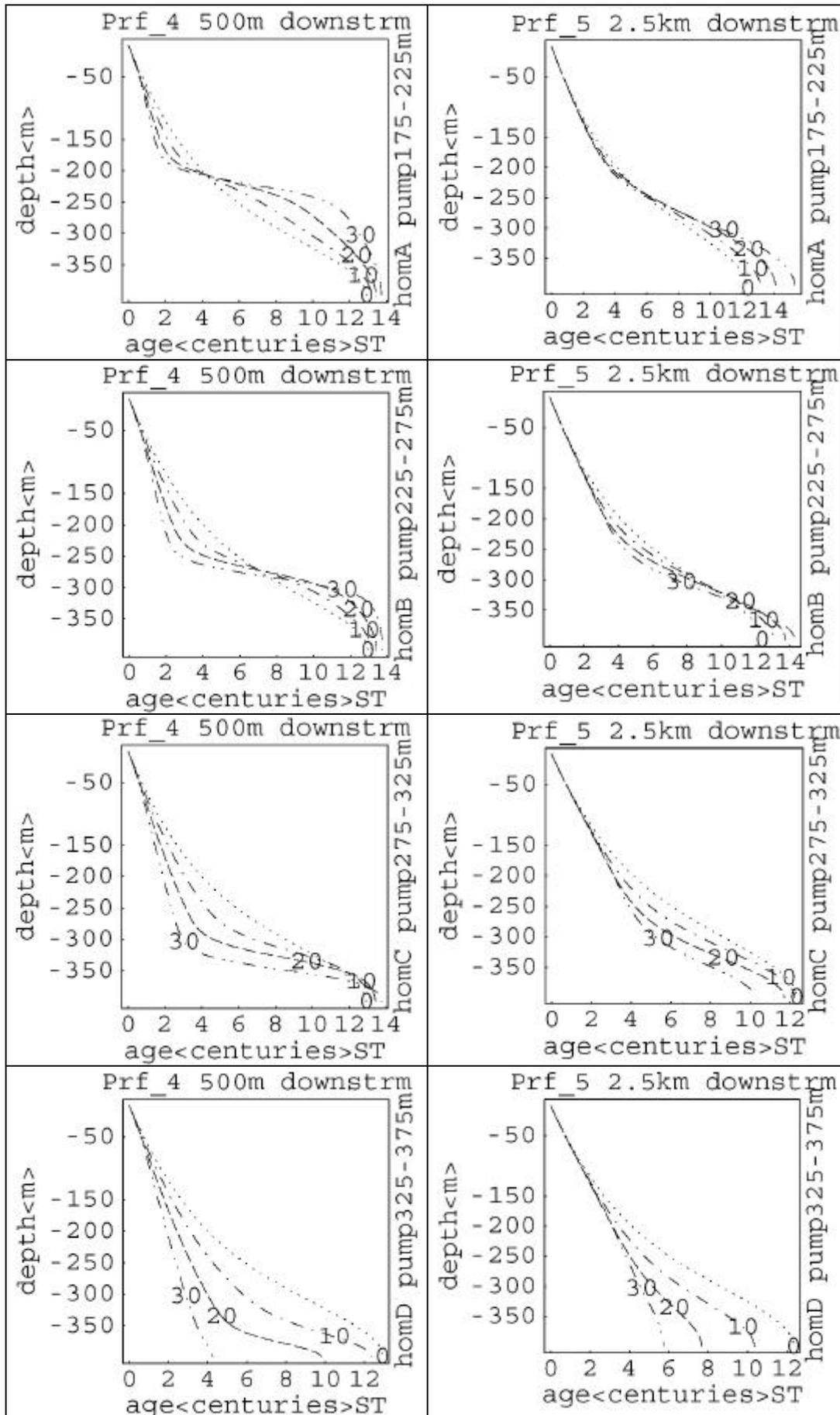
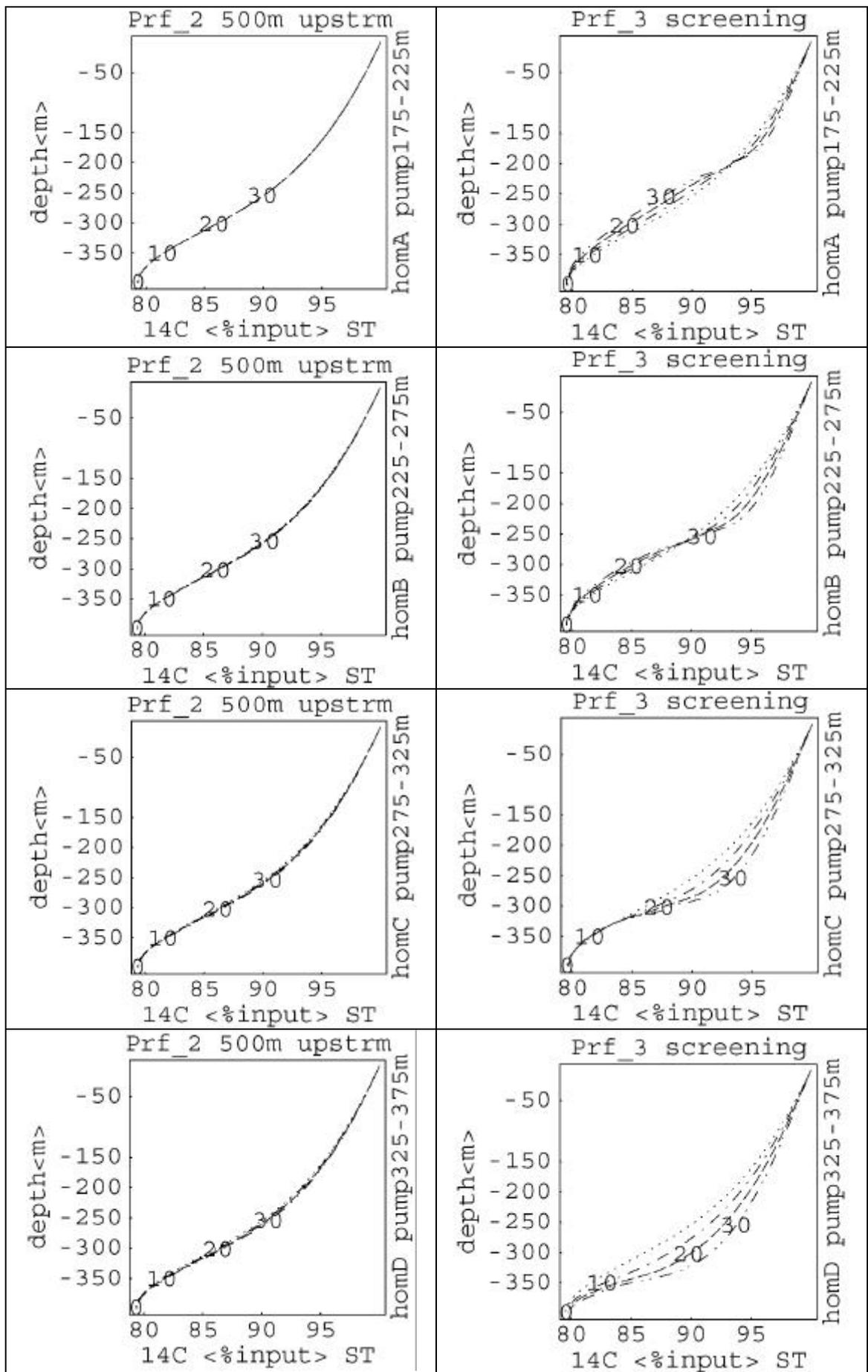


Abb. A1.2 Maximale wasserentnahmebedingte ^{14}C -Verschiebung im homogenen GWL: Profile 2 und 3 im vertikalen Aquifer-Längsschnitt



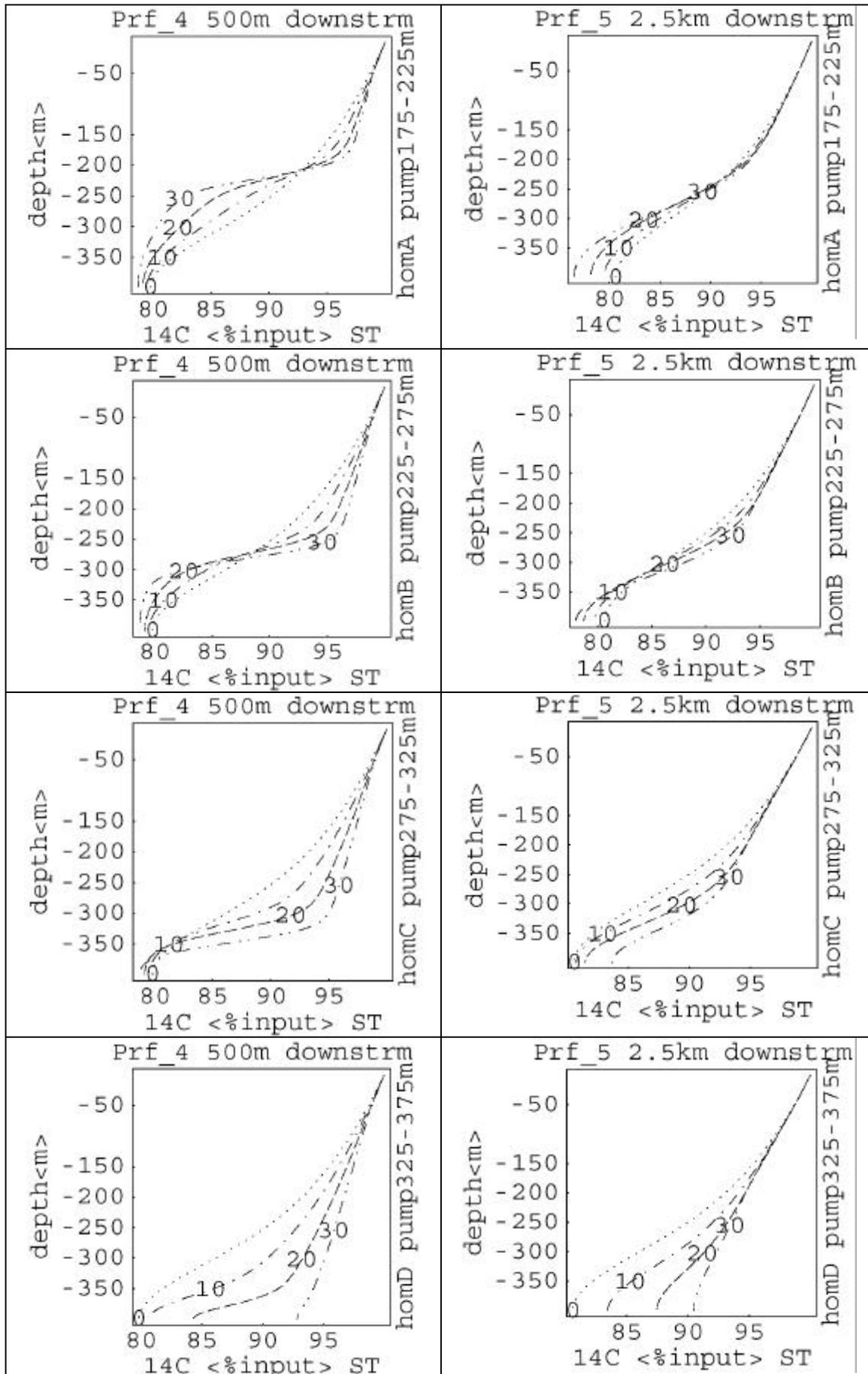
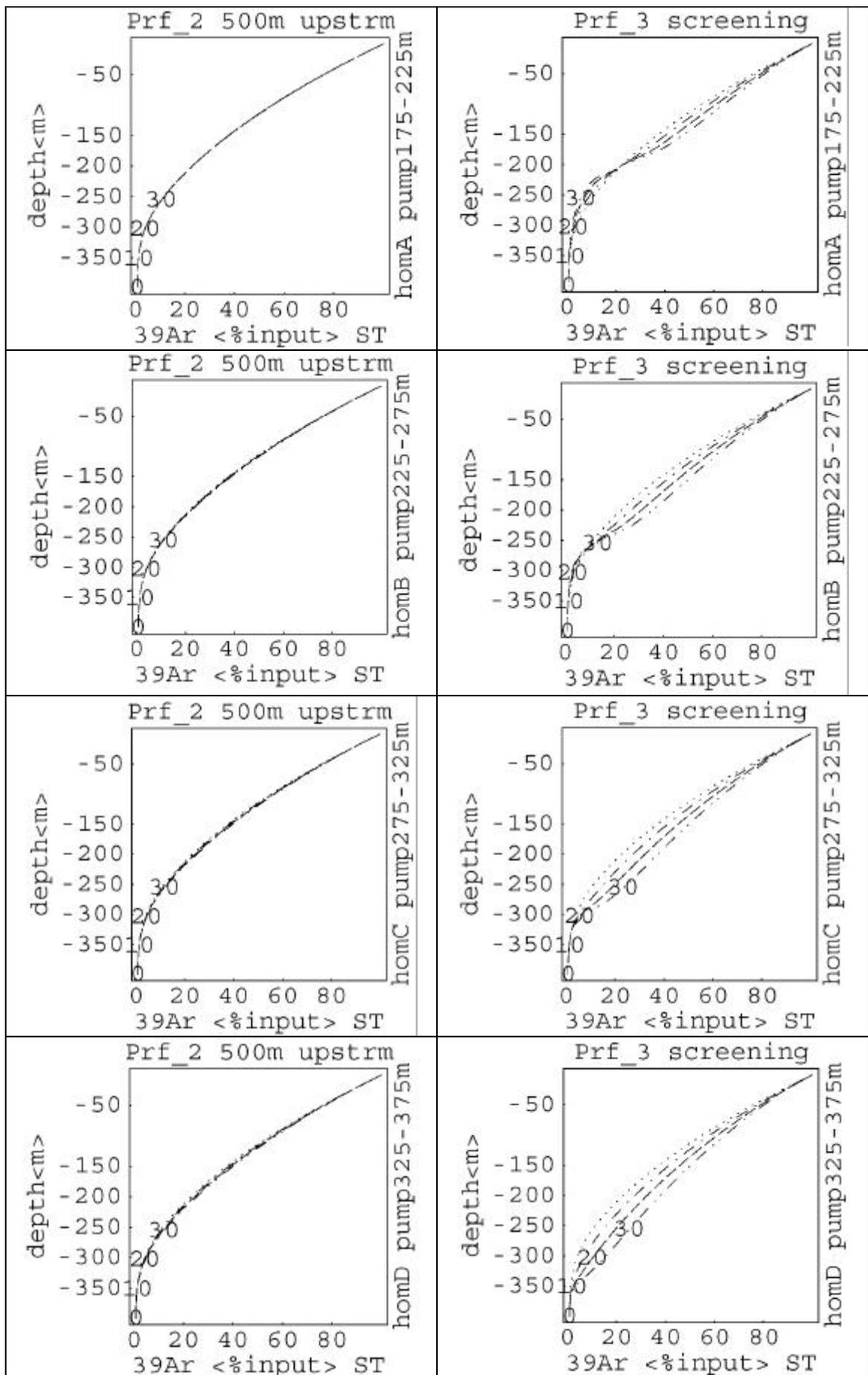


Abb. A1.3 Maximale wasserentnahmebedingte ^{39}Ar -Verschiebung im homogenen GWL: Profile 2 und 3 im vertikalen Aquifer-Längsschnitt



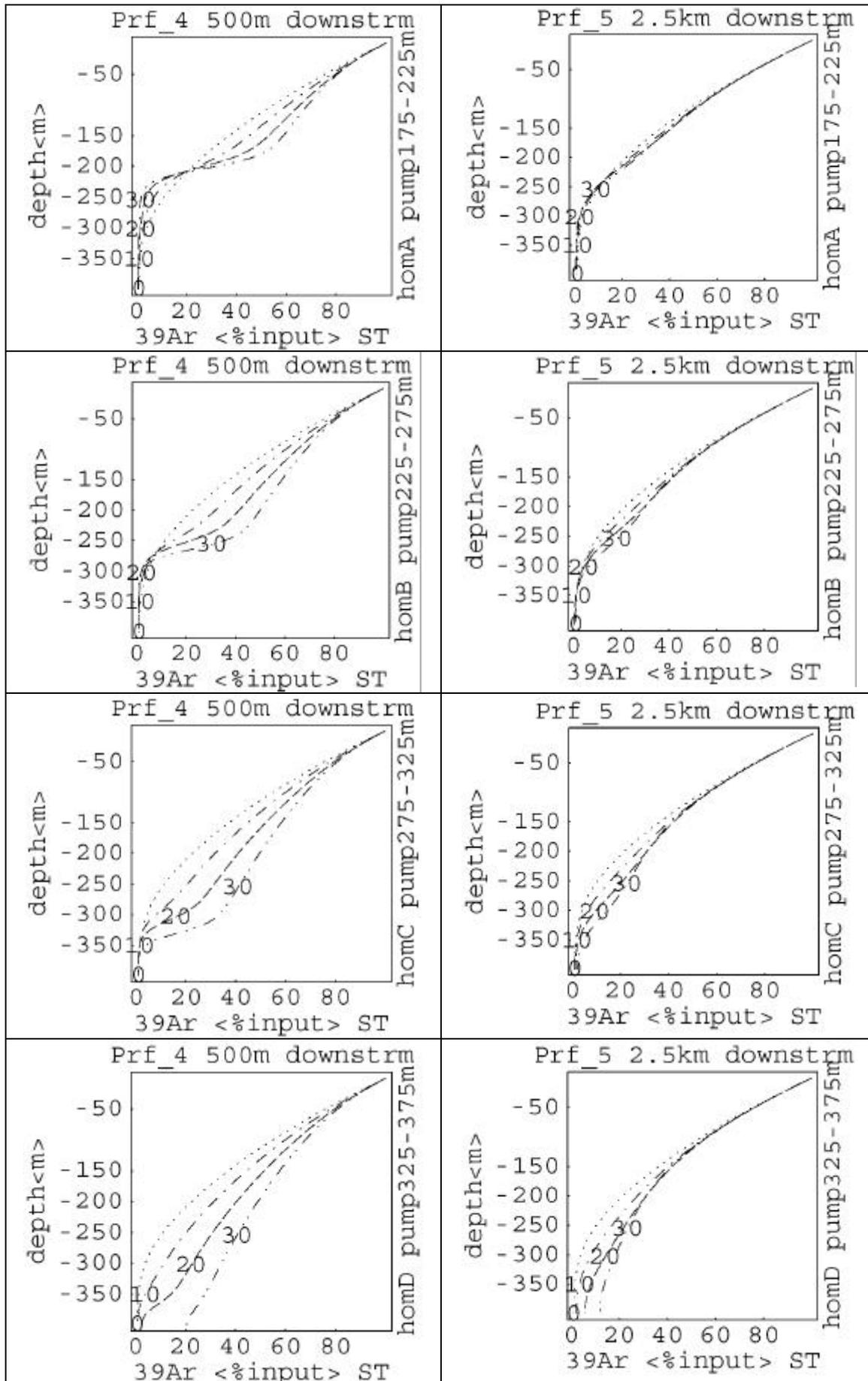
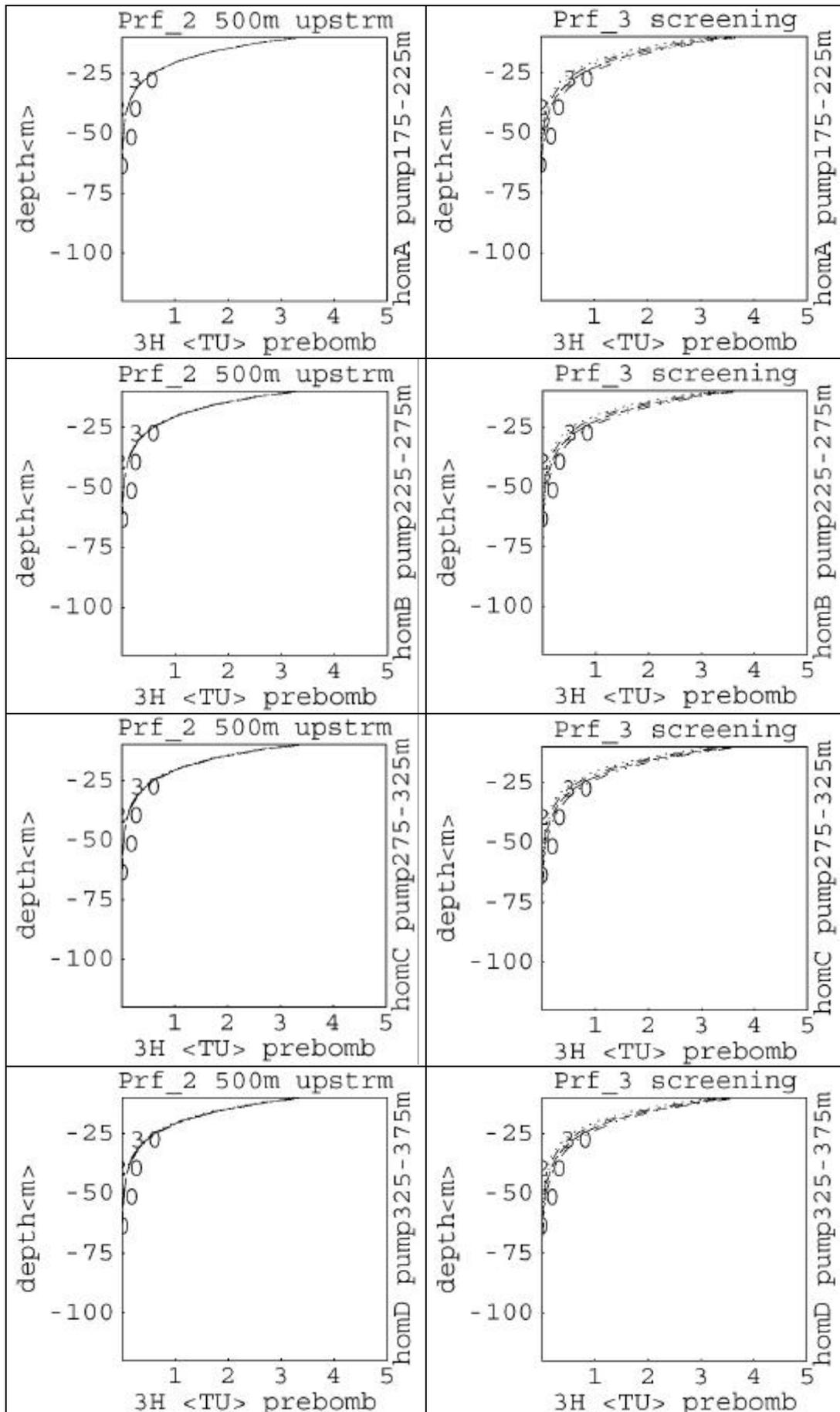
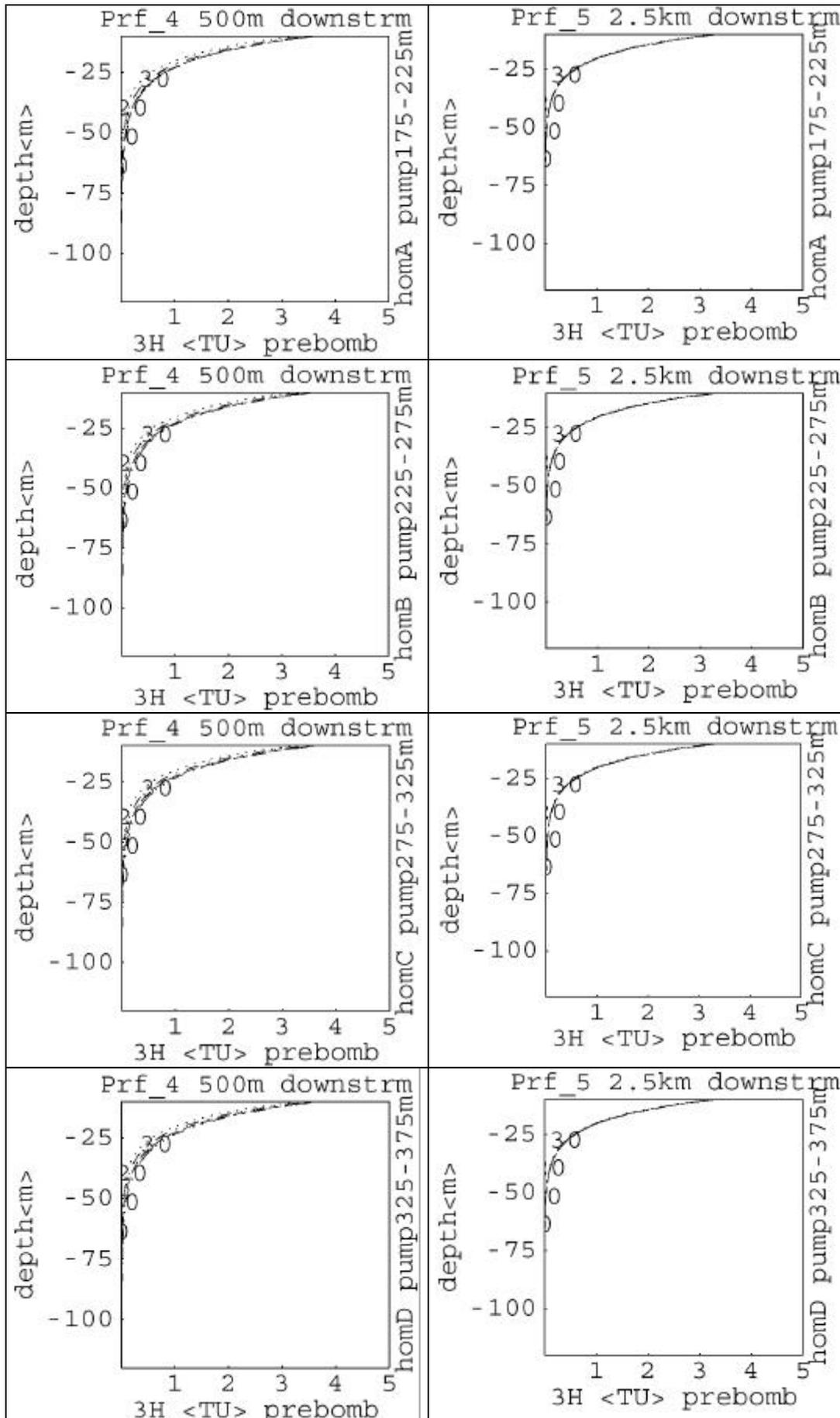


Abb. A1.4 Maximale wasserentnahmebedingte ${}^3\text{H}$ -Verschiebung im homogenen GWL:
 Profile 2 und 3 im vertikalen Aquifer-Längsschnitt



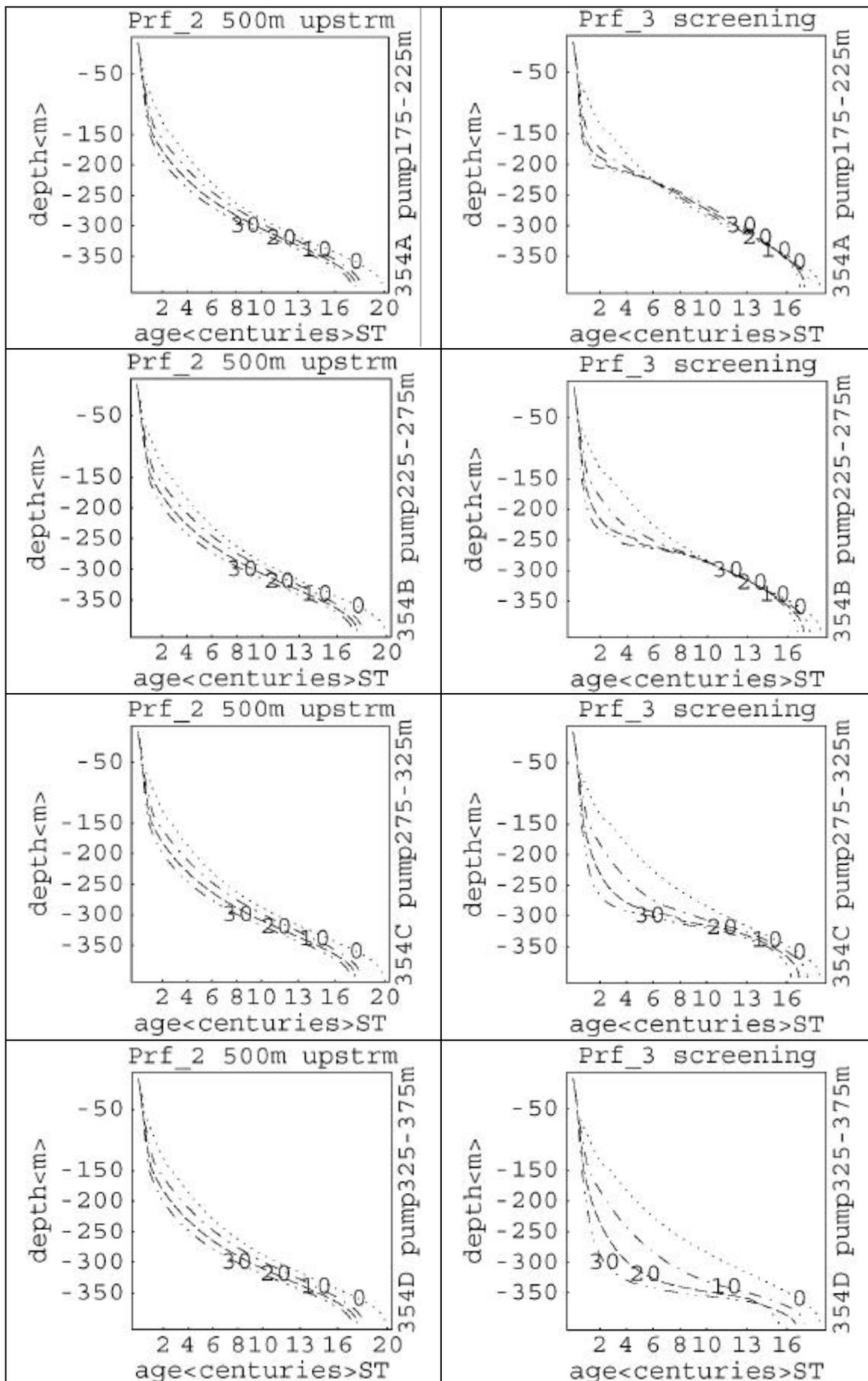
[Verhältnisse vor der Kernwaffenära]



[Verhältnisse vor der Kernwaffenära]

A2: Maximale Alters- und Isotopensignale infolge tiefer Wasserentnahmen im geschichteten GWL mit mildem Leitfähigkeitskontrast (E-3,5,4)

Abb. A2.1 Maximale wasserentnahmebedingte Altersänderung im heterogenen GWL mit mildem K_r -Kontrast: Profile 2 und 3 im vertikalen Aquifer-Längsschnitt



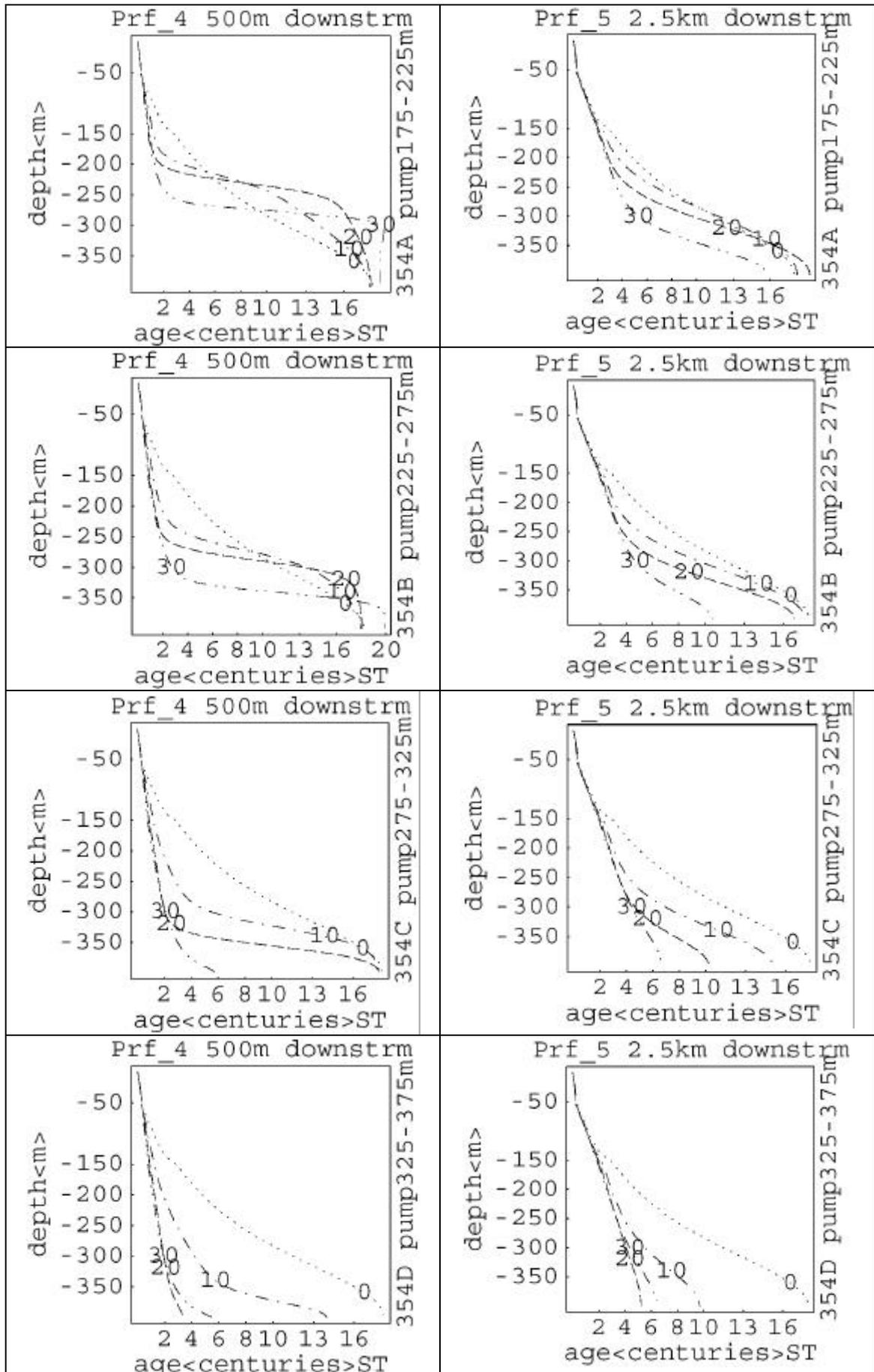
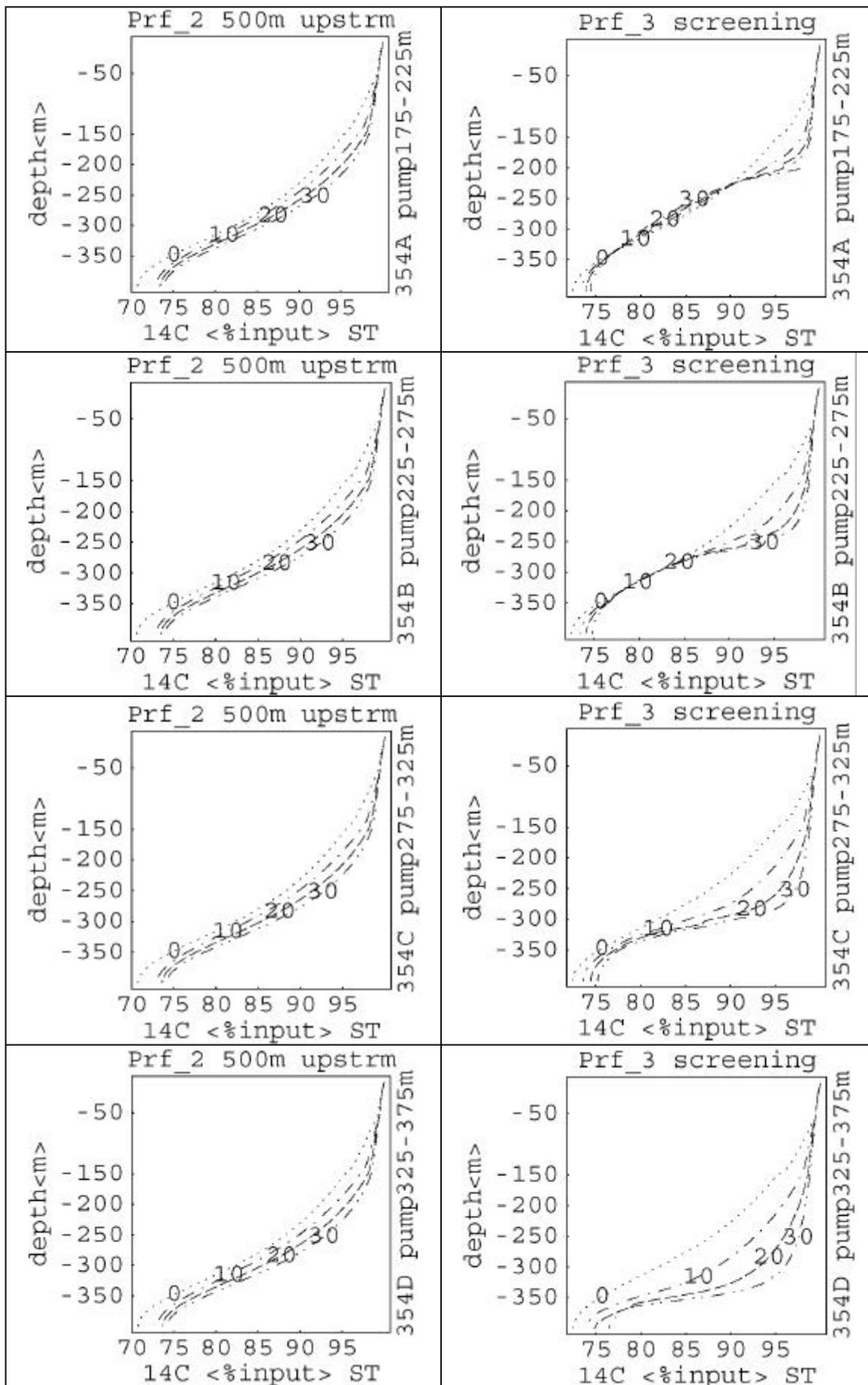


Abb. A2.2 Maximale wasserentnahmebedingte ^{14}C -Verschiebung im heterogenen GWL mit mildem K_r -Kontrast: Profile 2 und 3 im vertikalen Aquifer-Längsschnitt



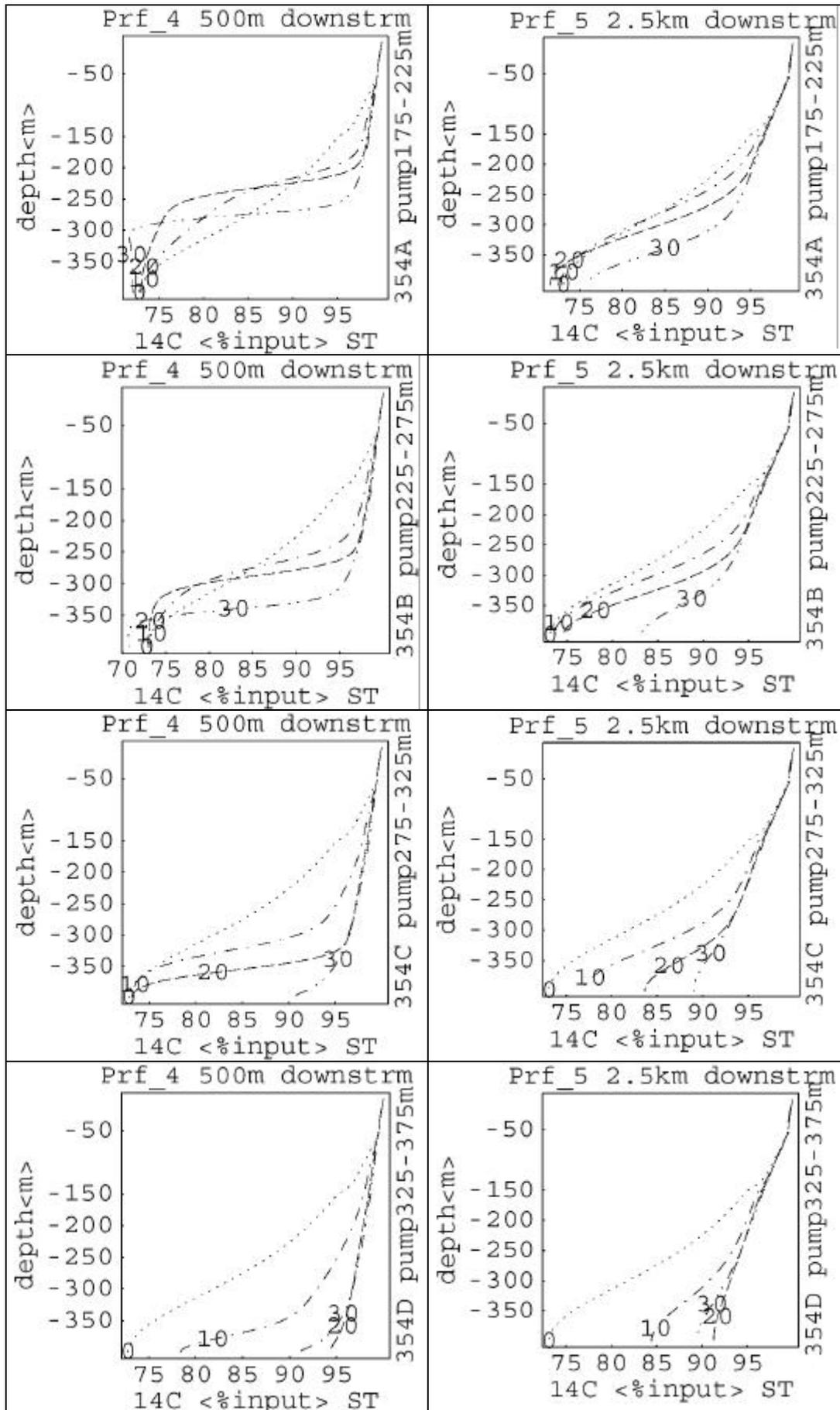
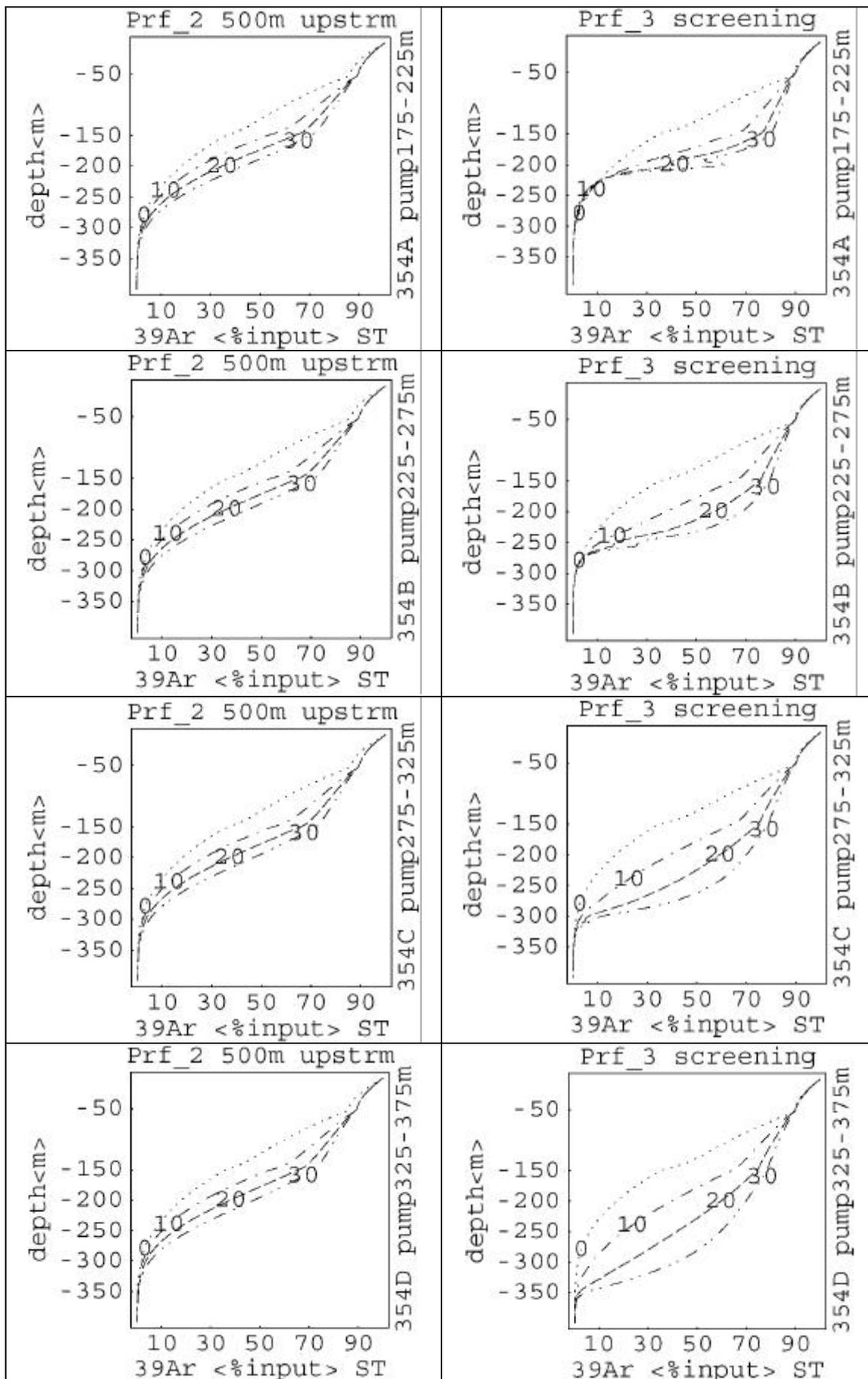


Abb. A2.3 Maximale wasserentnahmebedingte ^{39}Ar -Verschiebung im heterogenen GWL mit mildem K_r -Kontrast: Profile 2 und 3 im vertikalen Aquifer-Längsschnitt



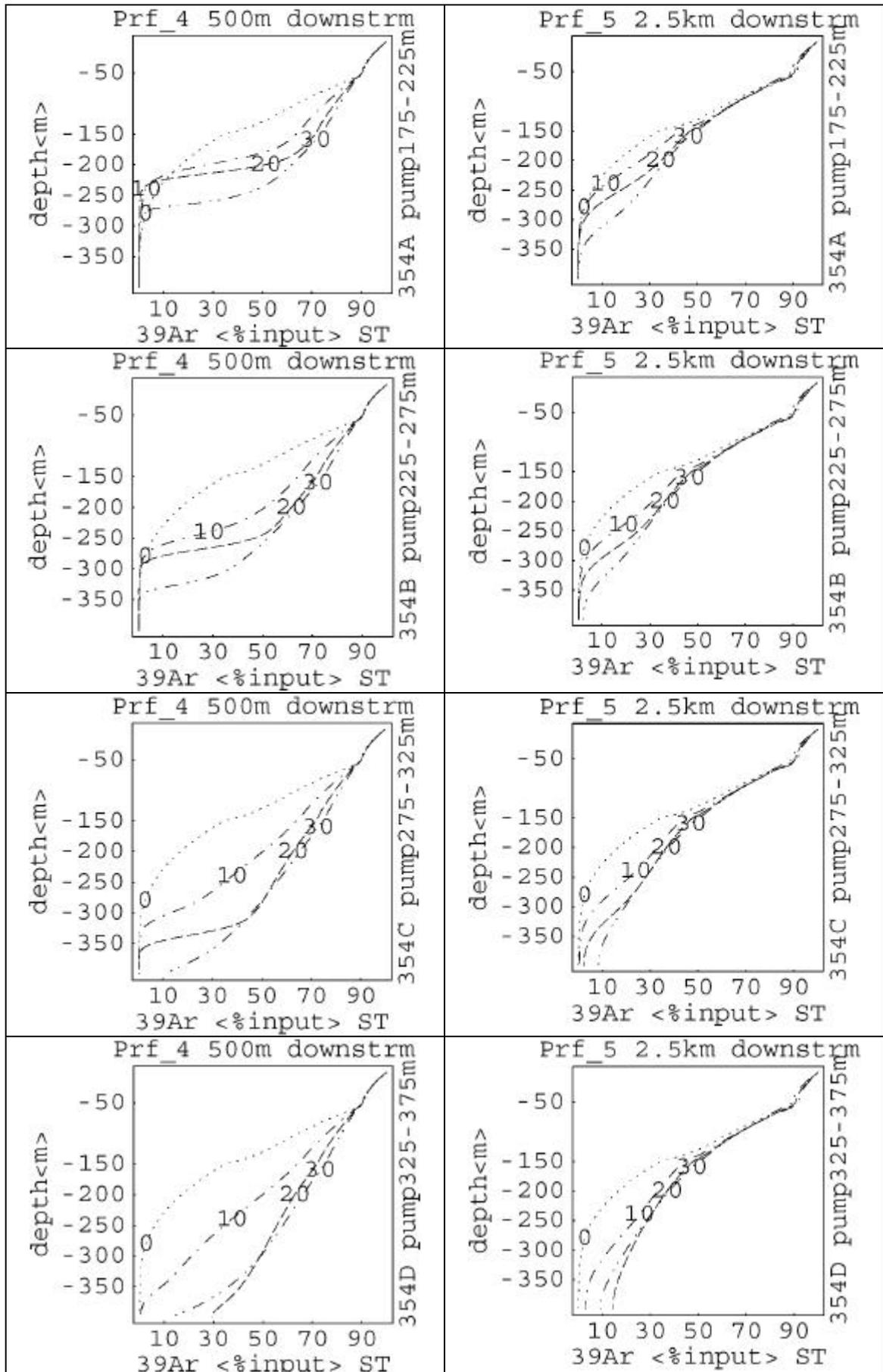
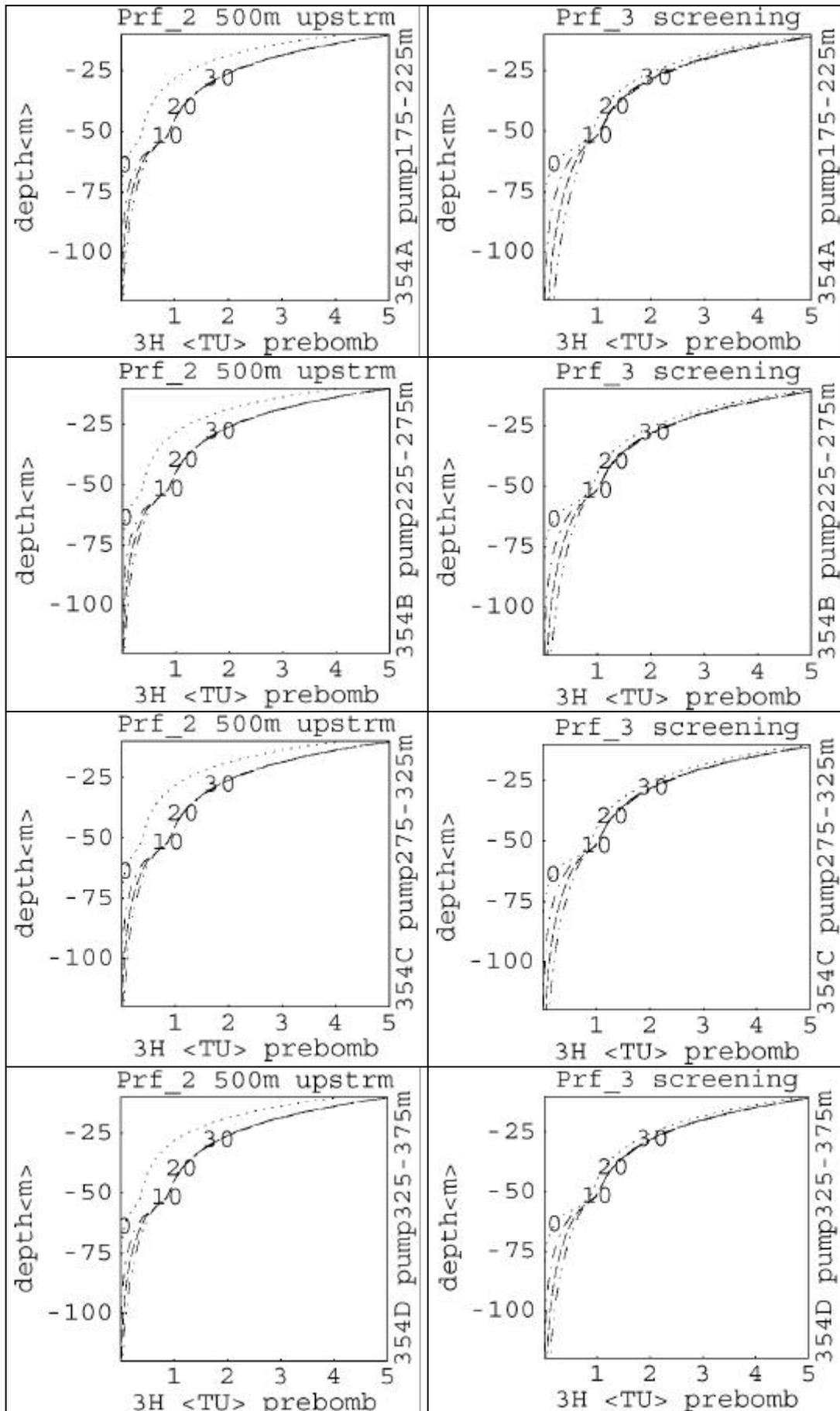
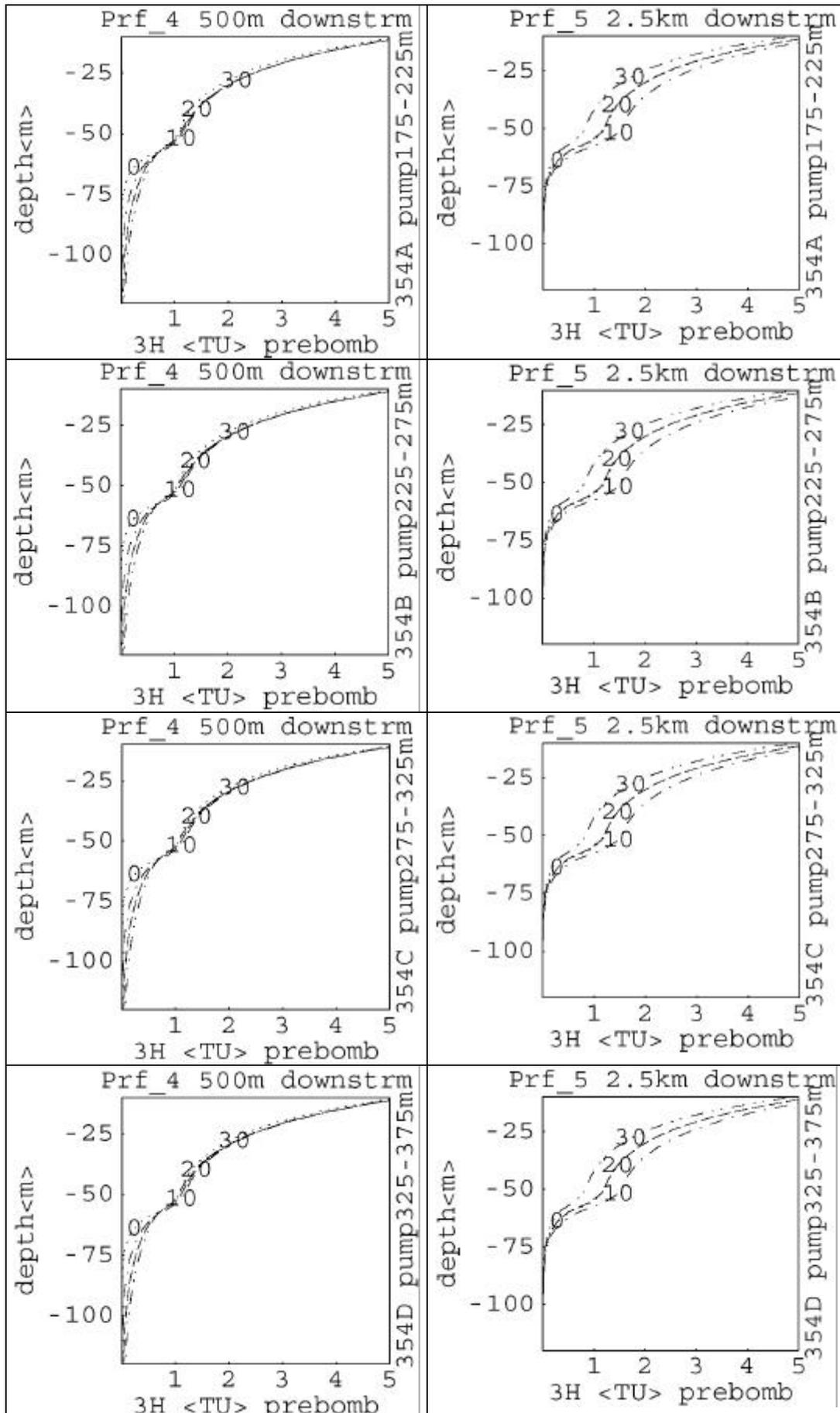


Abb. A2.4 Maximale wasserentnahmebedingte ^{3}H -Verschiebung im heterogenen GWL mit mildem K_r -Kontrast: Profile 2 und 3 im vertikalen Aquifer-Längsschnitt



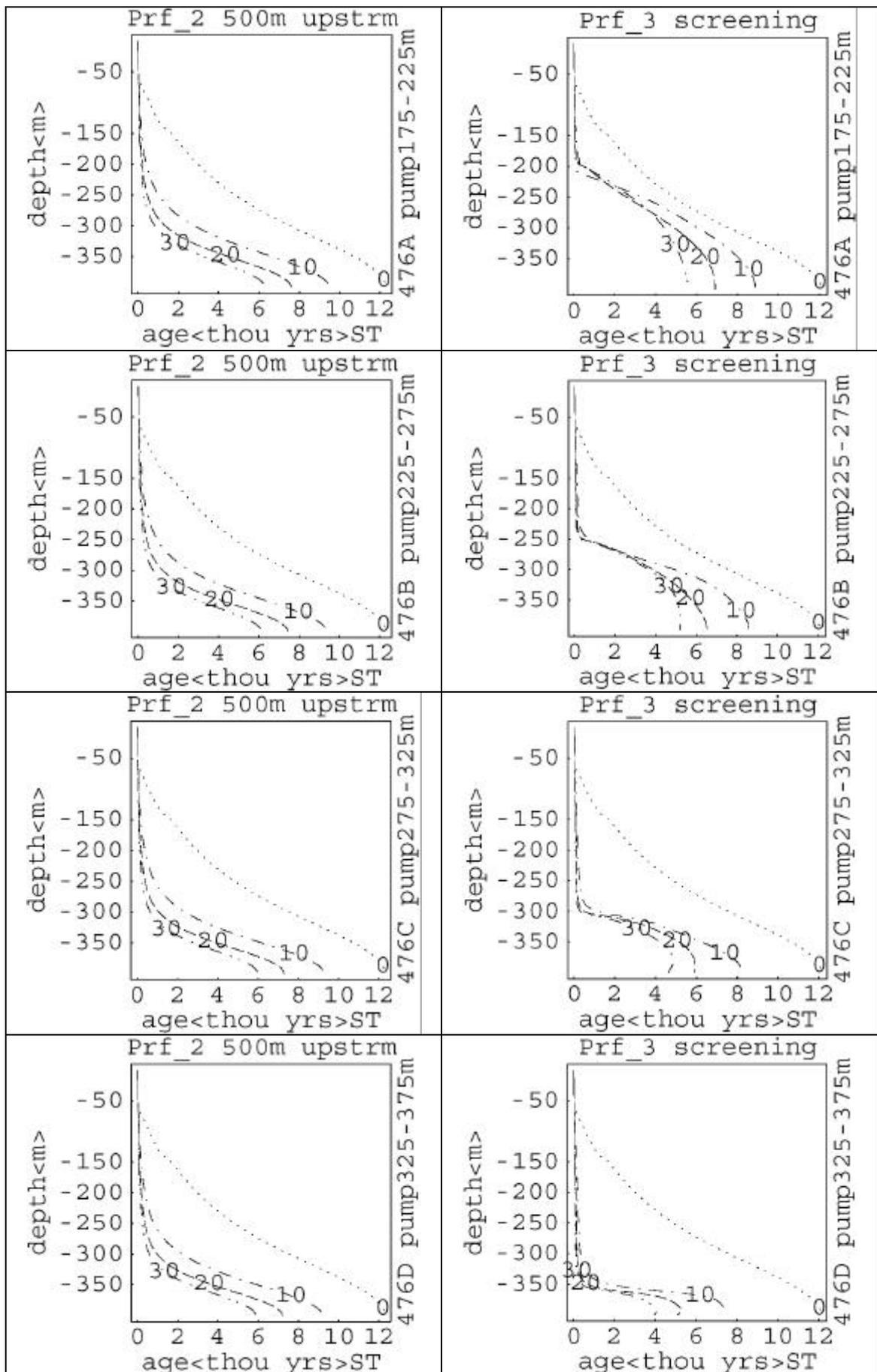
[Verhältnisse vor der Kernwaffenära]



[Verhältnisse vor der Kernwaffenära]

A3: Maximale Alters- und Isotopensignale infolge tiefer Wasserentnahmen im geschichteten GWL mit ausgeprägtem Leitfähigkeitskontrast (E-4,7,6)

Abb. A3.1 Maximale wasserentnahmebedingte Altersänderung im heterogenen GWL mit ausgeprägtem K_r -Kontrast: Profile 2 und 3 im vertikalen Aquifer-Längsschnitt



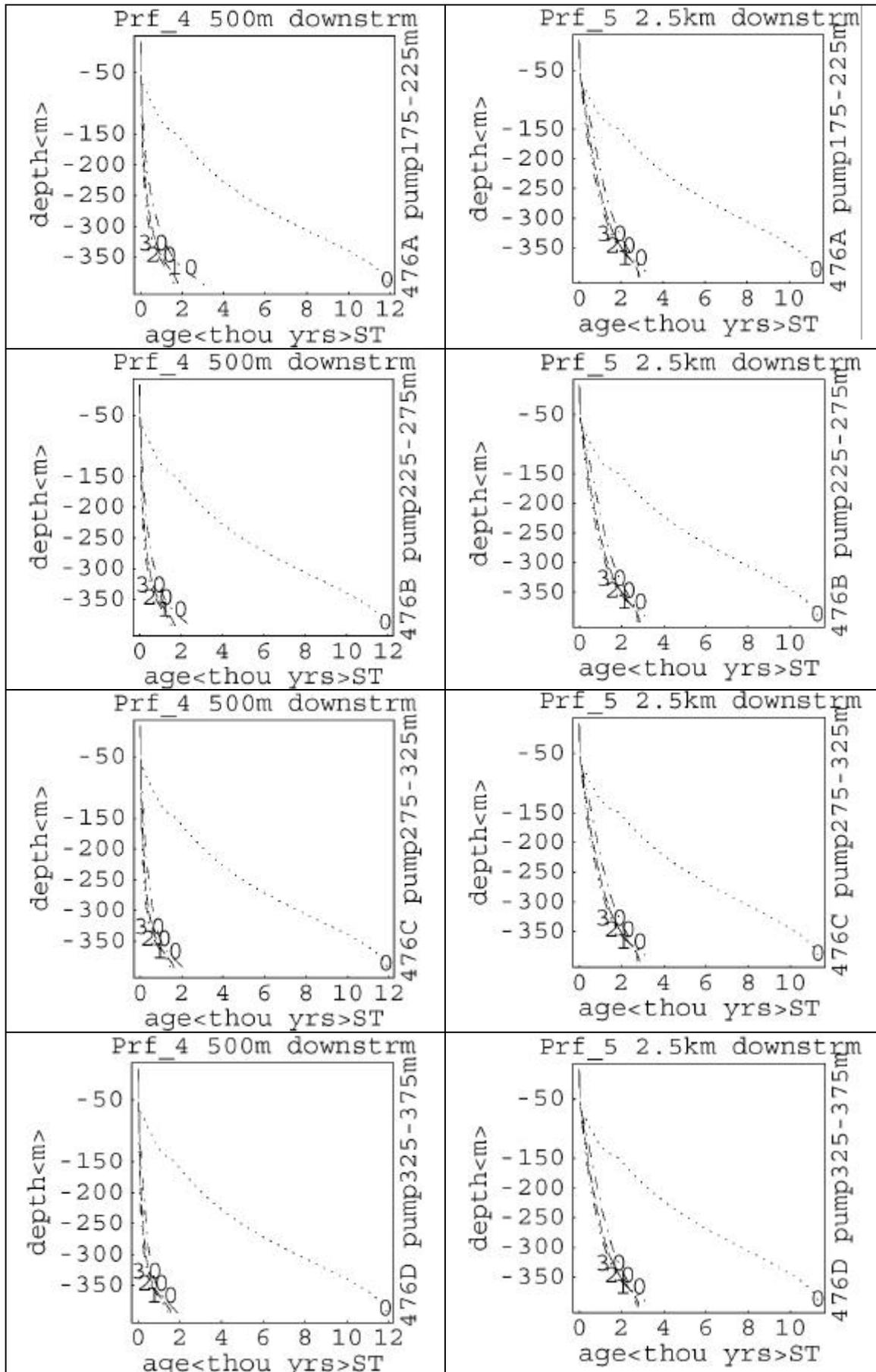
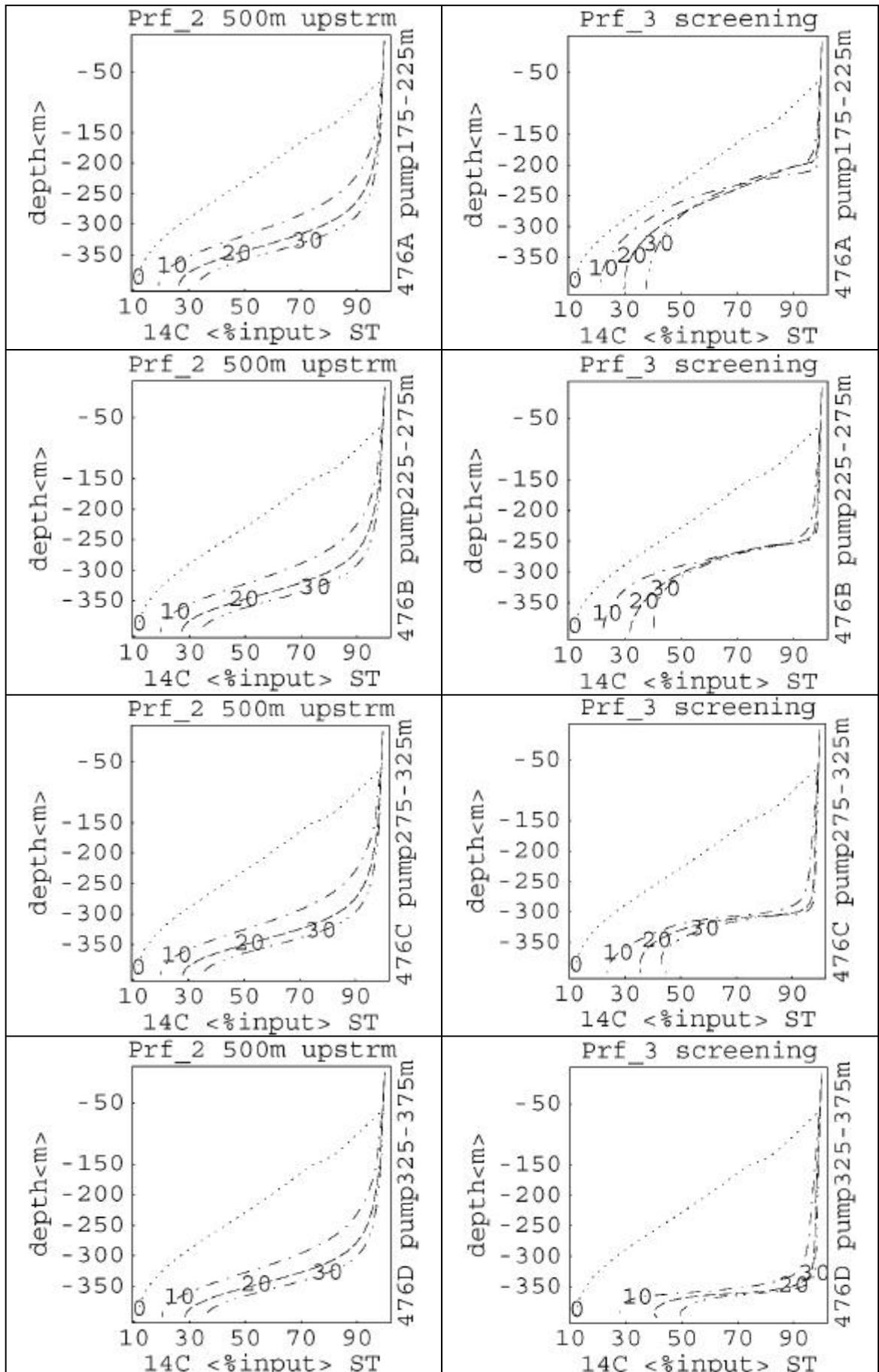


Abb. A3.2 Maximale wasserentnahmebedingte ^{14}C -Verschiebung im heterogenen GWL mit ausgeprägtem K_r -Kontrast: Profile 2 und 3 im vertikalen Aquifer-Längsschnitt



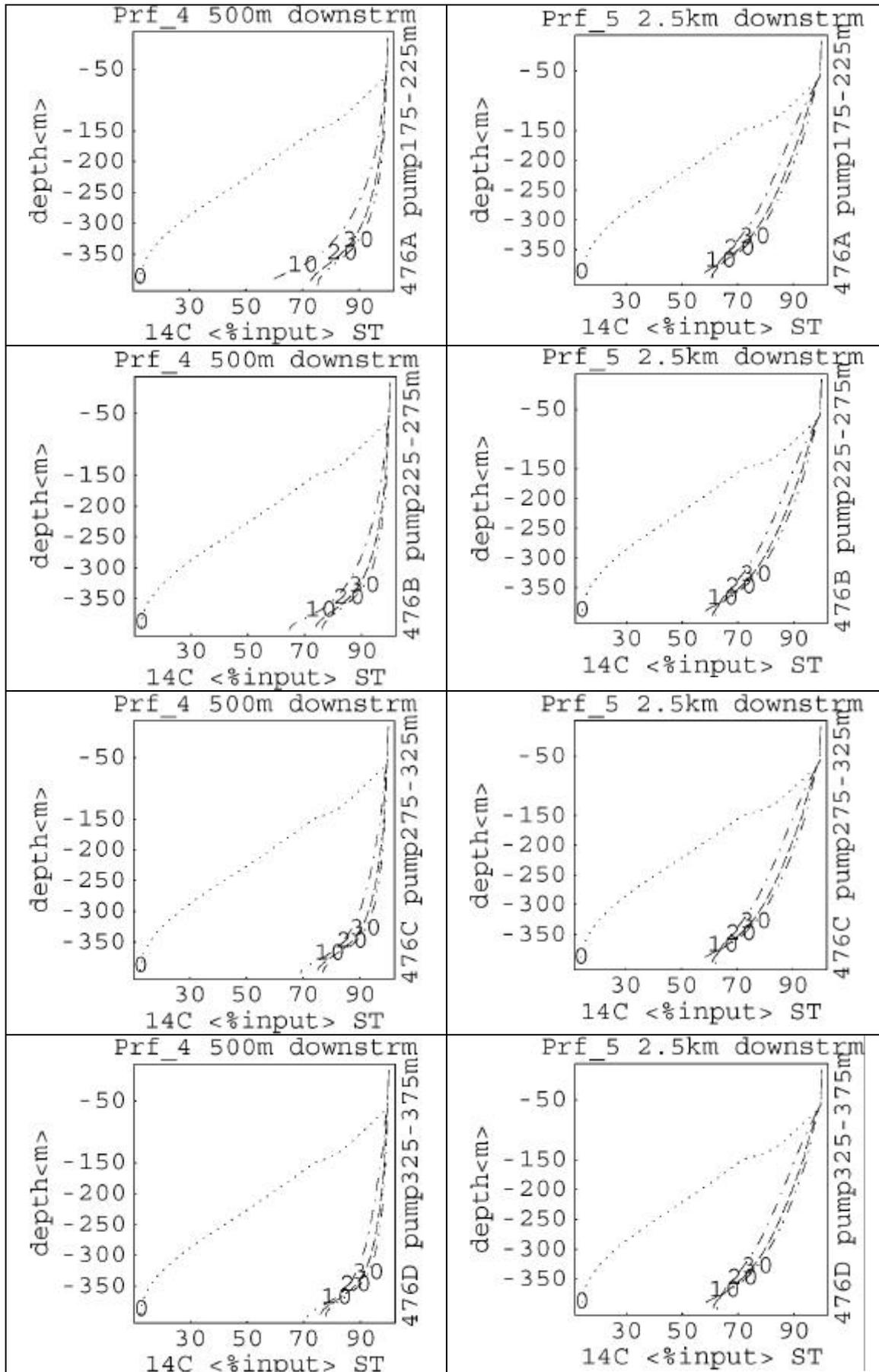
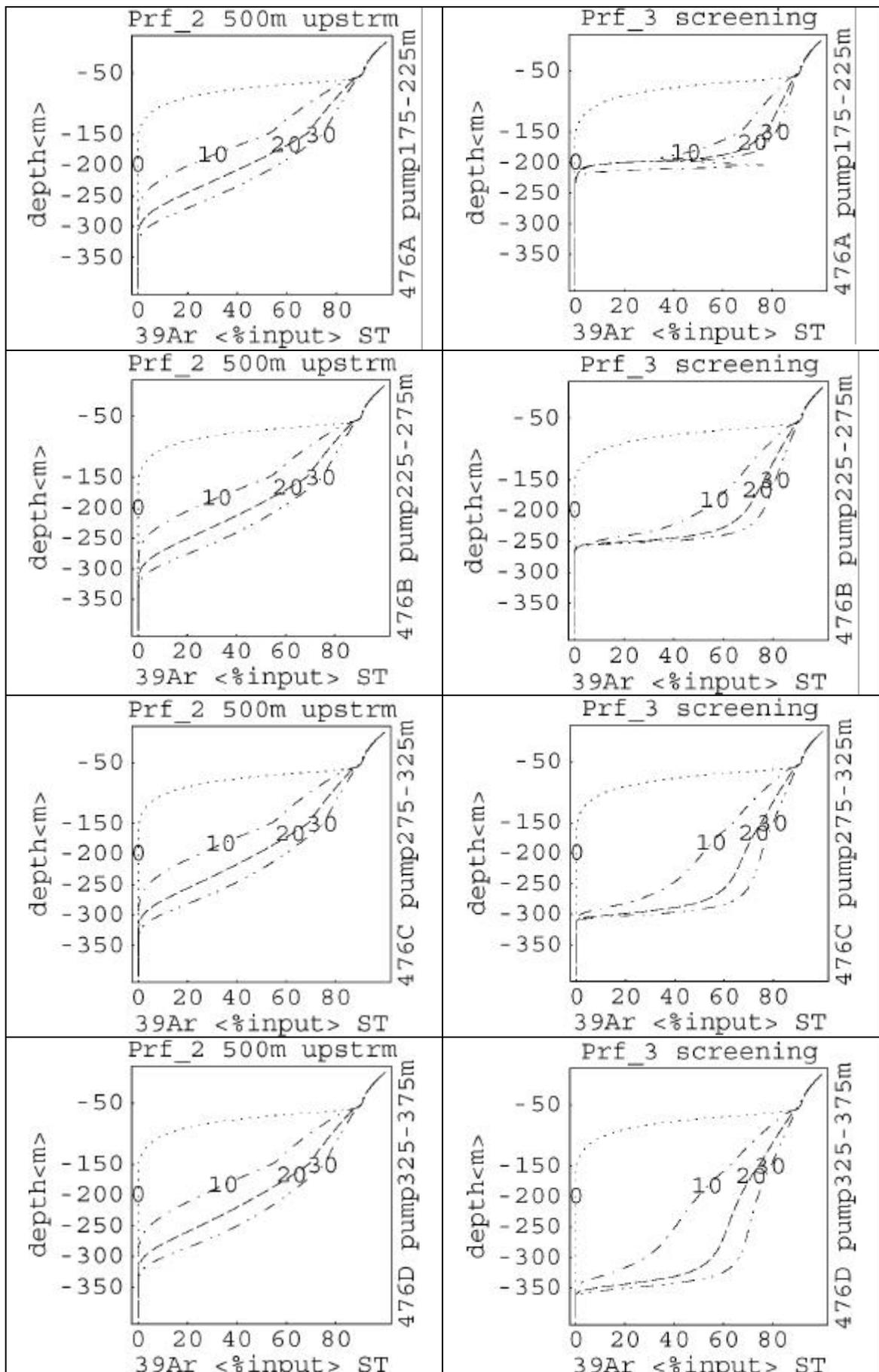


Abb. A3.3 Maximale wasserentnahmebedingte ^{39}Ar -Verschiebung im heterogenen GWL mit ausgeprägtem K_r -Kontrast: Profile 2 und 3 im vertikalen Aquifer-Längsschnitt



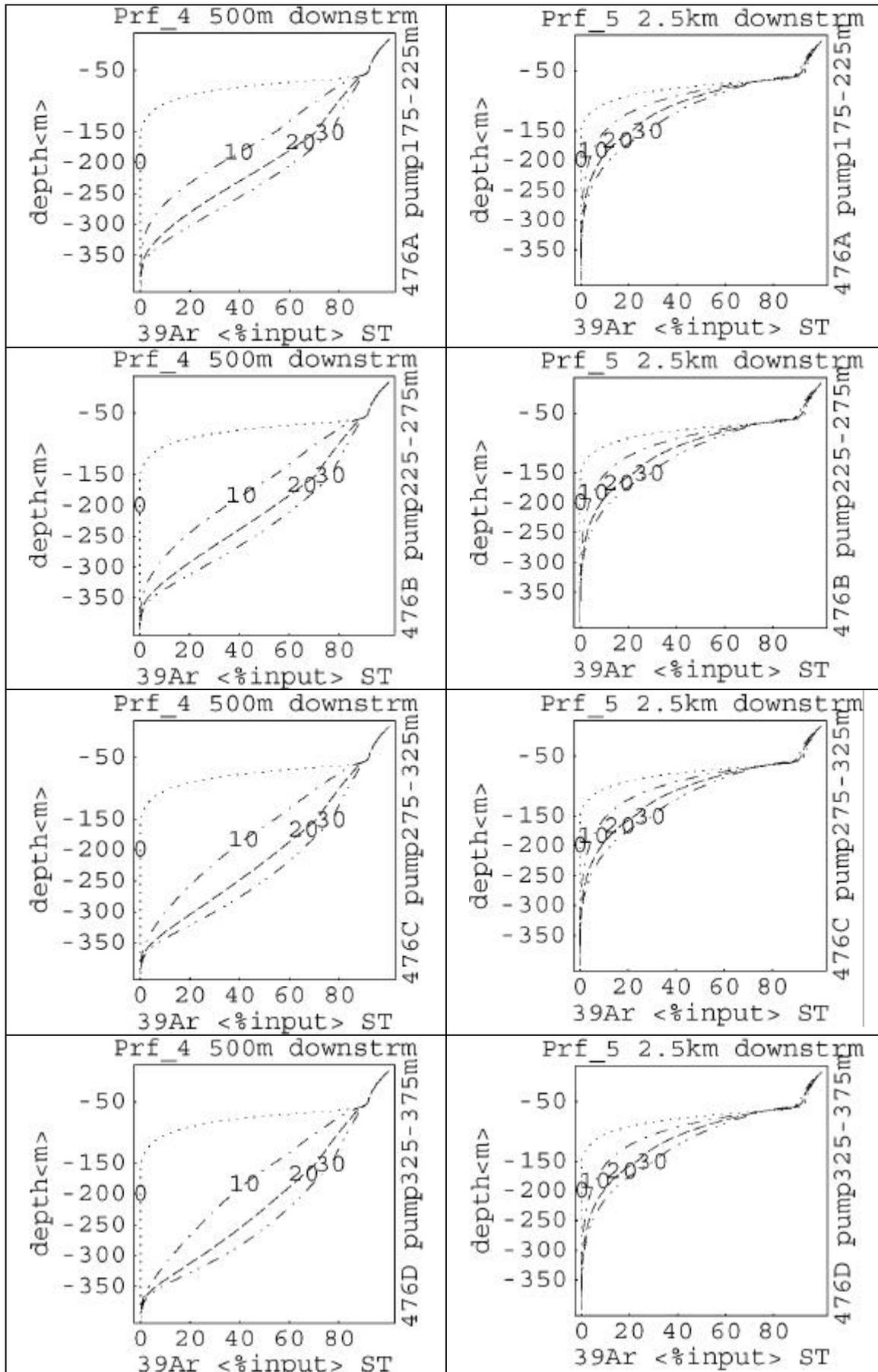
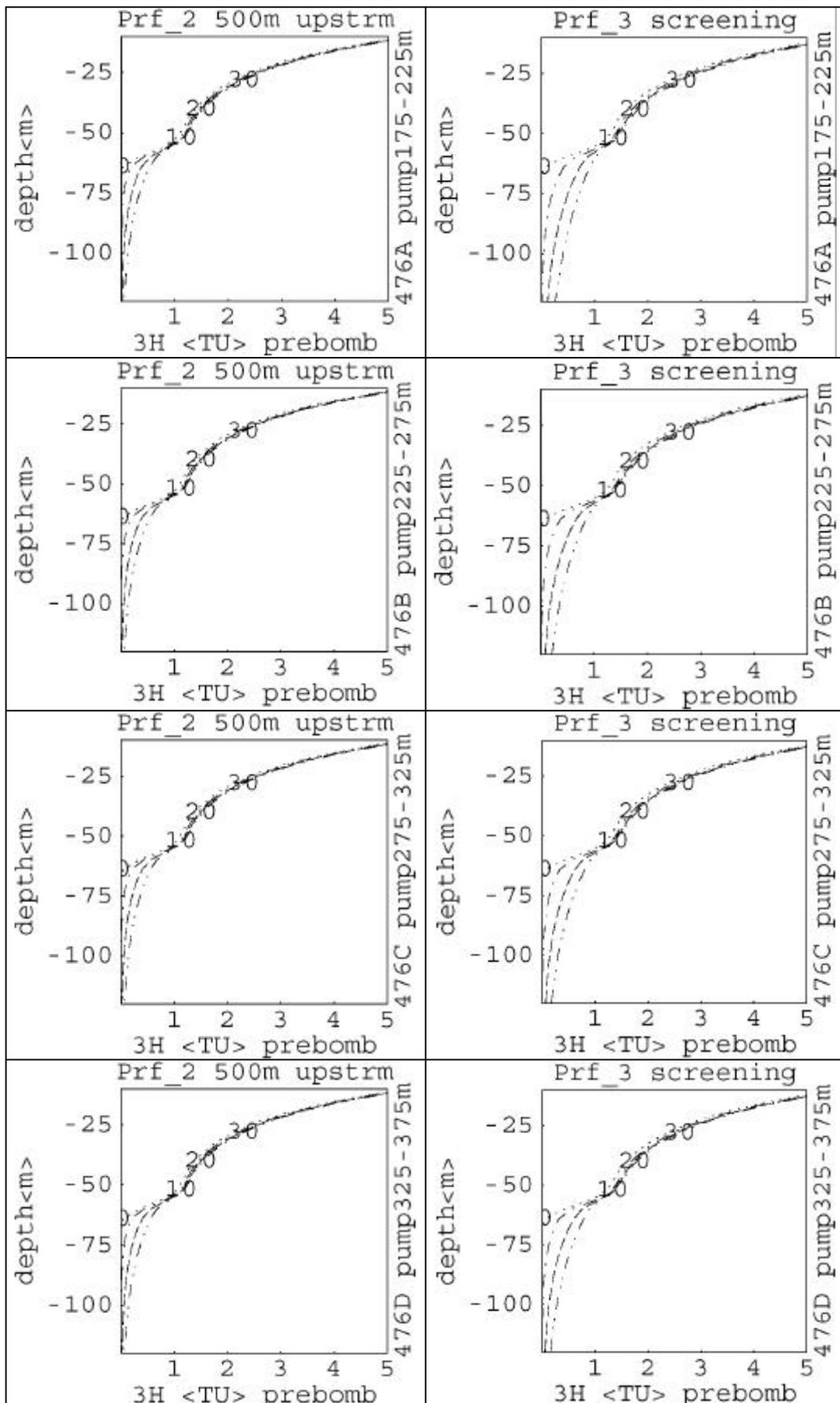
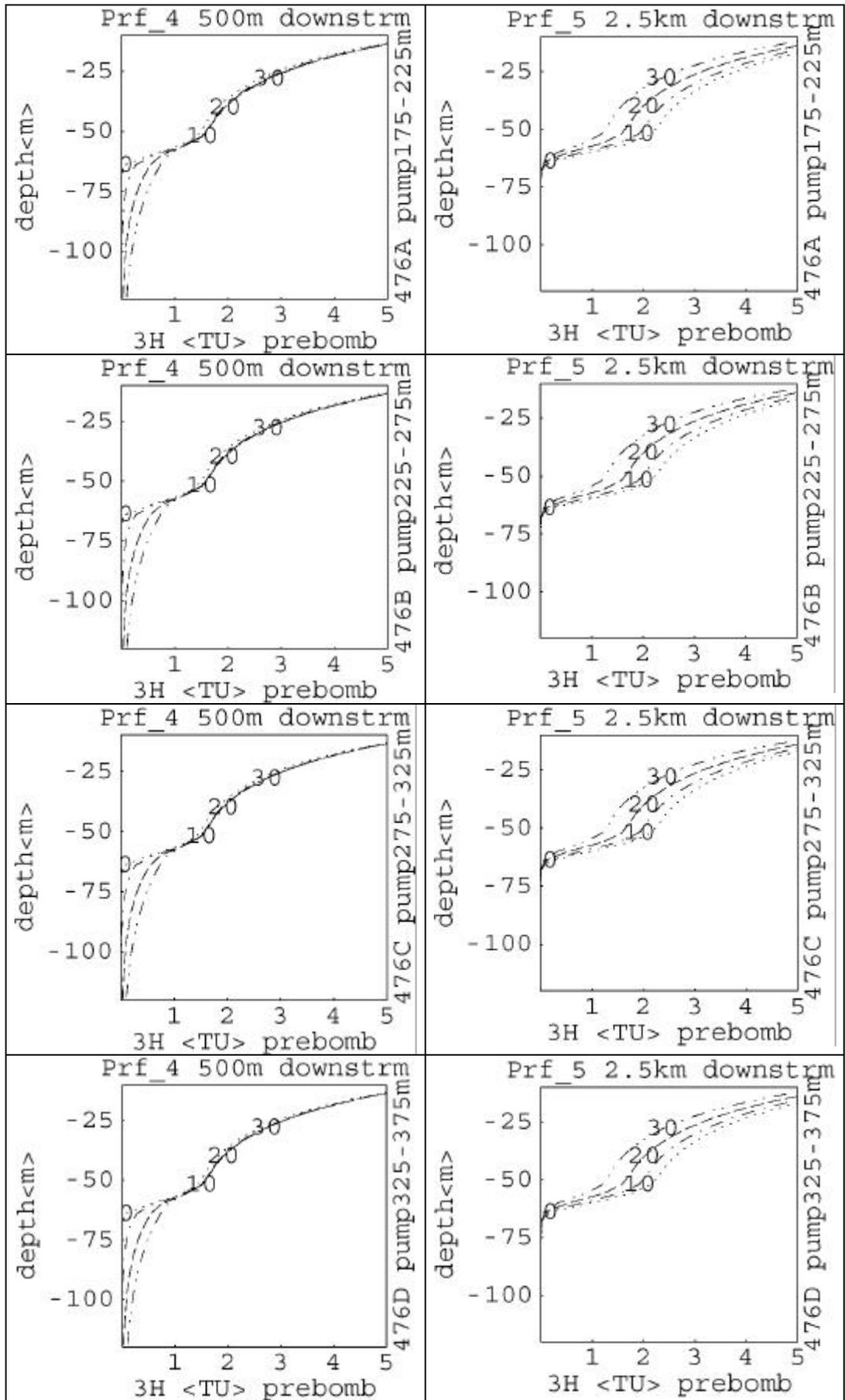


Abb. A3.4 Maximale wasserentnahmebedingte prä-Mil³H-Verschiebung im heterog. GWL mit ausgeprägtem K_r -Kontrast: Profile 2 und 3 im vertikalen Aquifer-Längsschnitt



[Verhältnisse vor der Kernwaffenära]



[Verhältnisse vor der Kernwaffenära]

Bildanhang B: Umweltisotopenantwort auf tiefe Wasserentnahmen – zeitliche Betrachtung

Abb. B.1a: Tritium-Input-Funktion (Jahresmittelwerte) und Änderung der oberflächennahen Tritium-Evolution mit steigender Wasserentnahmerate (0, 10%, 20%, 30% der Gesamtgrundwasserneubildung) im gut durchlässigen Mustersystem (E-3,5,4)

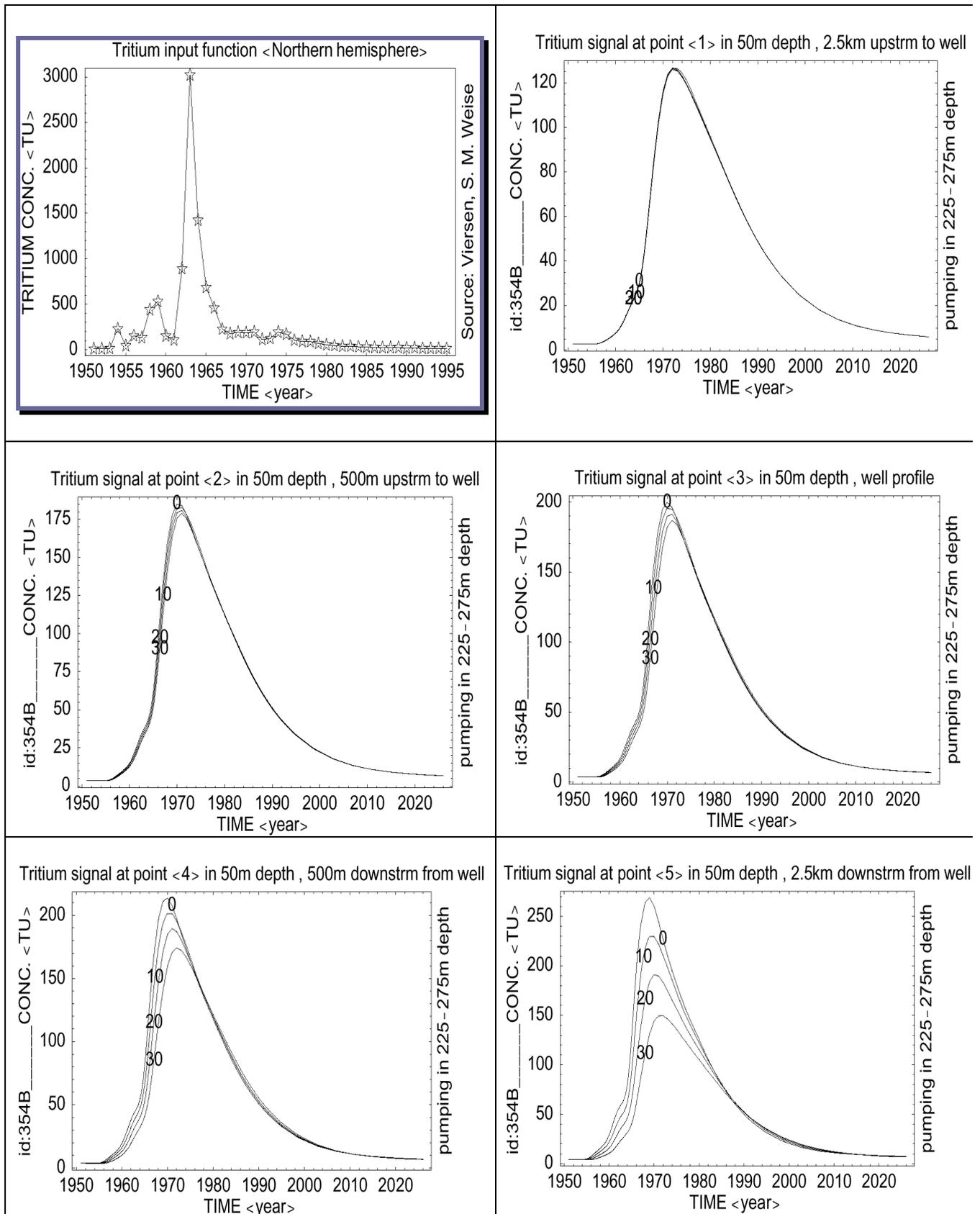


Abb. B.1b: Änderung der Tritium-Evolution in *mittleren* Tiefen (unterhalb der hemmenden Schicht) mit steigender Wasserentnahmerate (0, 10%, 20%, 30% der Gesamtgrundwasserneubildung) im gut durchlässigen Mustersystem ($E=3,5,4$)

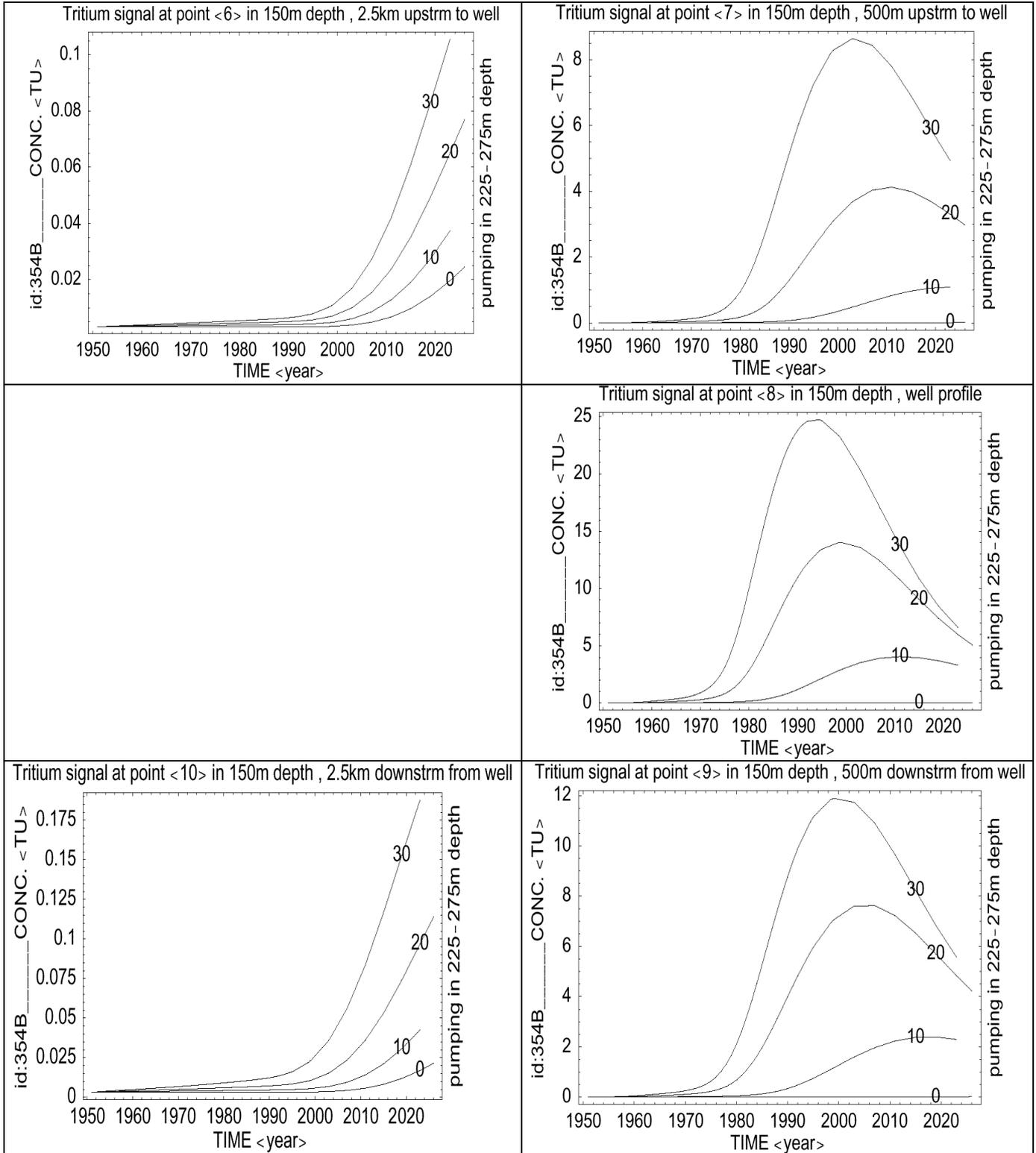


Abb. B.1c Änderung der Tritium-Evolution an ausgewählten Punkten entlang der *Filterstrecke*, im unmittelbaren Brunnenoberstrom (links) bzw. Brunnenunterstrom (rechts), mit steigender Wasserentnahmerate (0, 10%, 20%, 30% der Gesamtgrundwasserneubildung) im gut durchlässigen Mustersystem (*E-3,5,4*)

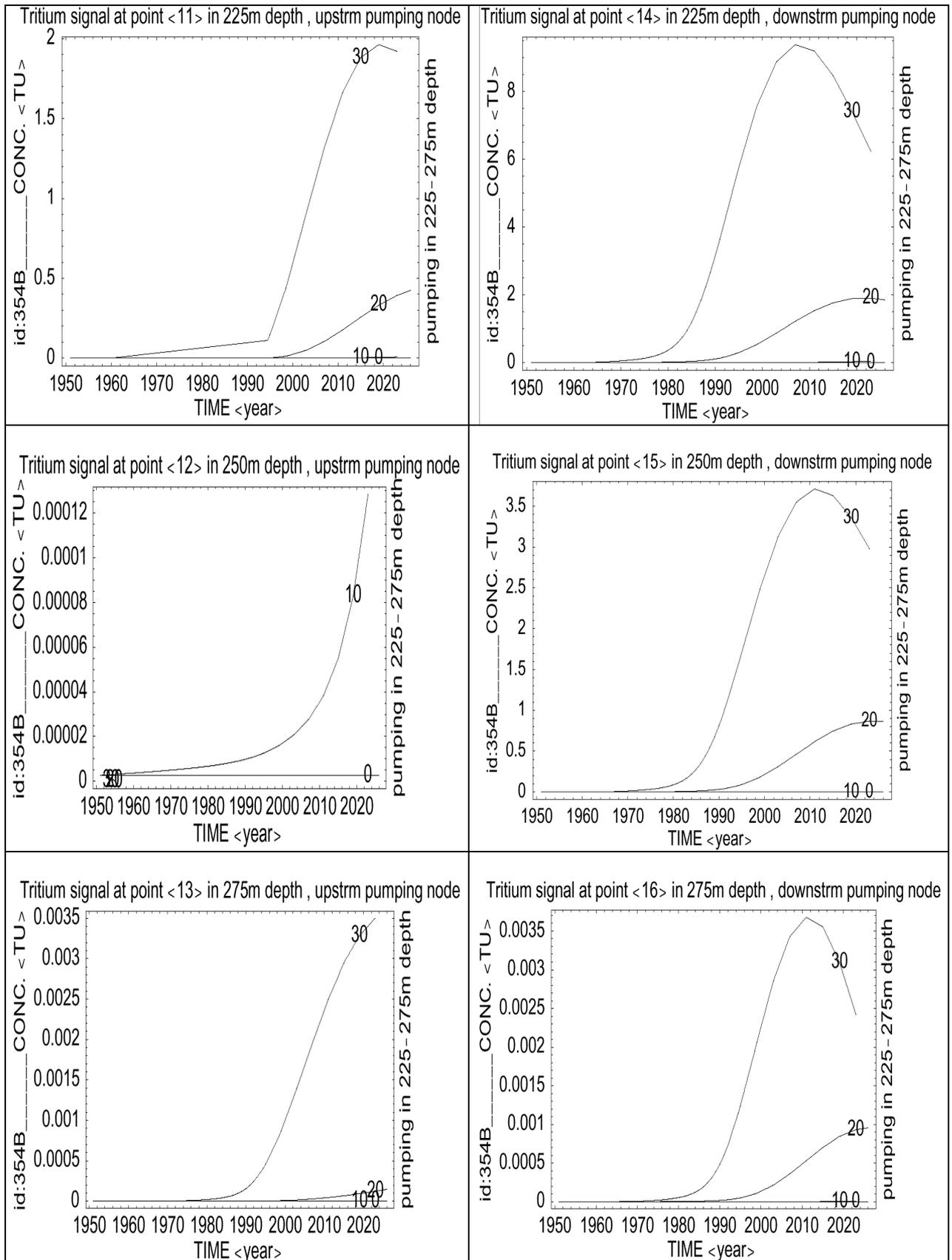


Abb. B.2a: Die ^{85}Kr -Krypton-Input-Funktion nach Stephan Weise 2002 (aus heterogenen Daten kompiliert von Ingo Rau 1999) und die Änderung der oberflächennahen ^{85}Kr -Krypton-Evolution (geglättet u. ausgehend von linearer Extrapolierung der ^{85}Kr -Input-Funktion) mit steigender Wasserentnahmerate (0, 20%, 40% der Gesamtgrundwasserneubildung) im gut durchlässigen Mustersystem ($E=3,5,4$)

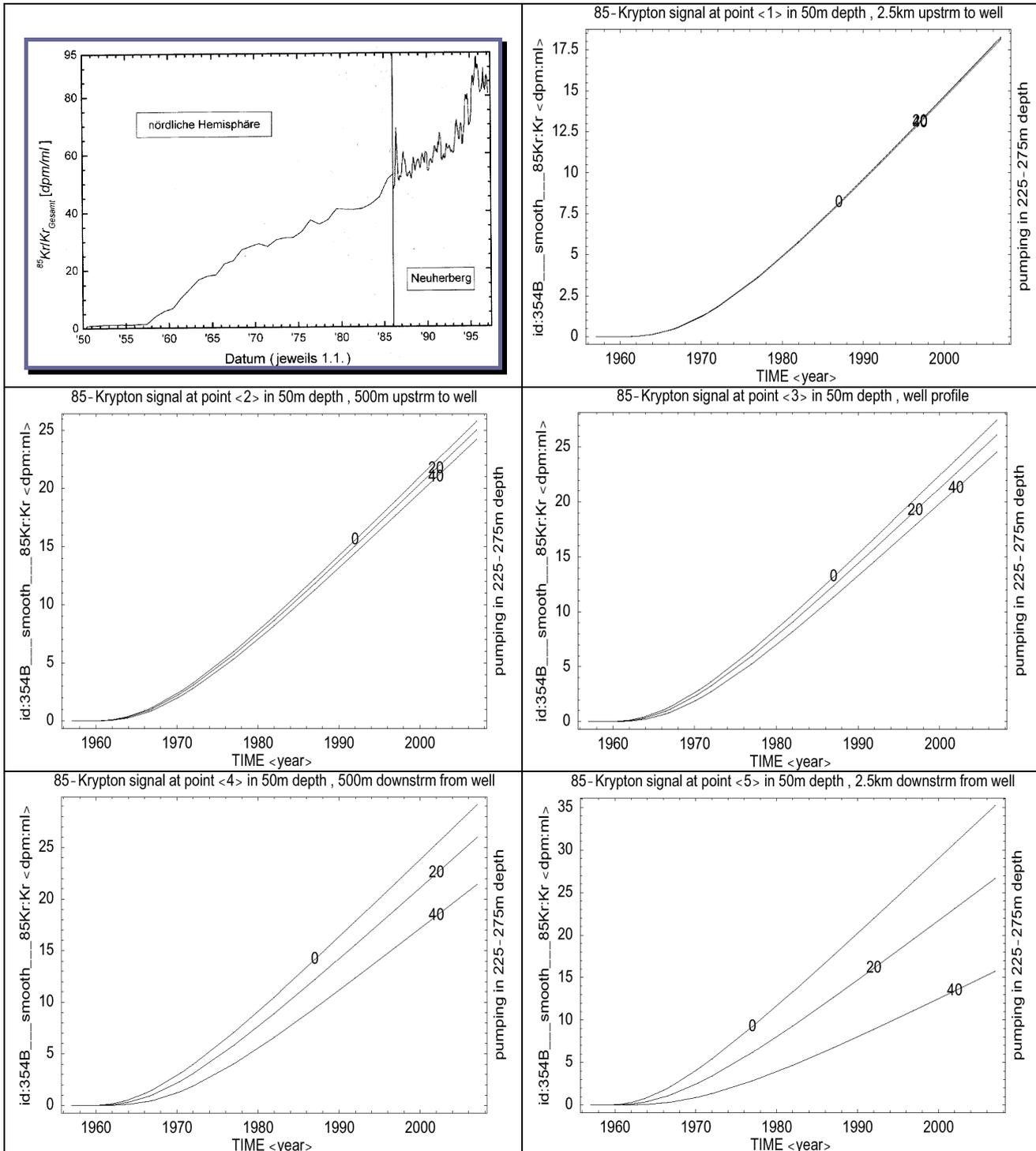


Abb. B.2b: Änderung der ^{85}Kr -Evolution in *mittleren* Tiefen (unterhalb der hemmenden Schicht) mit steigender Wasserentnahmerate (0, 20%, 40% der Gesamtgrundwasserneubildung) im gut durchlässigen Mustersystem (E-3,5,4)

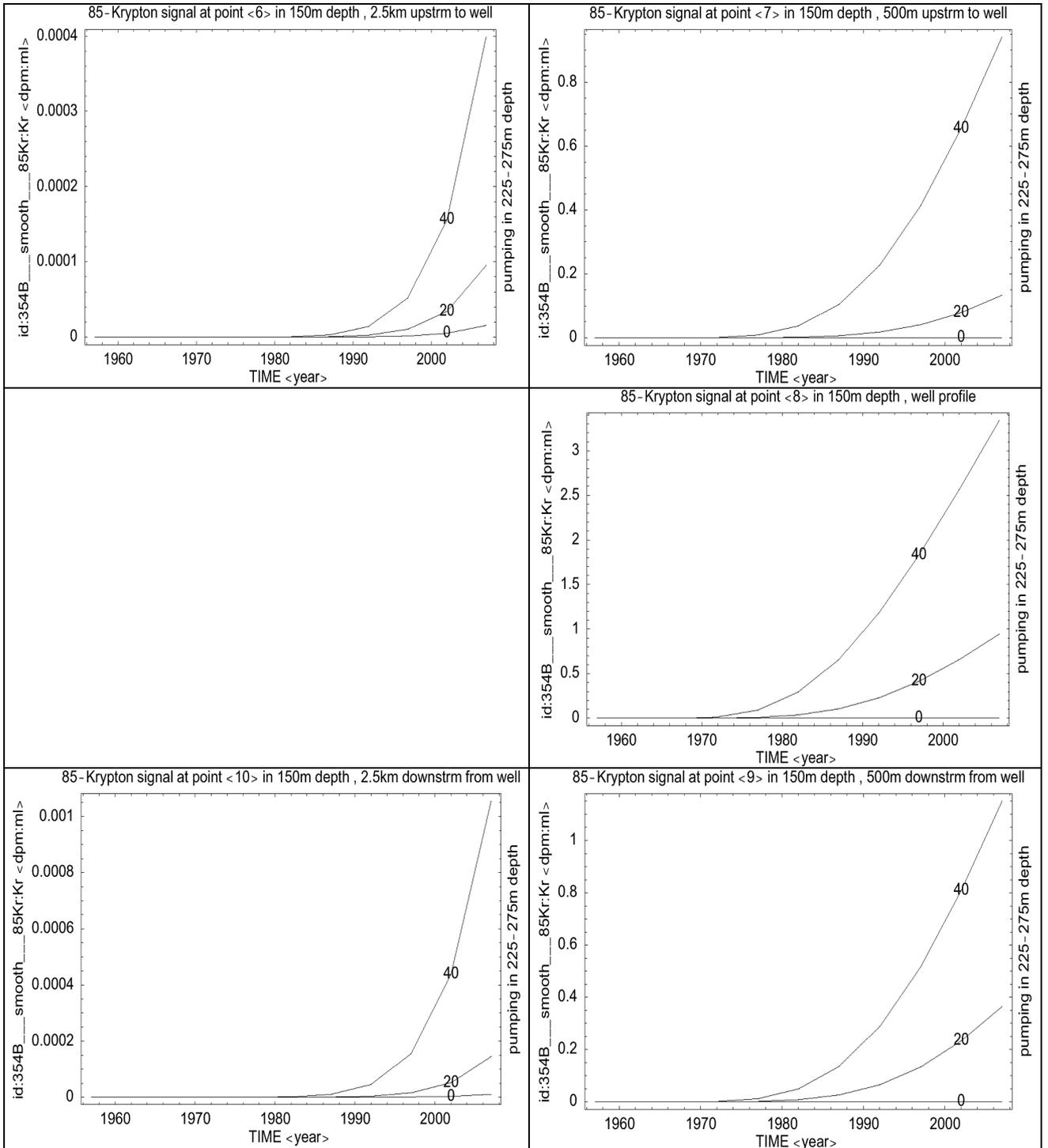


Abb. B.2c Änderung der ^{85}Kr -Evolution an ausgewählten Punkten entlang der *Filterstrecke*, im unmittelbaren Brunnenoberstrom (links) bzw. Brunnenunterstrom (rechts), mit steigender Wasserentnahmerate (0, 20%, 40% der Gesamtgrundwasserneubildung) im gut durchlässigen Mustersystem (E-3,5,4)

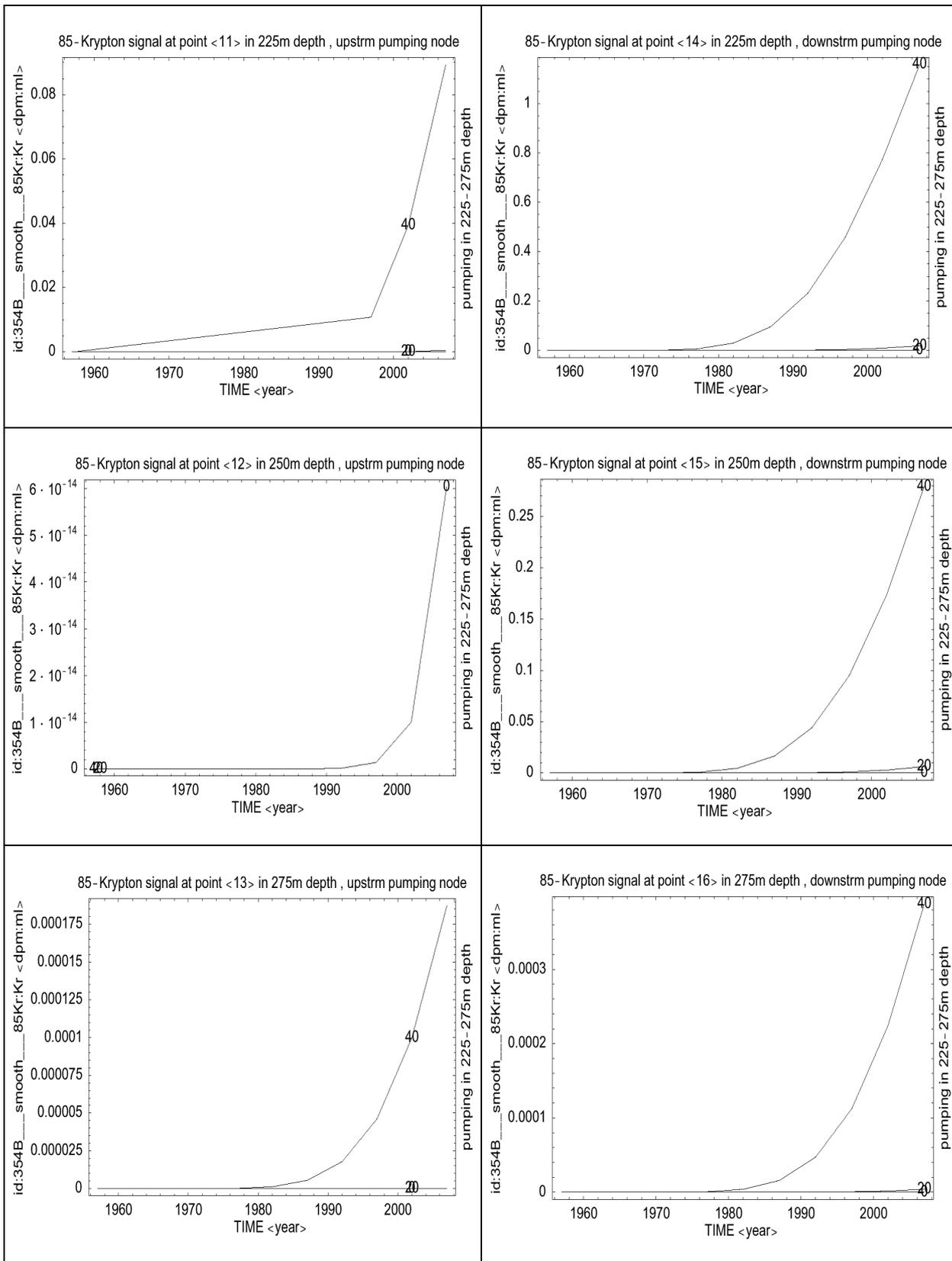


Abb. B.3a: Änderung des oberflächennahen Konservativschadstoffdurchgangs mit steigender Wasserentnahmerate (0–40% der Gesamtgrundwasserneubildung) im wenig durchlässigen Mustersystem (E–4,7,6) für 30 Jahre (nach 20 Jahren freier Migration, ohne Wasserentnahme)

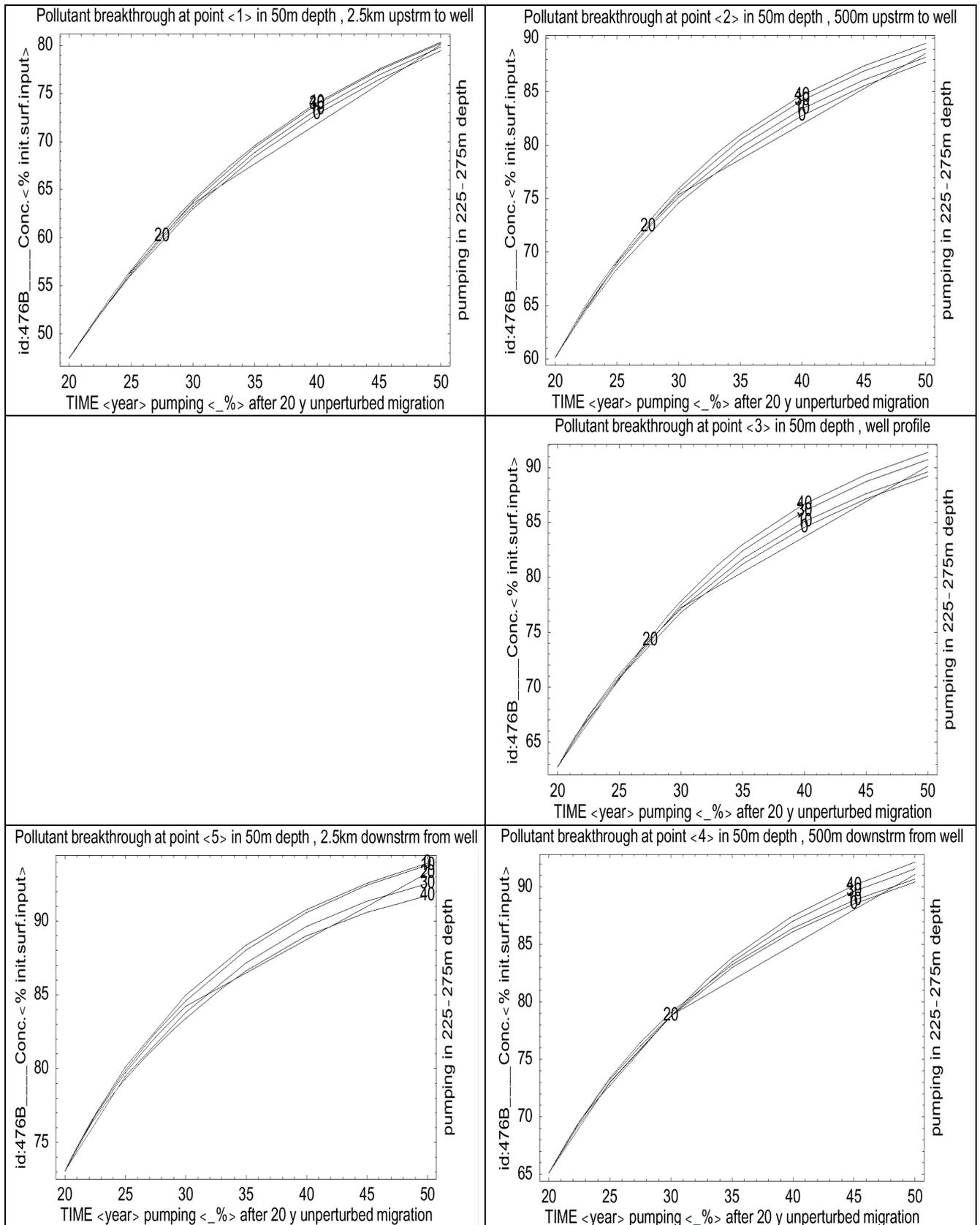


Abb. B.3b: Änderung des Konservativschadstoffdurchgangs in *mittleren* Tiefen (unterhalb der hemmenden Schicht) mit steigender Wasserentnahmerate (0–40% der Gesamtgrundwasserneubildung) im wenig durchlässigen Mustersystem (E–4,7,6) für 30 Jahre (nach 20 Jahren freier Migration, ohne Wasserentnahme)

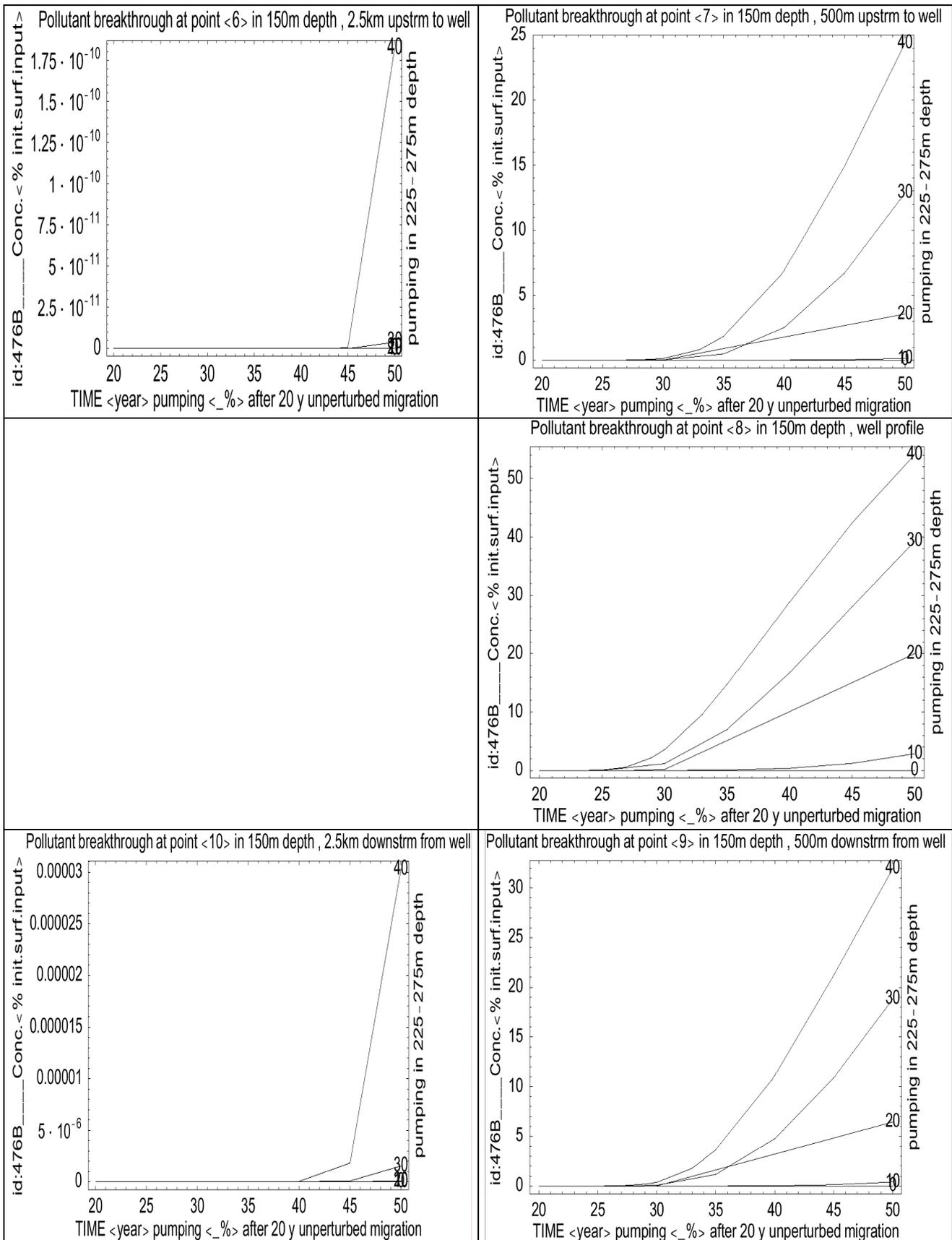


Abb. B.3c Änderung des Konservativschadstoffdurchgangs an ausgewählten Punkten entlang der *Filterstrecke*, im unmittelbaren Brunnenoberstrom (links) bzw. Brunnenunterstrom (rechts), mit steigender Wasserentnahmerate (0–40% der Gesamtgrundwasserneubildung) im wenig durchlässigen Mustersystem (*E-4,7,6*) für 30 Jahre (nach 20 Jahren freier Migration, ohne Wasserentnahme)

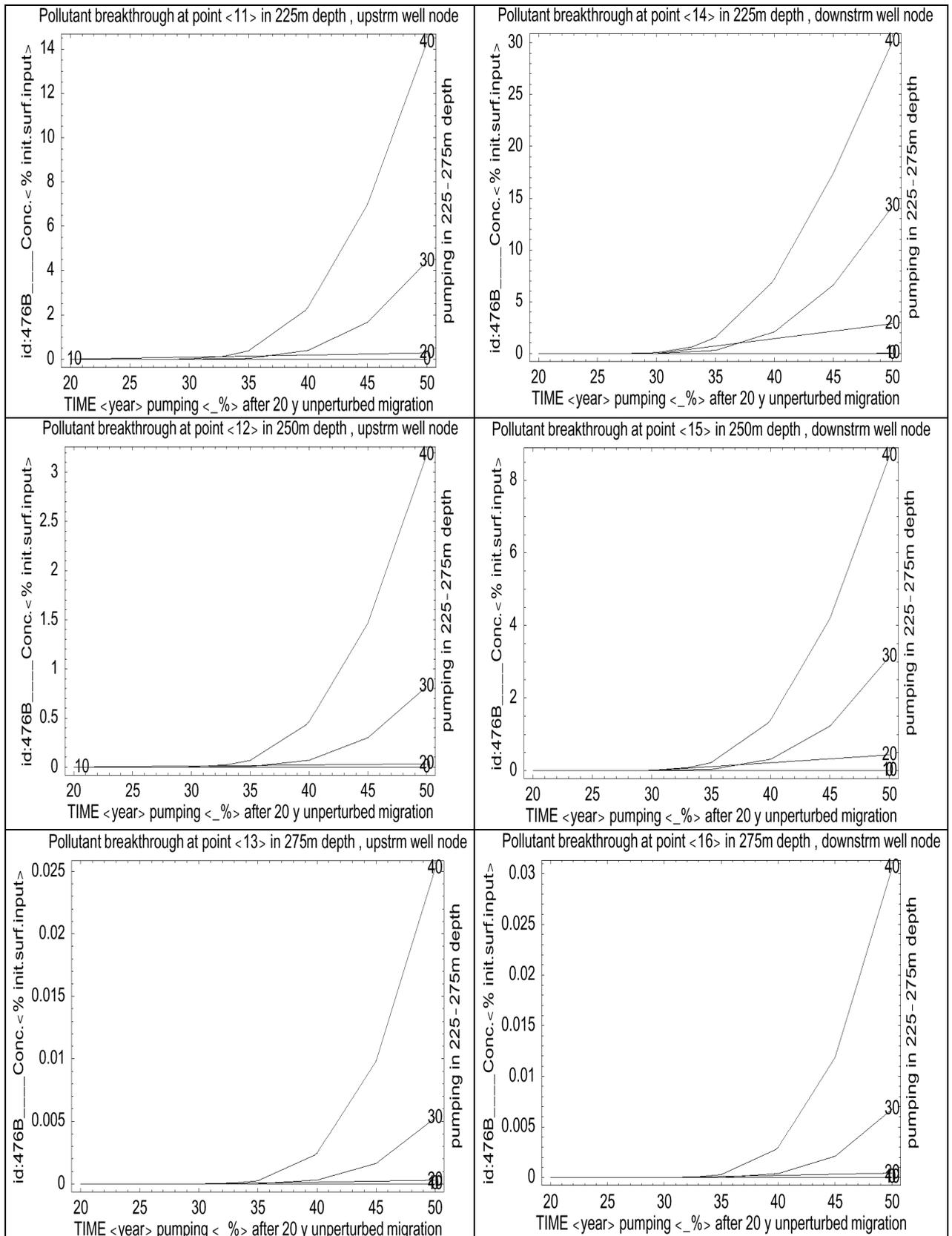


Abb. B.4a: Die ^{85}Kr -Krypton-Input-Funktion nach Stephan Weise 2002 (aus heterogenen Daten kompiliert von Ingo Rau 1999) und die Änderung der oberflächennahen ^{85}Kr -Krypton-Evolution (geglättet u. ausgehend von linearer Extrapolierung der ^{85}Kr -Input-Funktion) mit steigender Wasserentnahmerate (0–40% der Gesamtgrundwasserneubildung) im wenig durchlässigen Mustersystem (E–4,7,6)

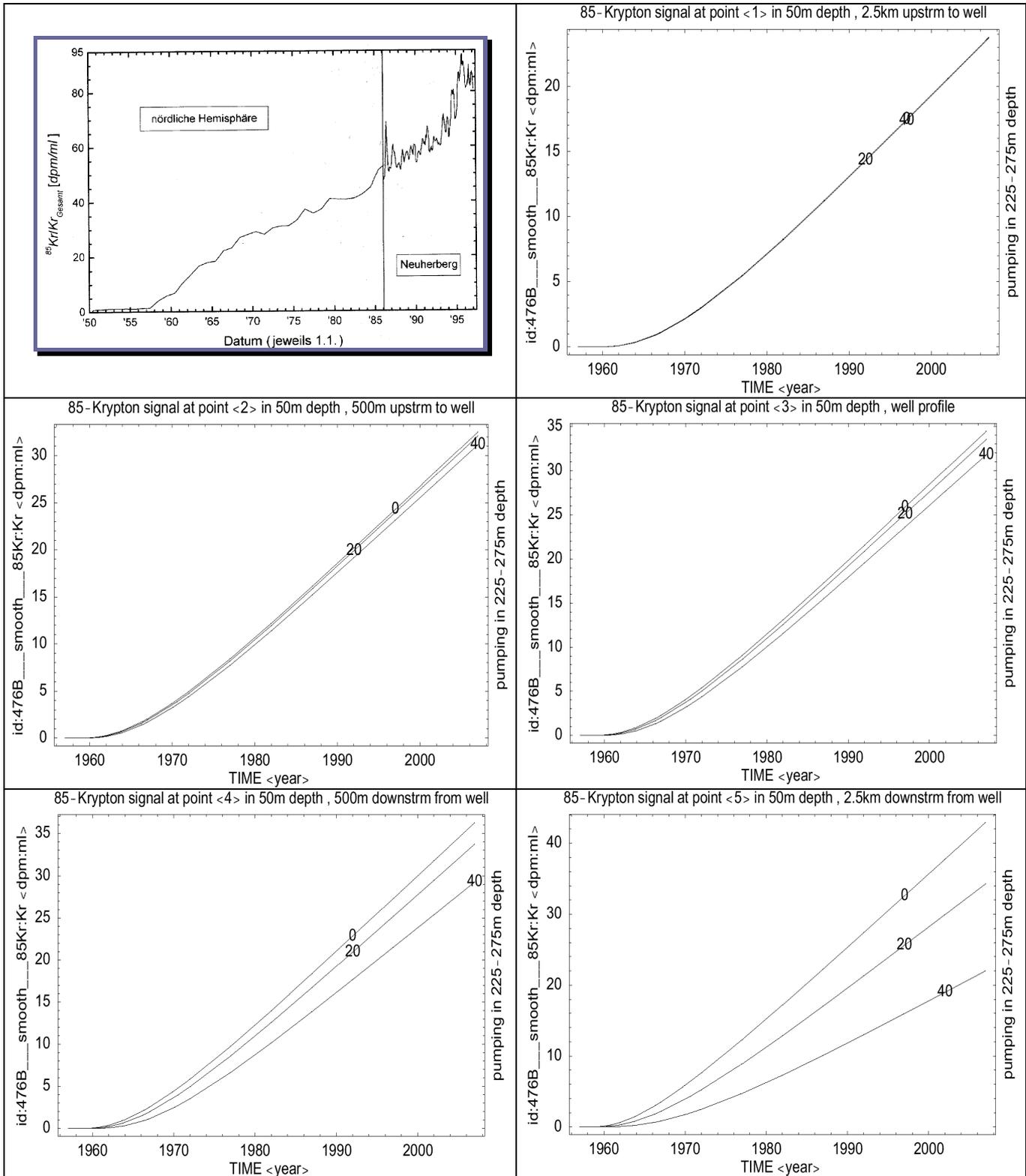


Abb. B.4b: Änderung der ^{85}Kr -Evolution in *mittleren* Tiefen (unterhalb der hemmenden Schicht) mit steigender Wasserentnahmerate (0–40% der Gesamtgrundwasserneubildung) im wenig durchlässigen Mustersystem (E–4,7,6)

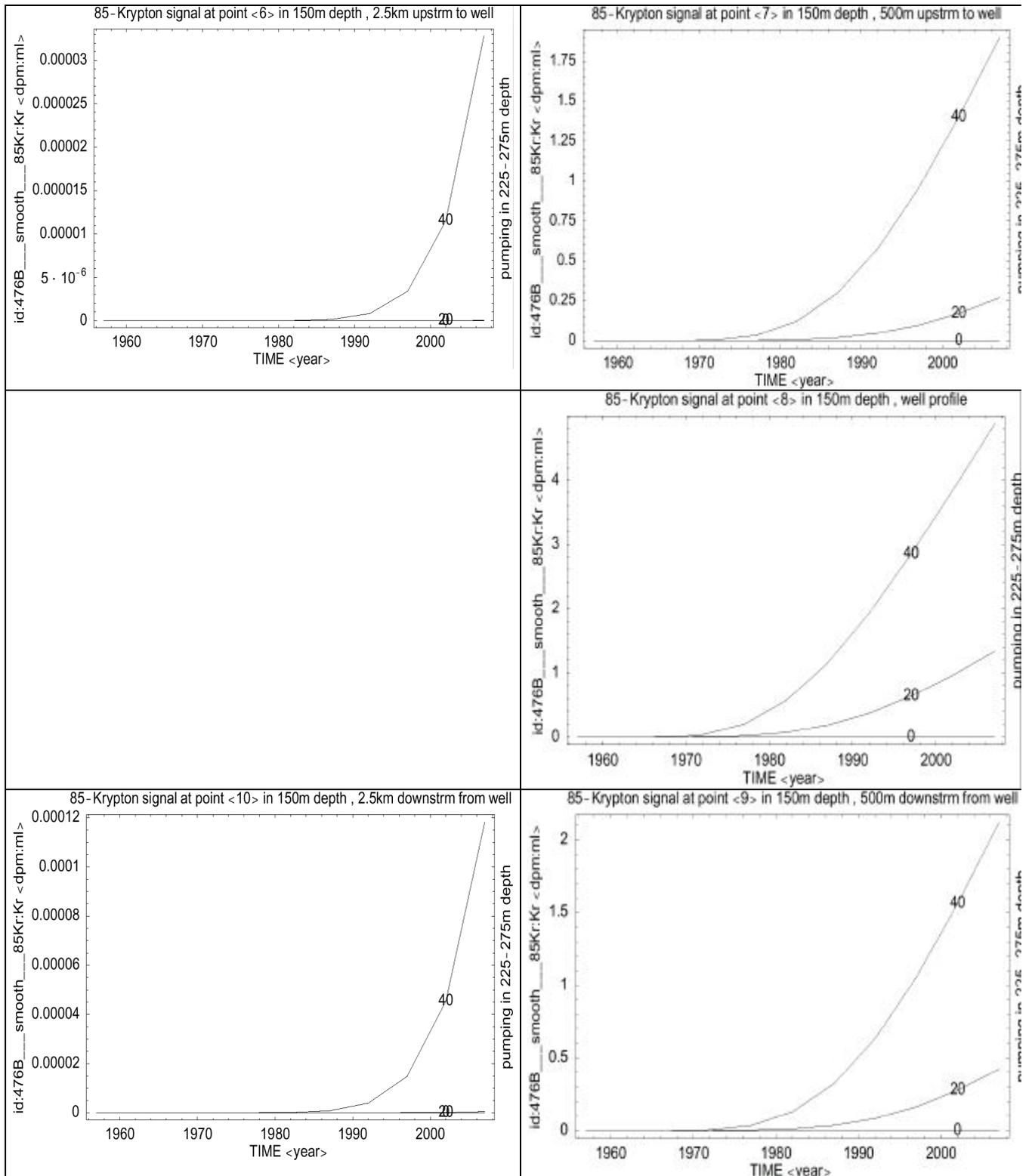


Abb. B.4c Änderung der ^{85}Kr -Evolution an ausgewählten Punkten entlang der *Filterstrecke*, im unmittelbaren Brunnenoberstrom (links) bzw. Brunnenunterstrom (rechts), mit steigender Wasserentnahmerate (0–40% der Gesamtgrundwasserneubildung) im wenig durchlässigen Mustersystem (E–4,7,6)

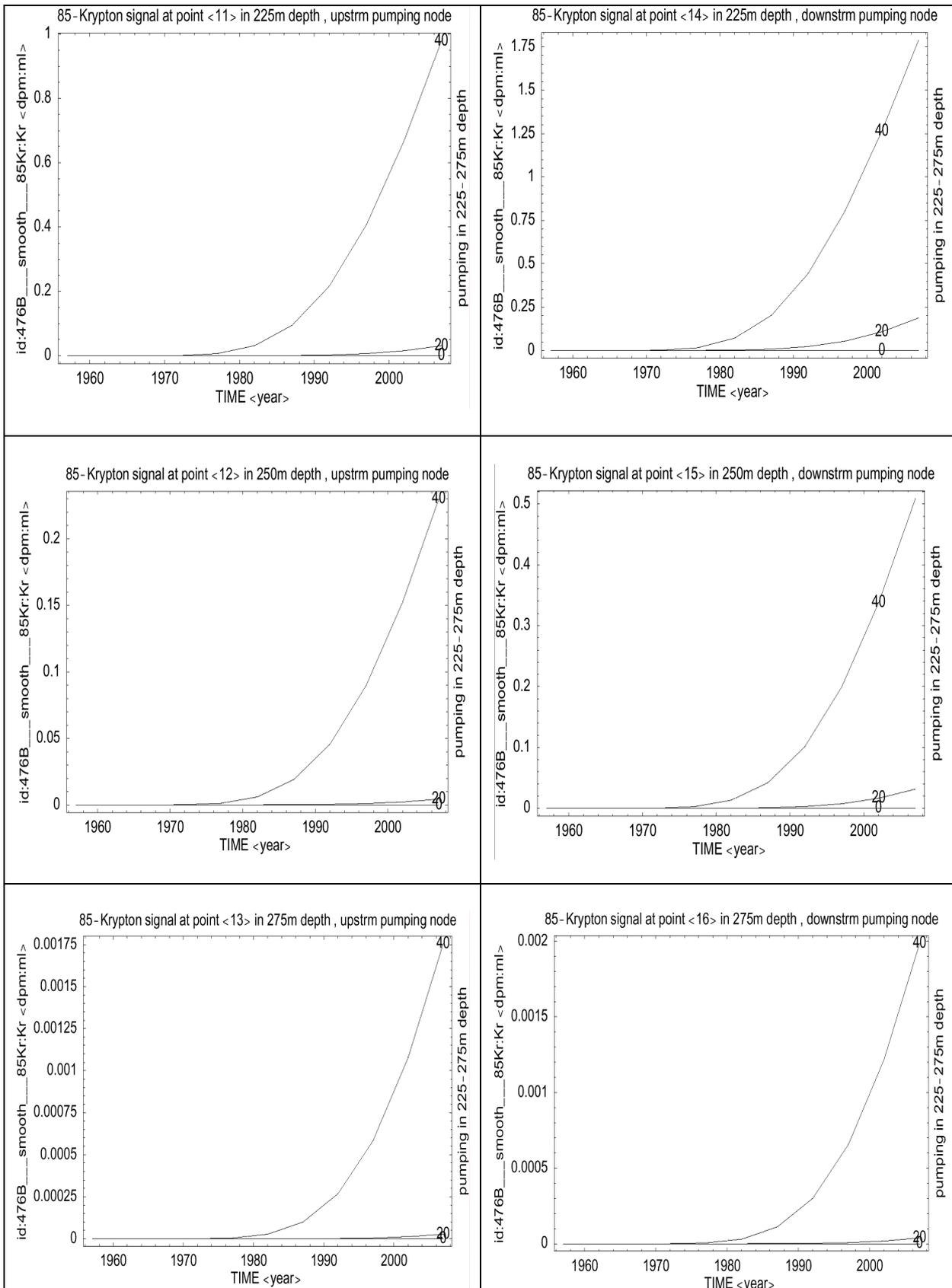


Abb. B.5a: Tritium-Input-Funktion (Jahresmittelwerte) und Änderung der oberflächennahen Tritium-Evolution mit steigender Wasserentnahmerate (0–40% der Gesamtgrundwasserneubildung) im wenig durchlässigen Mustersystem (E–4,7,6)

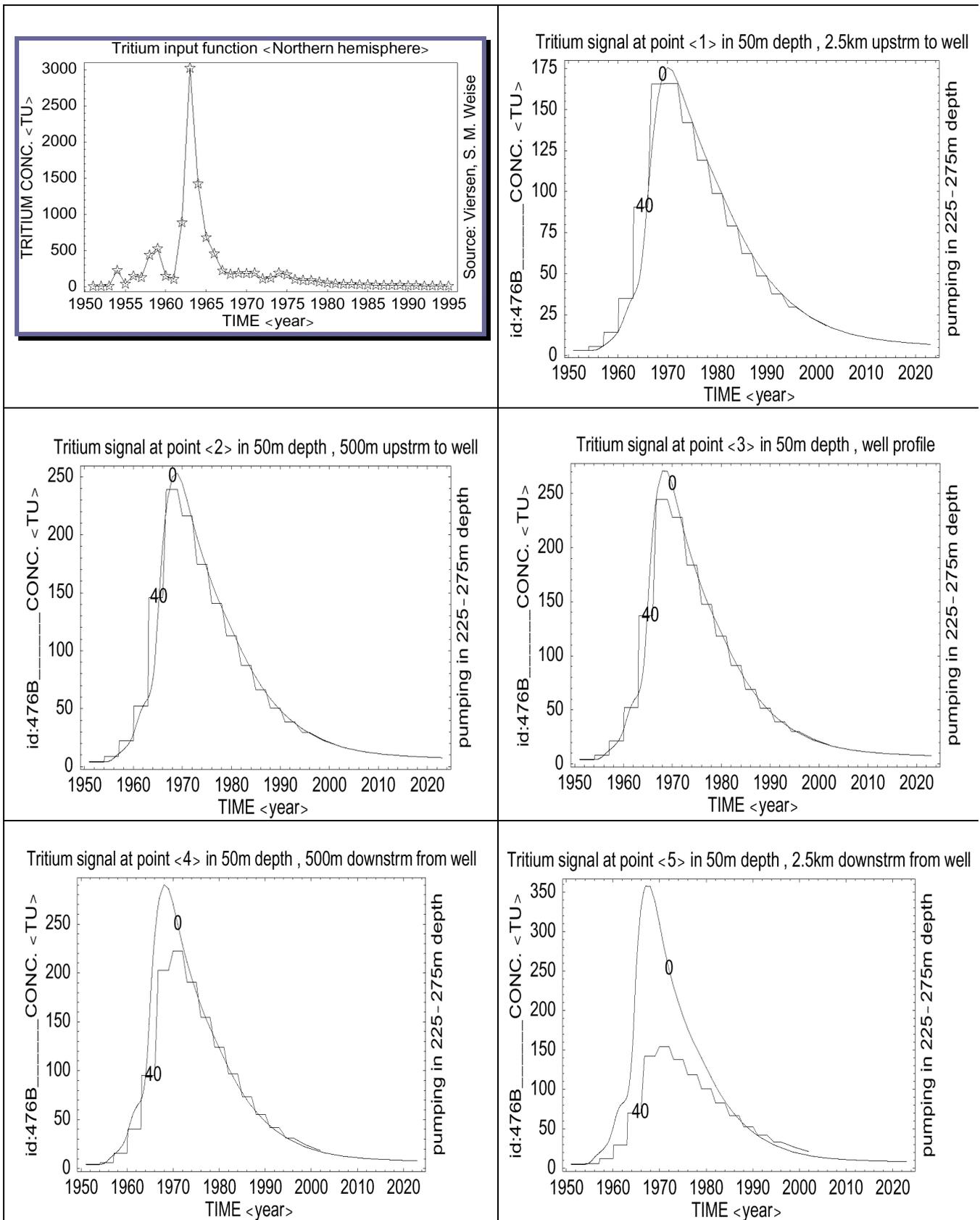


Abb. B.5b: Änderung der Tritium-Evolution in *mittleren* Tiefen (unterhalb der hemmenden Schicht) mit steigender Wasserentnahmerate (0–40% der Gesamtgrundwasserneubildung) im wenig durchlässigen Mustersystem (E–4,7,6)

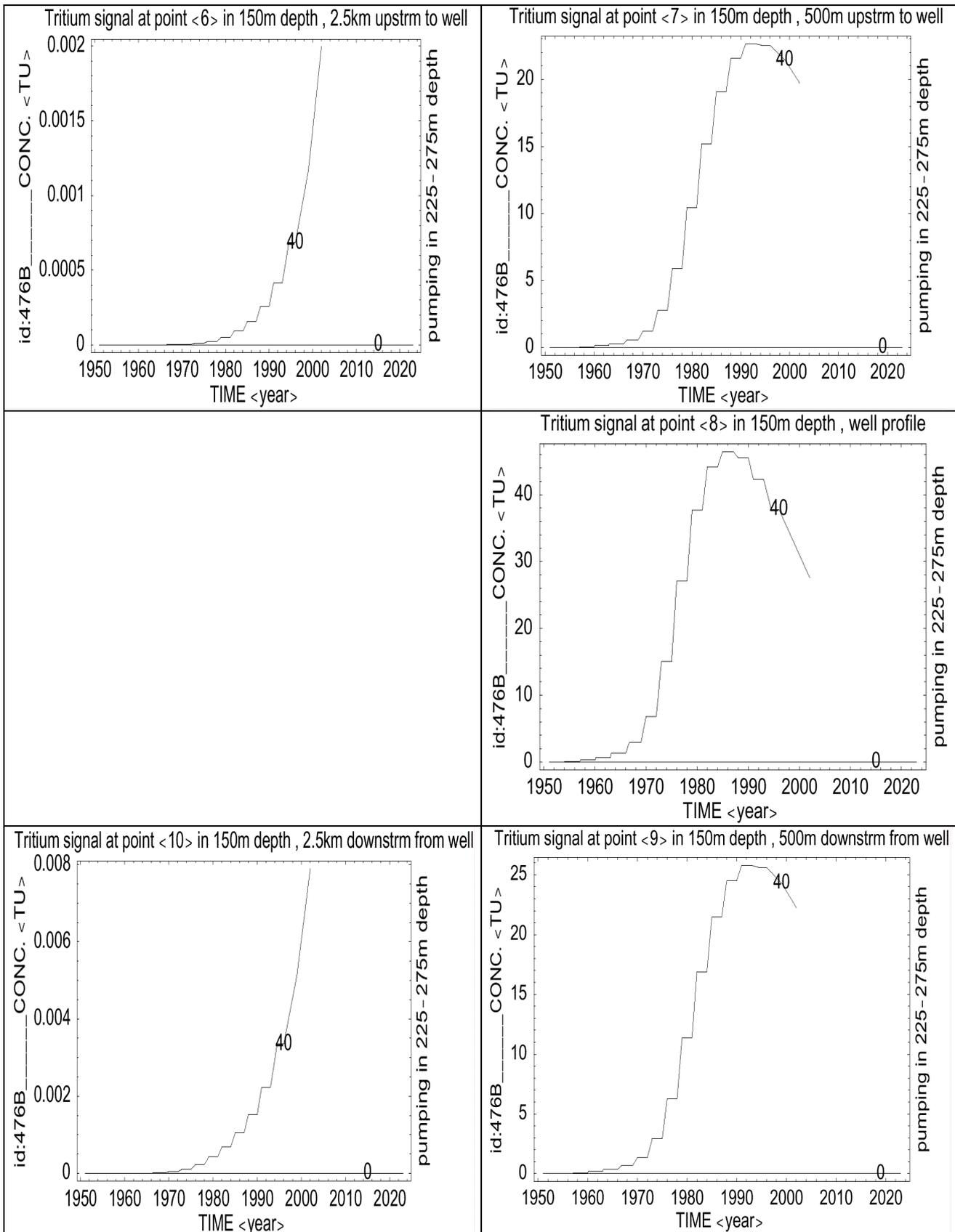


Abb. B.5c Änderung der Tritium-Evolution an ausgewählten Punkten entlang der *Filterstrecke*, im unmittelbaren Brunnenoberstrom (links) bzw. Brunnenunterstrom (rechts), mit steigender Wasserentnahmerate (0–40% der Gesamtgrundwasserneubildung) im wenig durchlässigen Mustersystem (E-4,7,6)

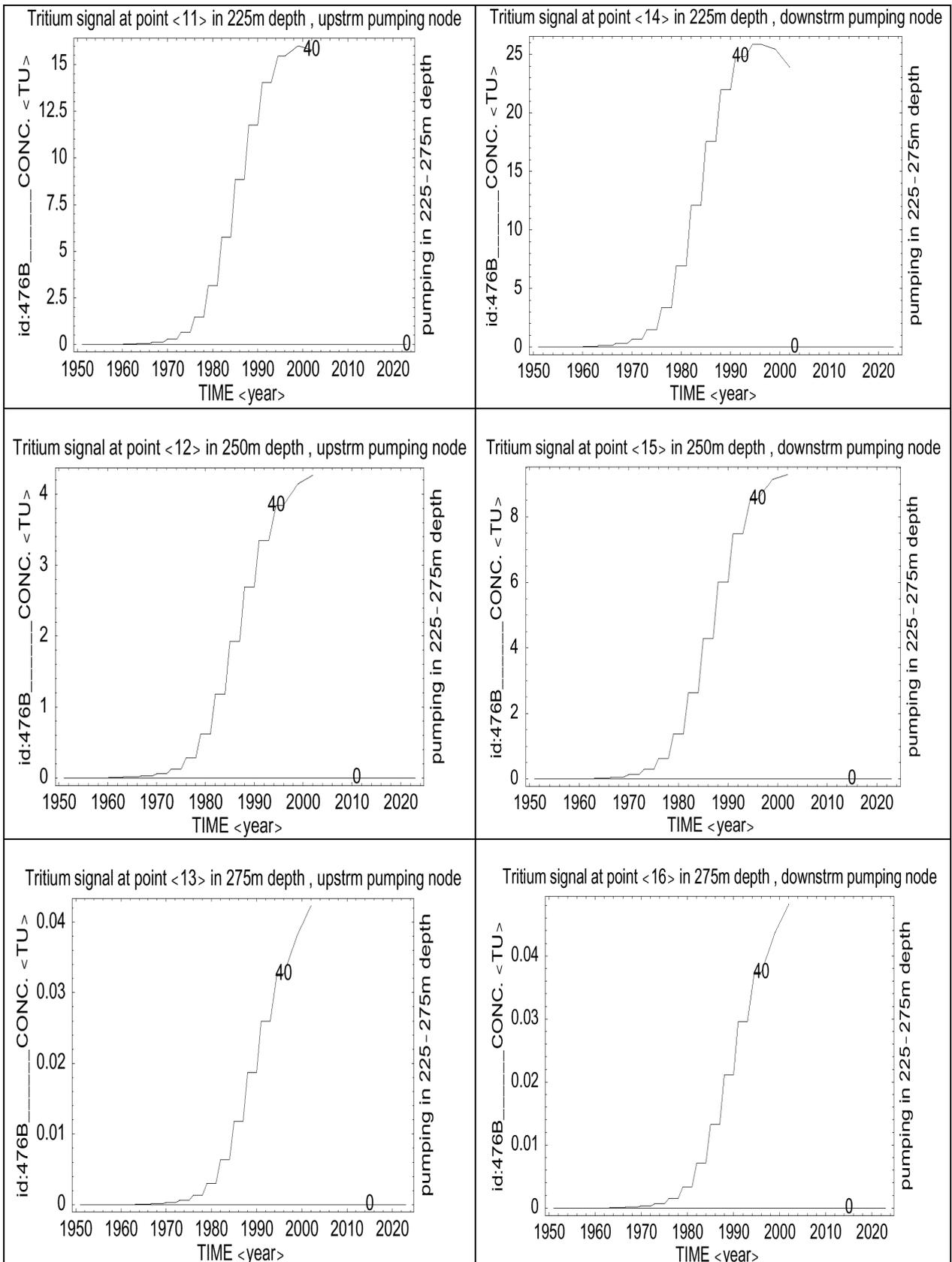


Abb. B.6a: *Oberflächennahe* ^{39}Ar -Antwort auf Wasserentnahmen von 20–40% der Gesamtgrundwasserneubildung, für 30 Jahre, im wenig durchlässigen Mustersystem (E-4,7,6)

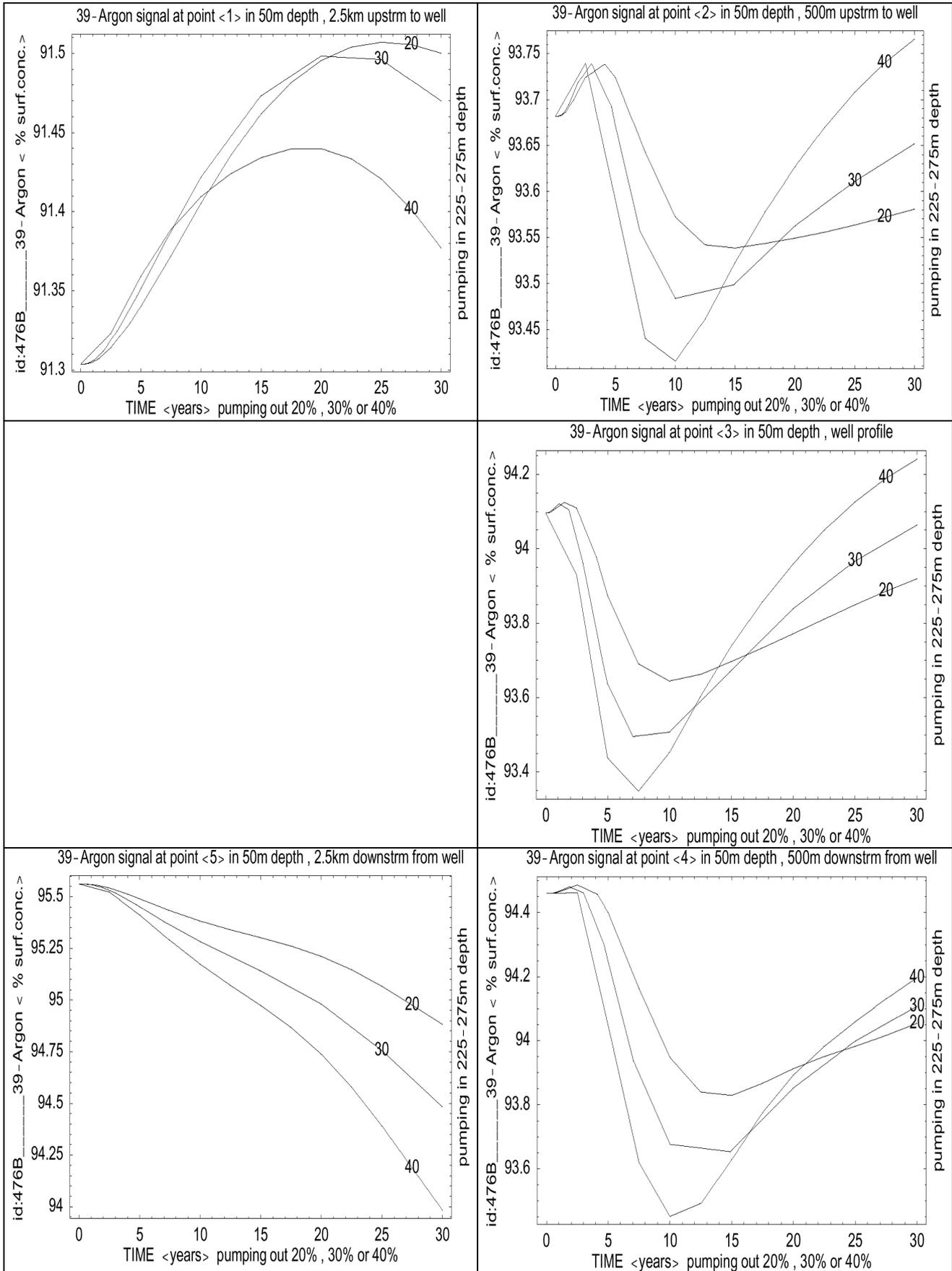


Abb. B.6b: Die ^{39}Ar -Antwort in *mittleren* Tiefen (unterhalb der hemmenden Schicht) auf Wasserentnahmen von 20–40% der Gesamtgrundwasserneubildung, für 30 Jahre, im wenig durchlässigen Mustersystem (E-4,7,6)

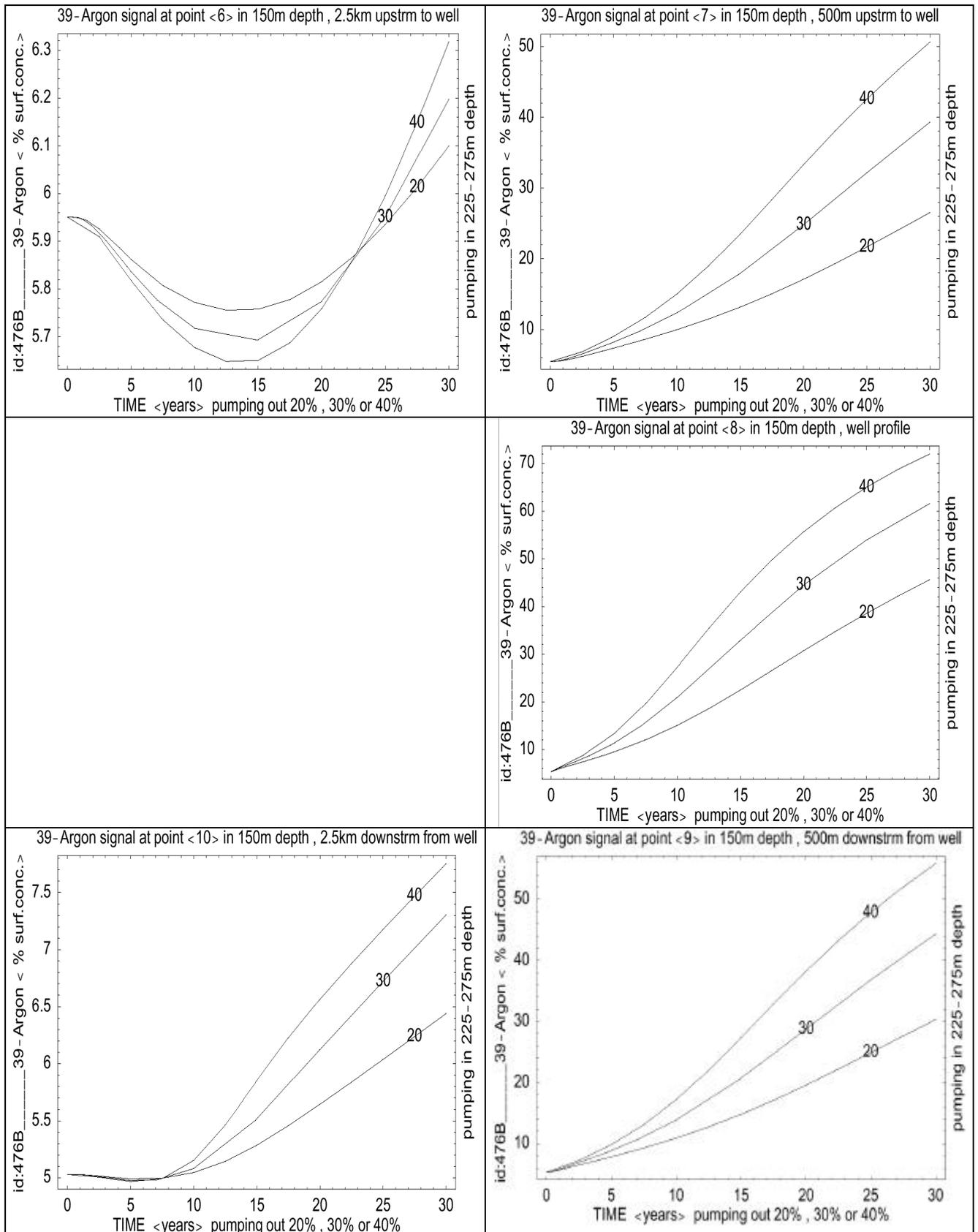


Abb. B.6c Die ^{39}Ar -Antwort an ausgewählten Punkten entlang der *Filterstrecke*, im unmittelbaren Brunnenoberstrom (links) bzw. Brunnenunterstrom (rechts), auf Wasserentnahmen von 20–40% der Gesamtgrundwasserneubildung, für 30 Jahre, im wenig durchlässigen Mustersystem (E-4,7,6)

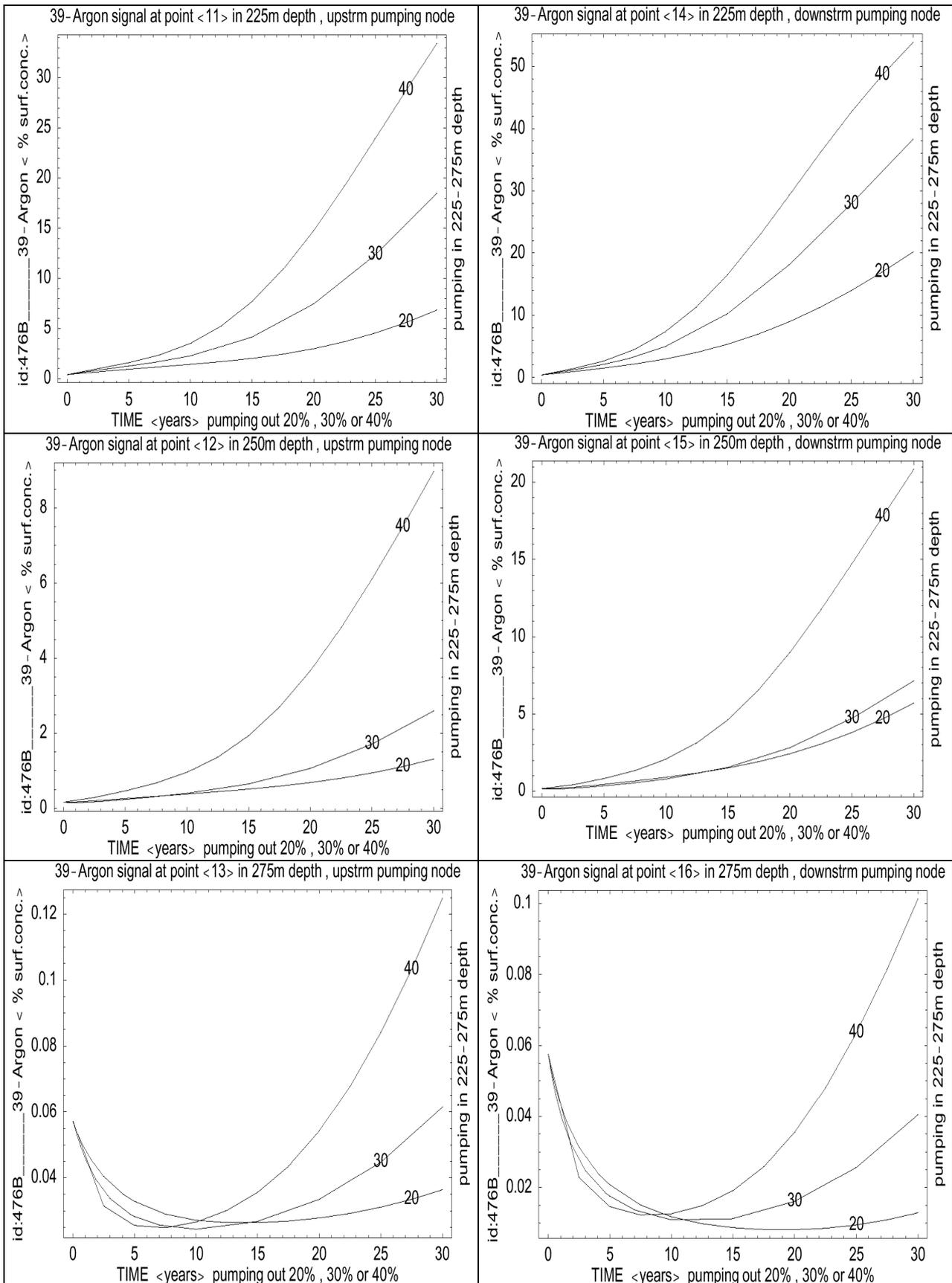


Abb. B.7a: *Oberflächennabe* ^{14}C -Antwort auf Wasserentnahmen von 10–40% der Gesamtgrundwasserneubildung, für 30 Jahre, im wenig durchlässigen Mustersystem (E-4,7,6)

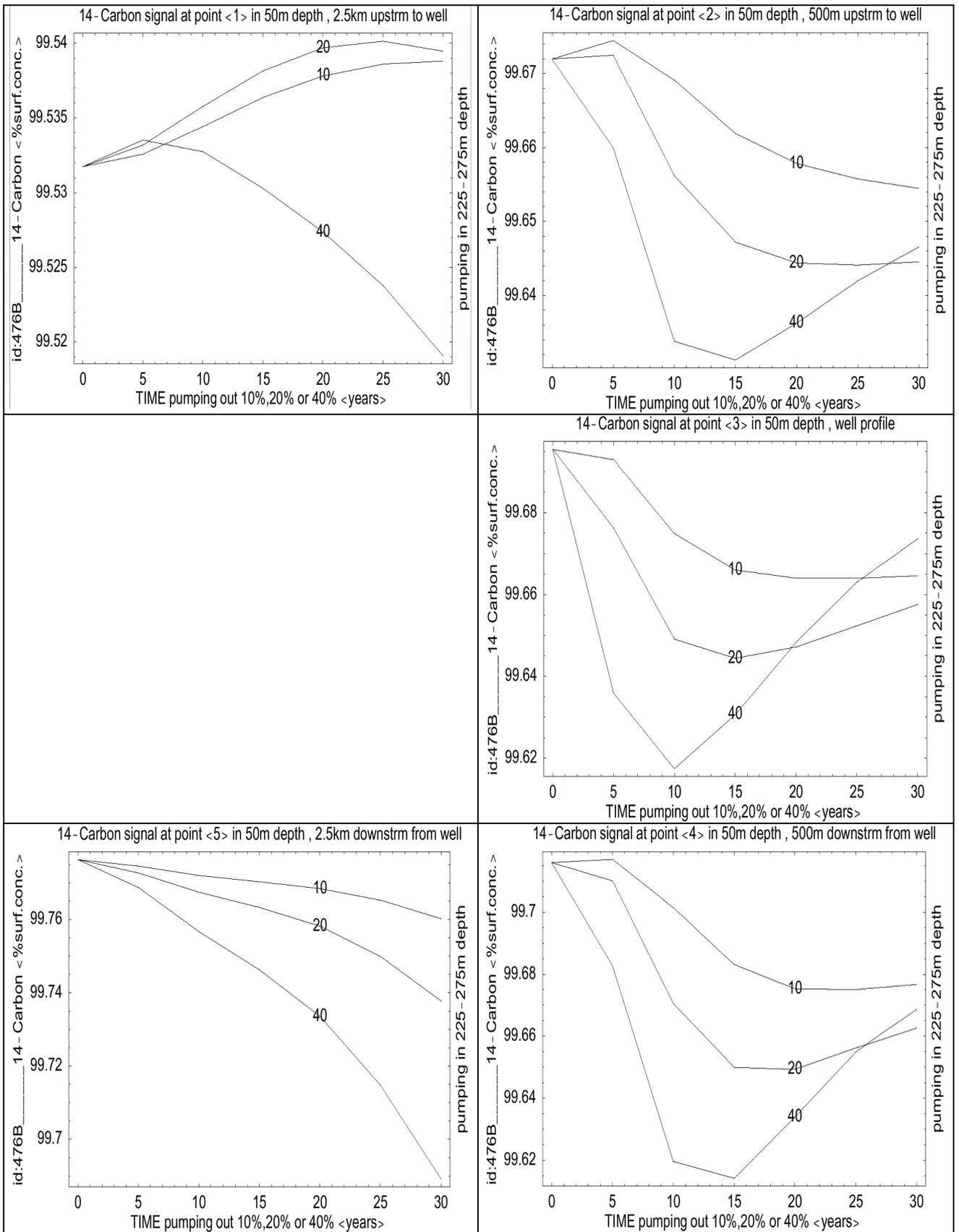


Abb. B.7b: Die ^{14}C -Antwort in *mittleren* Tiefen (unterhalb der hemmenden Schicht) auf Wasserentnahmen von 10–40% der Gesamtgrundwasserneubildung, für 30 Jahre, im wenig durchlässigen Mustersystem (E-4,7,6)

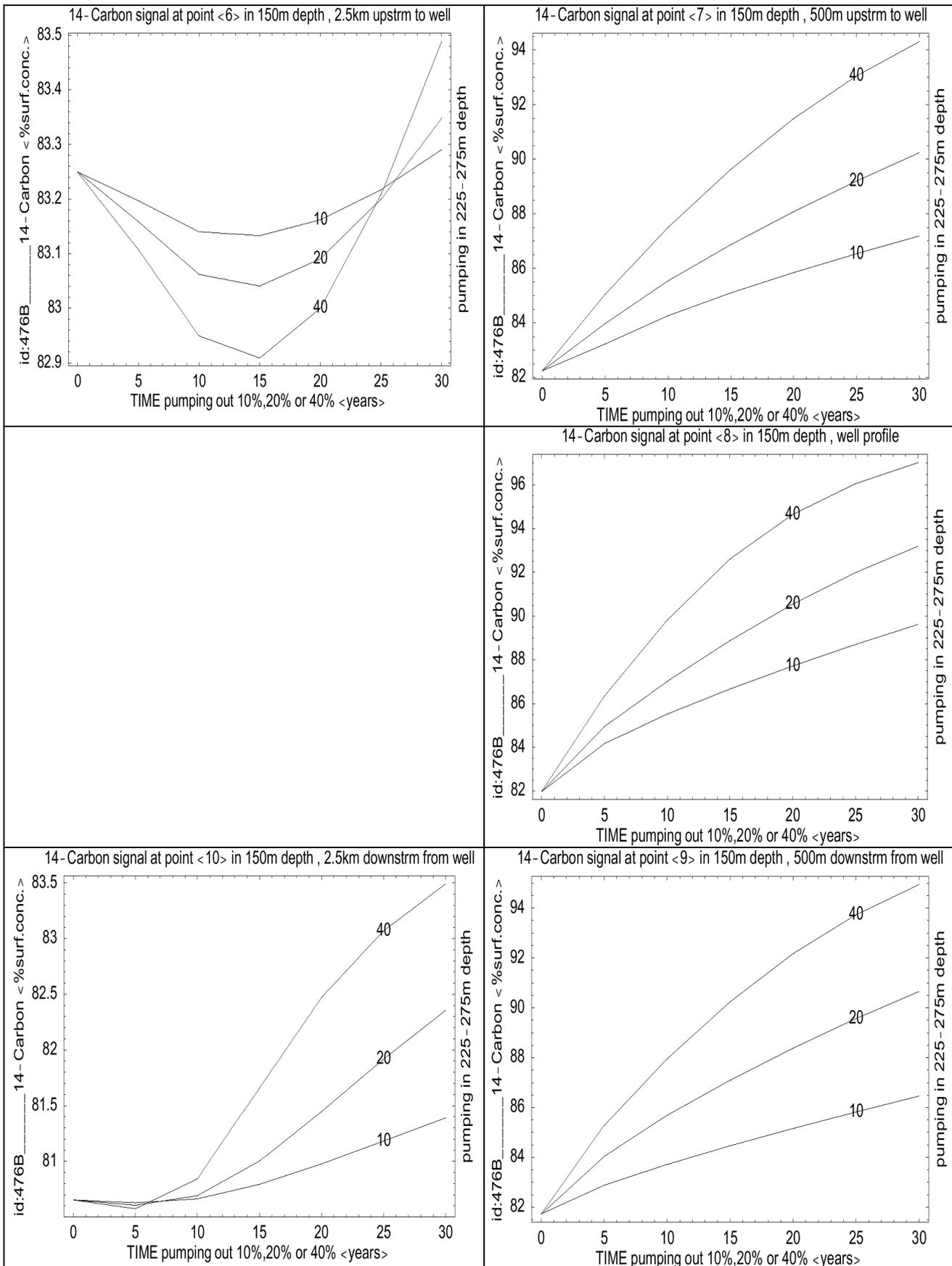
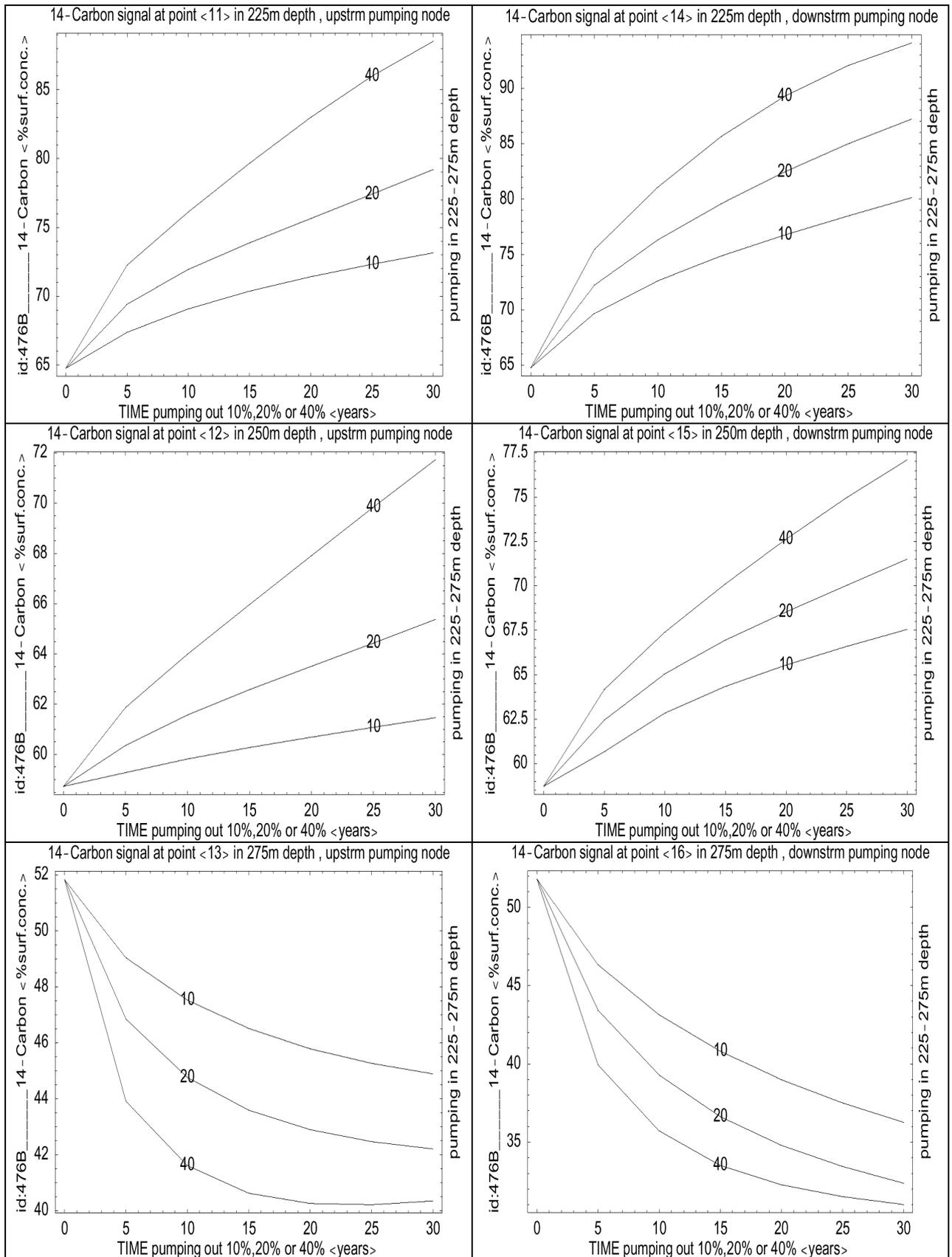


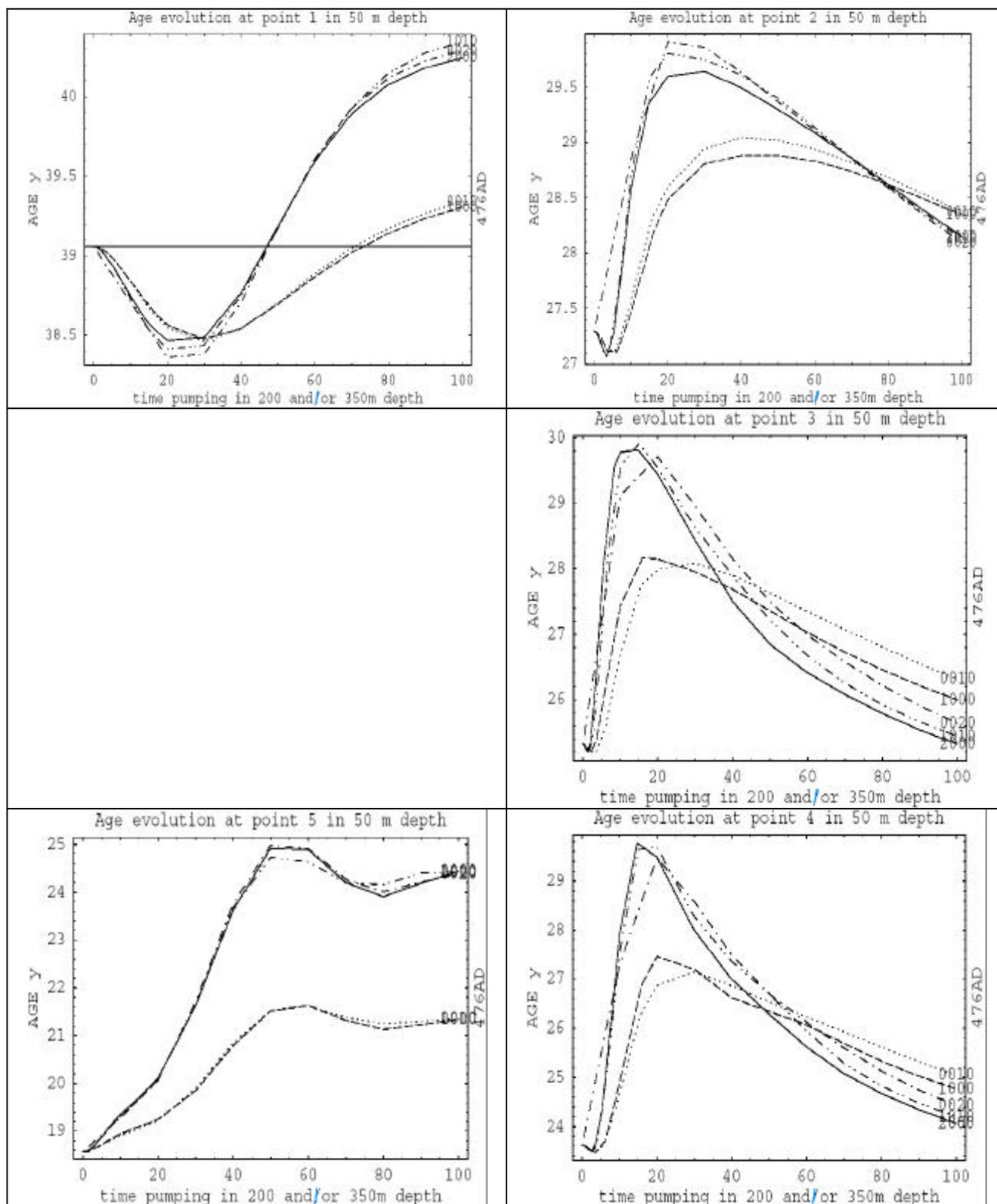
Abb. B.7c Die ^{14}C -Antwort an ausgewählten Punkten entlang der *Filterstrecke*, im unmittelbaren Brunnenoberstrom (links) bzw. Brunnenunterstrom (rechts), auf Wasserentnahmen von 10–40% der Gesamtgrundwasserneubildung, für 30 Jahre, im wenig durchlässigen Mustersystem (E-4,7,6)

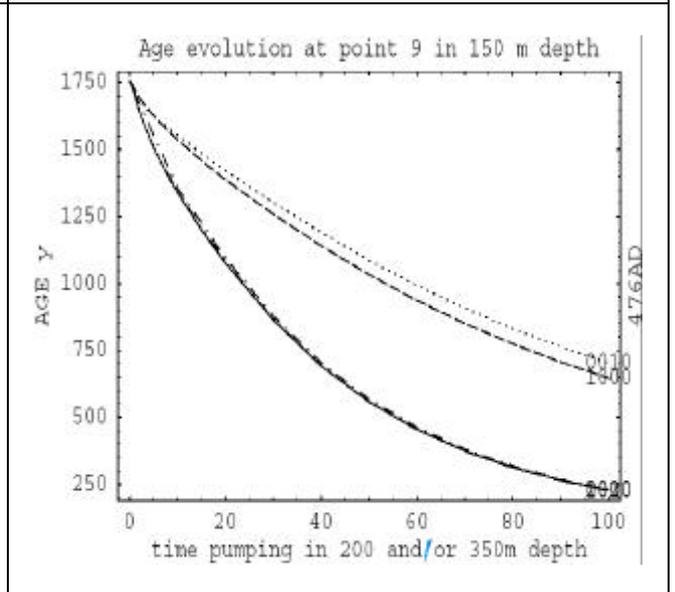
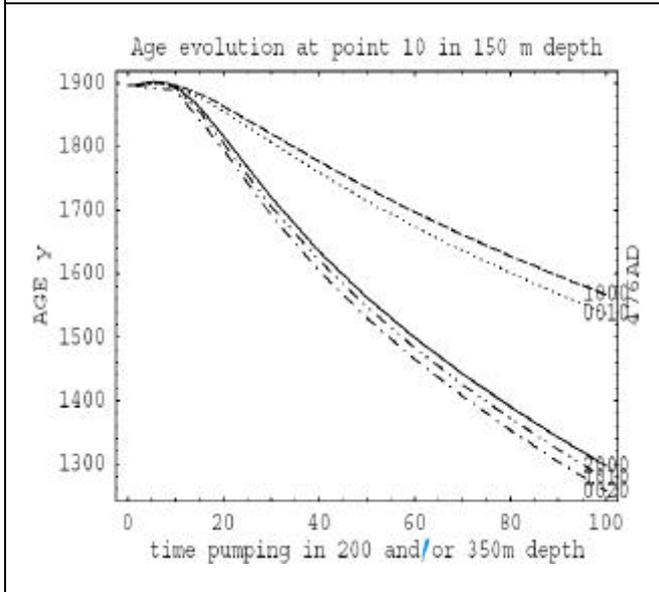
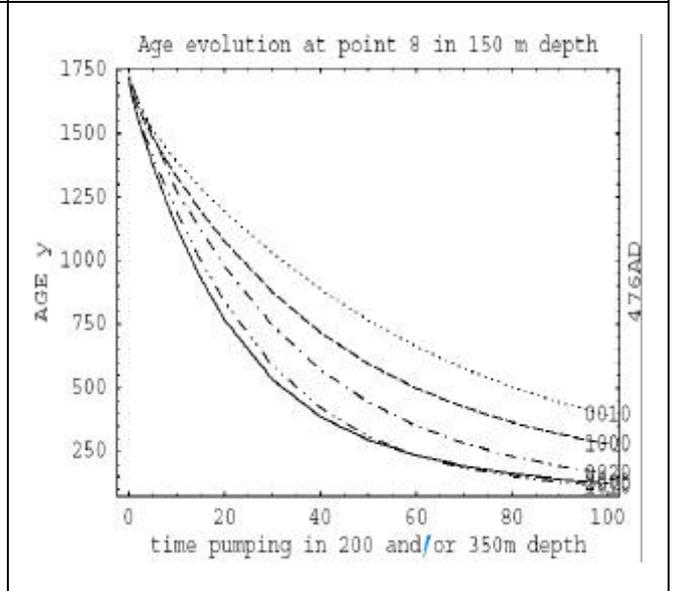
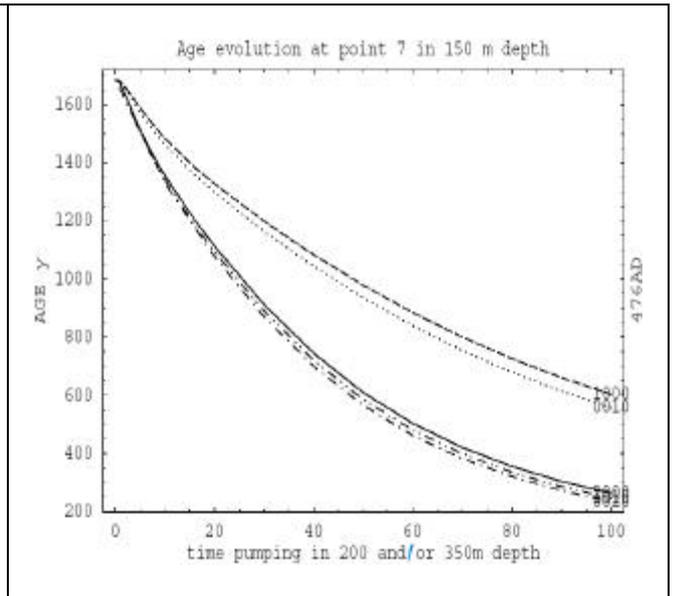
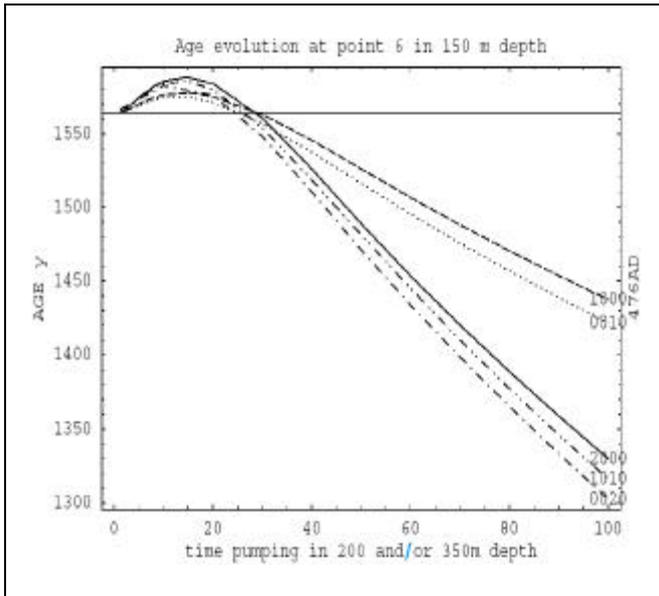


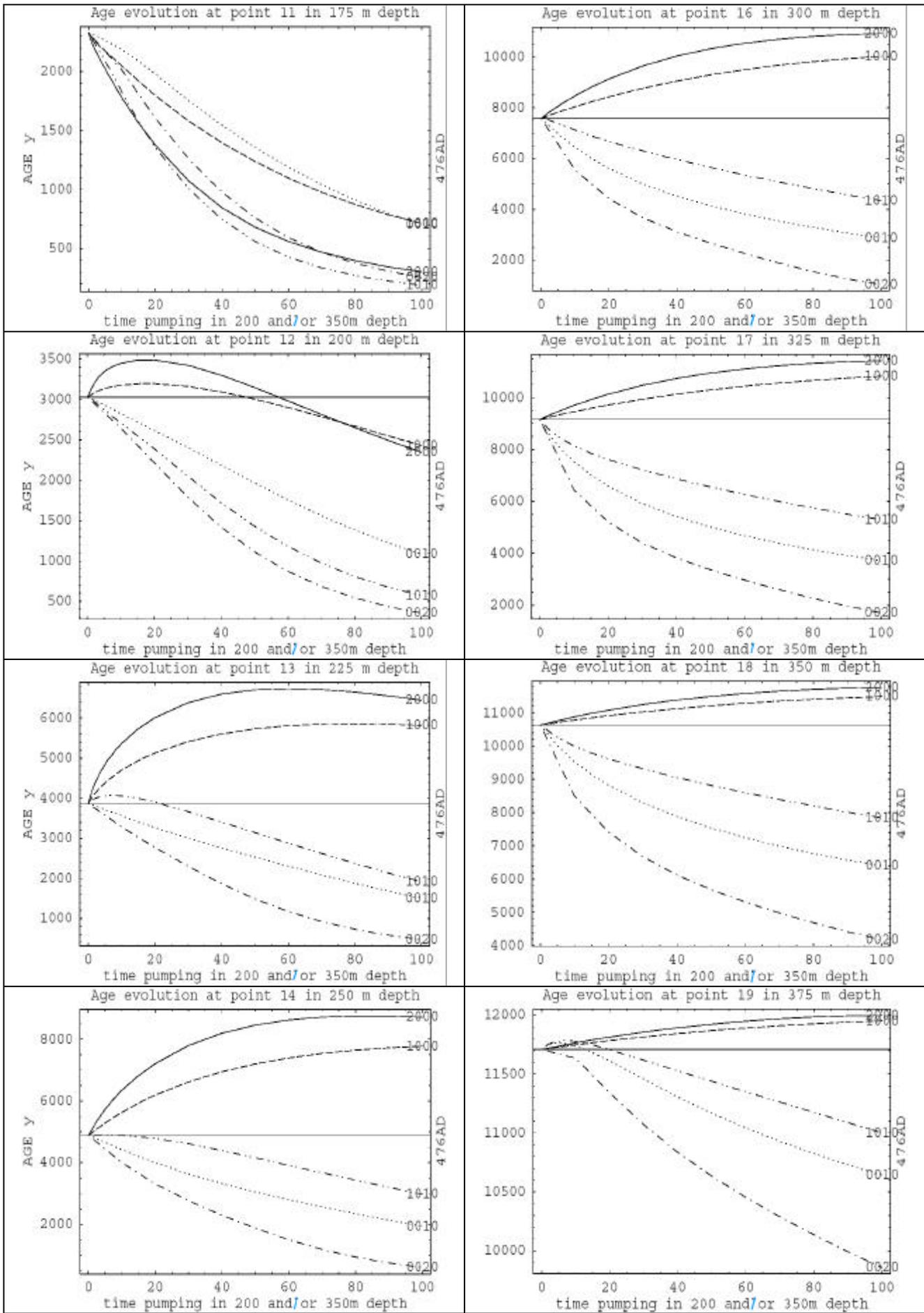
Bildanhang C

Zum Einfluss der Entnahmetiefe auf die Änderung des Grundwasseraltersfeldes

Abb. C.1-19 Hundertjährige Evolution der Grundwasseralterswerte unter gegebenen Pumpratenkombinationen aus den Tiefenbereichen „A“ (175-225m) und/oder „D“ (325-375m), in Gesamthöhe von 10% bzw. 20% der Ganzaquiferneubildung, an 19 Punkten im geschichteten Grundwasserleiter mit ausgeprägtem Leitfähigkeitskontrast (Musterverteilung „E-4,7,6“)







Altersentwicklung in Tiefe von Punkt 15, Punkt 16 sehr ähnlich (weggelassen)

Anhang D

Zur Stabilität oder Reproduzierbarkeit der FWS-Kurvenvorlagen

Unter „periodischer Bewirtschaftung“ wird das im § 3.7 erläuterte Bewirtschaftungsszenario verstanden, stellvertretend für eine unregelmäßige Bewirtschaftung. Abgekürzt als „Hysterese“ ist eher ein *historisches* Gedächtnis zu verstehen (die „Hysterese“-Kurven sind selbst nicht reproduzierbar), was die Aufgabe eines FWS durch die teilweise Entkopplung des Stofftransportverhaltens vom hydraulischen Aquiferverhalten erschwert. Angaben in % beziehen sich einheitlich auf den Oberflächenwert (nicht auf den lokalen Anfangswert!).

Alle Simulationen wurden für die hydrogeologische Musterverteilung mit ausgeprägtem Leitfähigkeitskontrast („E-4,7,6“) durchgeführt.

Abb. D.1a ¹⁴C-Evolution in mittleren Tiefen und in Entnahme-Tiefe bei periodischer Bewirtschaftung (hier Filterstrecke 100m tiefer als im Folgenden)

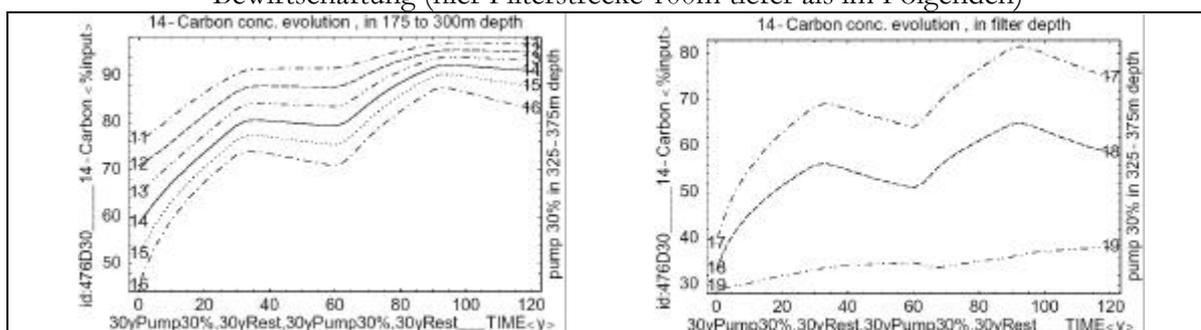


Abb. D.1b ¹⁴C-Hydraulik-„Hysterese“ oberflächennah und tief und an unterschiedlichen Filterstreckenpunkten bei periodischer Bewirtschaftung (hier Filterstrecke 100m tiefer als im Folgenden)

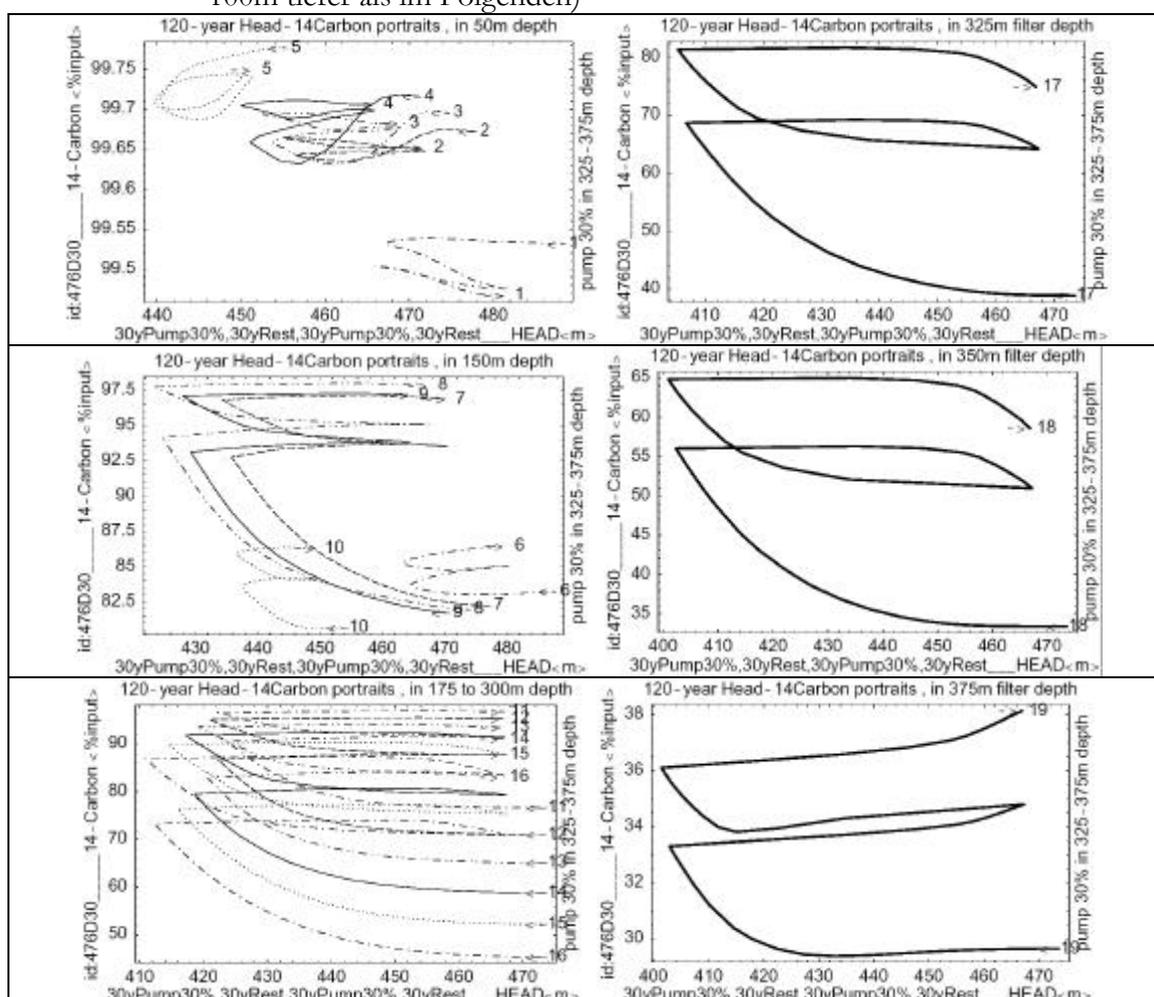


Abb. D.2a Schadstoffevolution in 50 m, in 150 m und in Entnahme-Tiefe

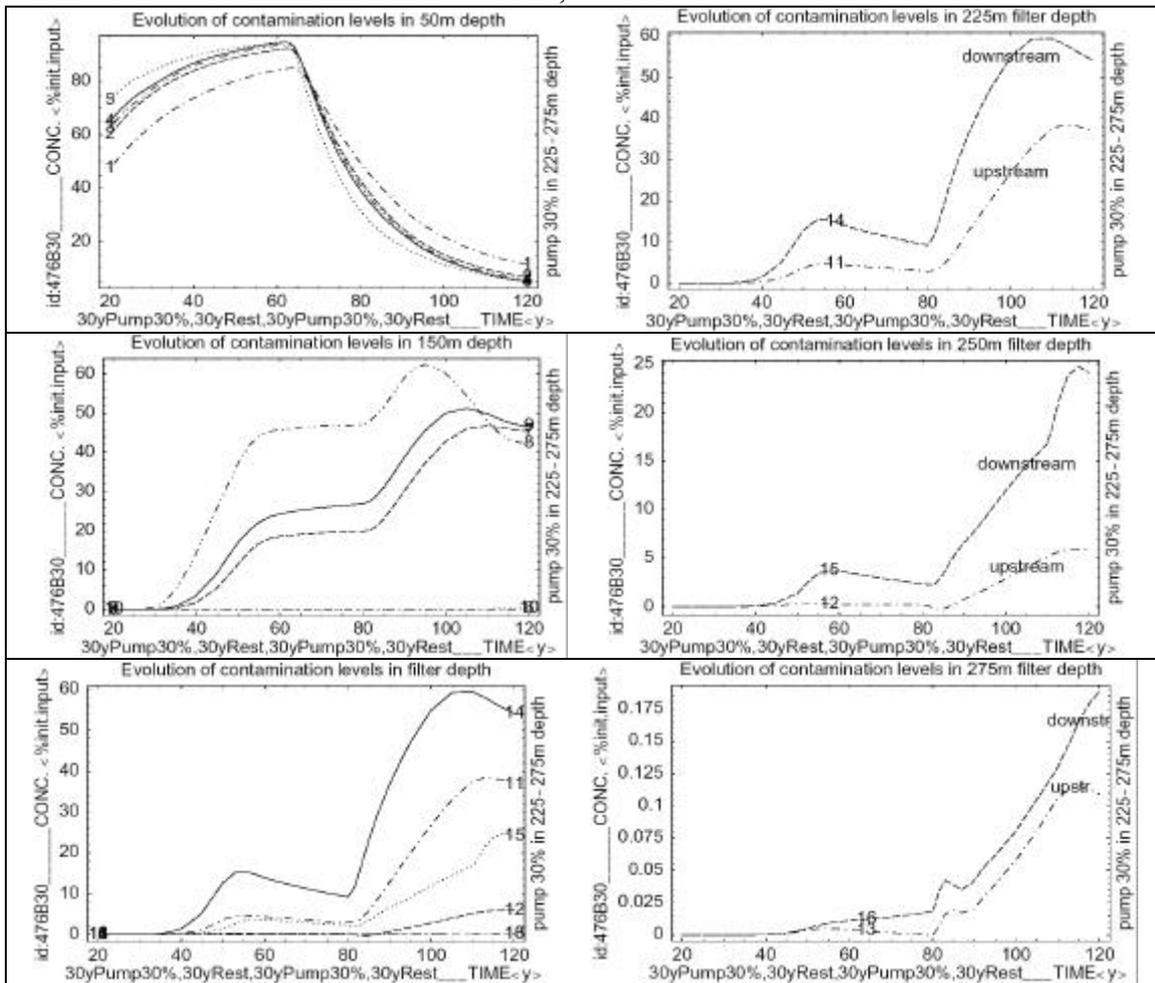


Abb. D.2b Schadstoff-Hydraulik-Entkopplung in 50 m, in 150 m und in Entnahme-Tiefe

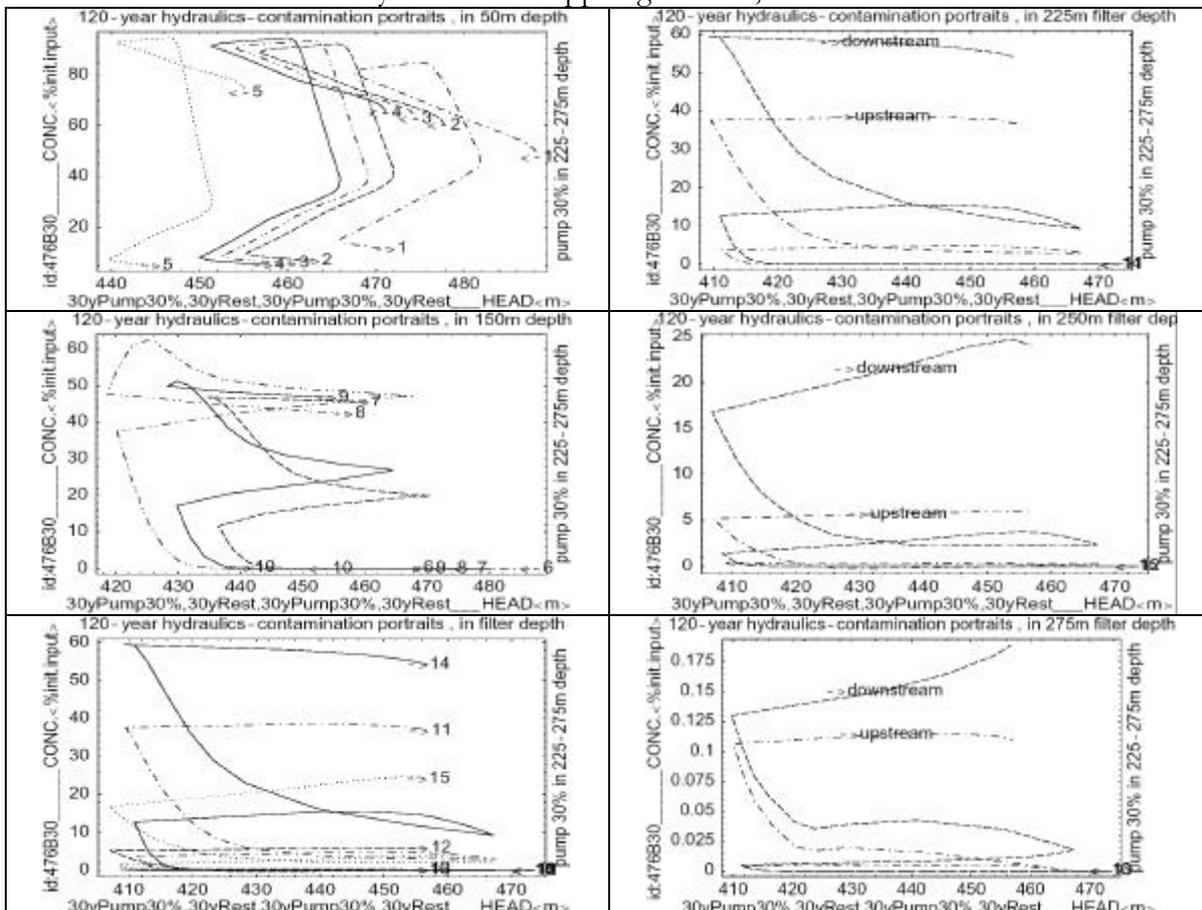


Abb. D.3a ^{39}Ar -Evolution in 50 m, 150 m und in Entnahme-Tiefe (an unterschiedlichen Filterstreckenpunkten) bei periodischer Bewirtschaftung

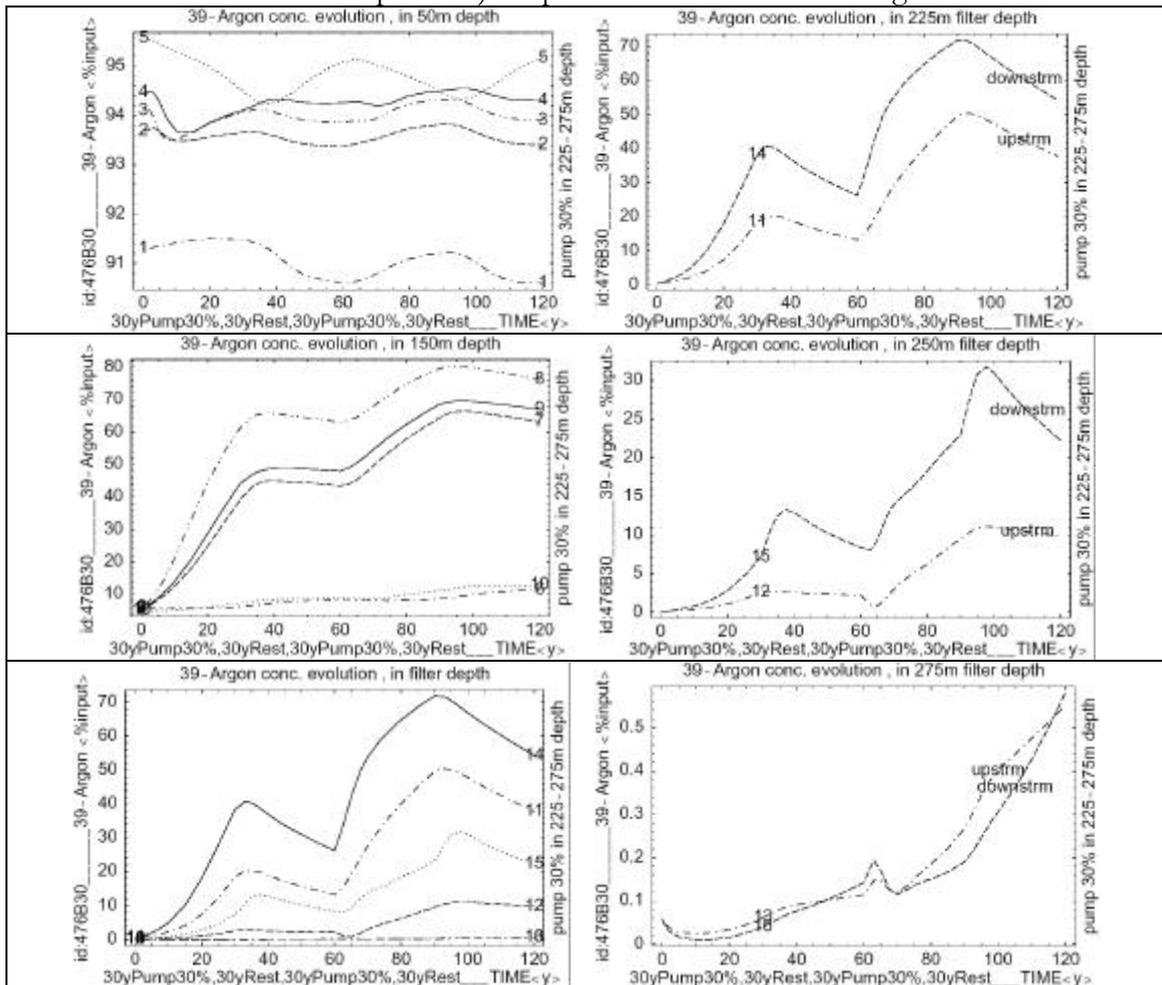
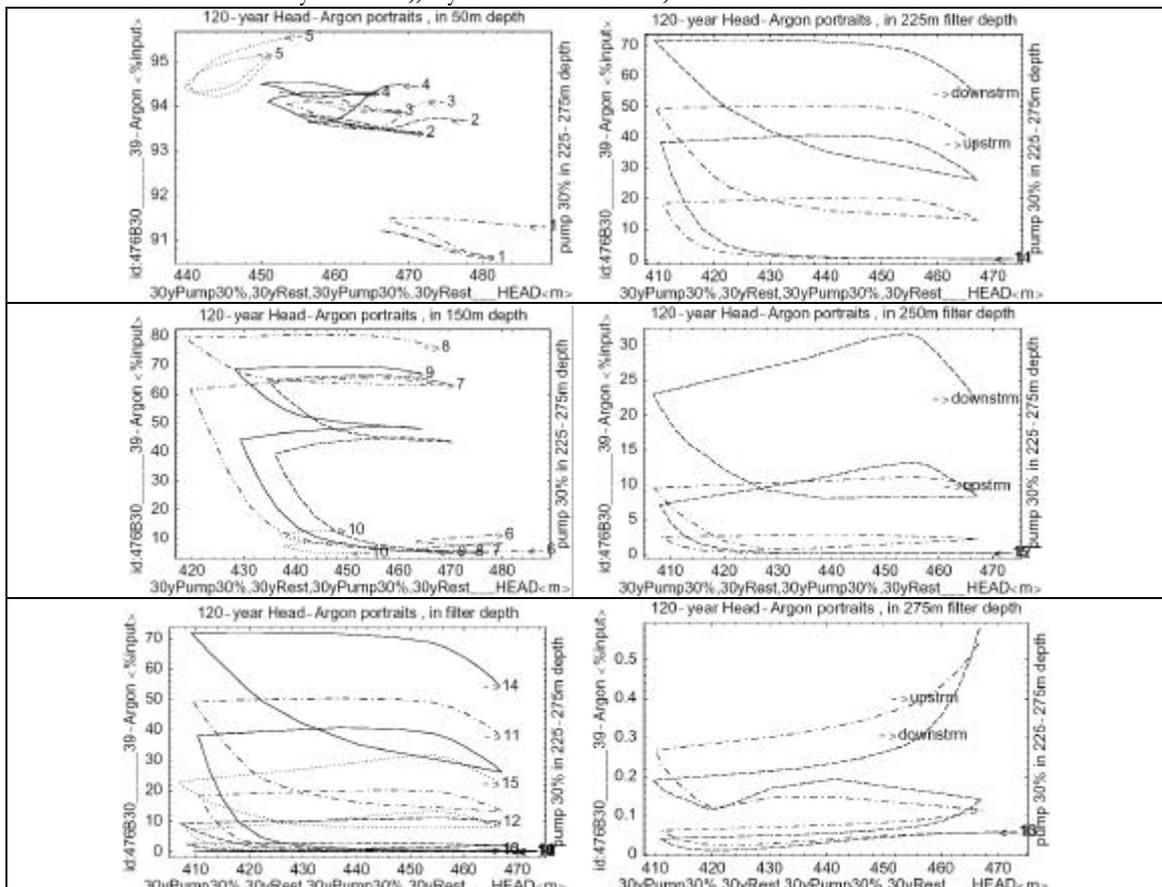


Abb. D.3b ^{39}Ar -Hydraulik-, „Hysterese“ in 50 m, 150 m und in Entnahme-Tiefe



Lebenslauf

Geb. 1966 in Bukarest (Rumänien).

1980-1982: Fachlyzeum für Biologie-Chemie in Bukarest.

1982-1984: Fachlyzeum für Mathematik-Physik in Bukarest. Abitur 1984.

1984-1988: Physik-Studium an der Univ. Bukarest. Diplom 1988.

(Diplomarbeit: Sturm'sche Methoden u. Anwendungen in der Quantenmechanik)

1988/1989: Physik-Spezialisierungsstudium an der Univ. Bukarest. Spezialisierungsdiplom 1989.

(Spezialisierungsarbeit in Atmosphärenphysik)

1989-1991: als Physiker am Nationalinstitut für Meteorologie und Hydrologie in Bukarest

(Abteilung Hydrologie)

1991-lfd. (beurlaubt): als Physiker am Institut für Angewandte Mathematik der Rumänischen Akad. d. Wiss.

1994-1997 (ca. 6 Wochen/Jahr): Besuch eines *Environmental Sciences and Policy*-Studiums bei der *Central-European University* (Budapest)

1997,1998: verschiedene Forschungsaufenthalte am GSF-FZ Neuherberg (Inst. Ökologische Chemie, ökotoxikologische Modellierungen) und KFA-Jülich (ICG-4, Beteiligung an einem EC-Projekt zur Modellierung großräumigen Pestizidtransports)

Okt. 1998 - Juli 1999: Programmstudium an der Fakultät für Geowissenschaften der LMU München mit Besuch von Vorlesungen und Übungen im Bereich Hydrogeologie (DAAD Stipendium)

Okt. 1999 - Juli 2002: Promotionsstudium an der Fakultät für Geowissenschaften der LMU München, mit Gastaufenthalt am GSF-FZ Neuherberg, Inst. Hydrologie (DAAD Stipendium bis Juli 2001; von Febr. 2002 bis Juli 2002 wiss. Hilfskraft mit 3,25 St./Wo. am GSF - Inst. Hydrologie).

Dissertation mit dem Thema „Altersbetrachtungen und numerische Simulationen zu Möglichkeit und Grenzen einer prozess-orientierten Kontrolle (*Frühwarnsystem*) der Bewirtschaftung tiefer Grundwässer“ eingereicht an der LMU-München im Sept. 2002 / Febr. 2003

(Themenstellung und Betreuung durch Prof. Seiler, Mitbetreuung durch Prof. Maloszewski)

Jan. 2003 - lfd.: wiss. Mitarbeiter (Halbzeit) am Geowissenschaftlichen Zentrum der Univ. Göttingen, Abt.

Angewandte Geologie, mit Aufgaben im Bereich Modellierung (DFG-Projekt „Investigation of thermo-hydro-mechanical processes in deep crystalline rock – Experiments and numerical modeling“)