

Tiefengrundwässer im Oberösterreichischen Molassebecken und im Steirischen Becken

Deep Groundwaters in the Molasse Basin of Upper Austria and in the Styrian Basin, Austria

J.E. GOLDBRUNNER¹⁾

Inhalt	Seite
1. Einleitung – Begriffsklärung	7
2. Die Bedeutung isopenhydrologischer und hydrochemischer Untersuchungen für die Erfassung und Quantifizierung von Tiefengrundwassersystemen	9
3. Das Oberösterreichische Molassebecken	11
3.1. Übersicht über die geologisch-hydrogeologischen Verhältnisse	11
3.1.1. Der Beckenuntergrund	11
3.1.2. Die Schichtfolgen der tertiären Beckenfüllung	17
3.2. Hydrogeologische Untersuchungen	18
3.2.1. Die Tiefengrundwässer der Innviertler Serie	18
3.2.1.1. Die geologischen und hydrogeologischen Verhältnisse	18
3.2.1.2. Hydrochemische Untersuchungen	21
3.2.1.3. Deuterium und Sauerstoff-18	28
3.2.1.4. Kohlenstoff-14 und Kohlenstoff-13	30
3.2.1.5. Untersuchungen der Edelgas- und Urangelhalte und des Verhältnisses von U-234 zu U-238	31
3.2.1.6. Hydrogeologische Schlußfolgerungen	39
3.2.2. Hydrogeologie tieferliegender Tiefengrundwässer und Forma- tionswässer des Oberösterreichischen Molassebeckens	40
3.2.2.1. Allgemeines	40
3.2.2.2. Probennahme	41
3.2.2.3. Hydrochemie	42
3.2.2.4. Stabile Isotope (Deuterium und Sauerstoff-18)	49
3.2.2.5. Gaszusammensetzung	52
3.2.2.5.1. Das Argon-Isotopen-Verhältnis	52
3.2.2.5.2. Das Helium-Argon-Verhältnis	52
3.2.2.5.3. Das Methan-Argon-Verhältnis	56
3.2.2.5.4. Das Xenon-Argon- und Krypton-Argon- Verhältnis	58

¹⁾ Univ.-Doz. Dr. Johann Goldbrunner, Institut für Technische Geologie und Angewandte Mineralogie der Technischen Universität Graz, A-8010 Graz, Rechbauerstraße 12 und Institut für Geothermie und Hydrogeologie, Forschungsgesellschaft Joanneum m.b.H., A-8010 Graz, Elisabethstraße 16.

3.2.2.6.	Radioelemente	59
3.2.2.7.	Schlußfolgerungen	60
3.2.2.8.	Vergleich mit den Ergebnissen aus dem süddeutschen Molassebecken (Bayern und Baden-Württemberg) ..	61
3.2.3.	Die geothermischen Verhältnisse und die Möglichkeiten zur Erschließung geothermischer Energie im Oberösterreichischen Molassebecken	62
4.	Das Oststeirische Tertiärbecken	66
4.1.	Die Tiefbohrung Fürstenfeld Thermal 1	66
4.1.1.	Allgemeines – Zweck der Bohrung	66
4.1.2.	Ergebnis der Bohrung	67
4.1.3.	Allgemeine Daten der Bohrung	68
4.1.3.1.	Geologisches Profil	68
4.1.3.2.	Zusammenfassung der geologischen und hydrogeolo- gischen Daten der Tiefbohrung Fürstenfeld Thermal 1	68
4.2.	Die geologischen und hydrogeologischen Verhältnisse des Oststeiri- schen Tertiärbeckens	72
4.2.1.	Beckenuntergrund	72
4.2.2.	Neogene Beckenfüllung	79
4.2.3.	Die hydrodynamischen und geothermischen Verhältnisse des Fürstenfelder Beckens	84
	Zusammenfassung	87
	Literatur	89
	Summary	94

1. Einleitung

Die Gefährdung der seichtliegenden Grundwasservorkommen durch die zunehmende Umweltverschmutzung bringt es mit sich, daß verstärkt auf tieferliegende Grundwässer, die noch unberührt von anthropogenen Verunreinigungen sind, zurückgegriffen werden muß. Die Bestrebungen, Tiefengrundwässer als Träger für die Gewinnung von geothermischer Energie zu nutzen, sind in den letzten Jahren aufgrund des niedrigen Rohölpreises etwas in den Hintergrund getreten. Dafür gingen von seiten der Balneologie neue Impulse für den Tiefengrundwasseraufschluß aus.

Der Begriff „Tiefengrundwasser“ unterliegt in der deutsch- und englischsprachigen Literatur keiner eindeutigen und allgemein akzeptierten Definition. Dies ist in erster Linie auf die unterschiedliche Bewertung einzelner Kenngrößen wie die Tiefenlage des Aquifers und die chemische Beschaffenheit des Wassers zurückzuführen. So definiert z.B. H. HÖTZL (1973) Tiefenwässer als Grundwässer, die „wesentlich unter dem Vorflutsystem liegen und dort weitgehend stagnieren und durch hohe Natrium- und Sulfat- bzw. Chloridwerte gekennzeichnet sind“.

Auch W. RICHTER & W. LILICH (1975) ziehen in ihrem Standardwerk „Abriß der Hydrogeologie“ die chemische Beschaffenheit der Wässer für die Tiefenwasserdefinition heran: „Alle Tiefengrundwässer sind in ihrem Grundhabitus ähnlich, und zwar ohne größere Unterschiede in den verschiedenen Regionen der Erde. Wenngleich ihre Konzentrationen an gelösten Stoffen zwischen einigen 1.000 mg/l und mehr als 300.000 mg/l schwanken, so bilden stets Natrium und Chlorid die vorherrschenden Ionen“.

Eine bedeutend präzisere Definition des Begriffes „Tiefengrundwasser“ stammt von J. ZÖTL (1978). Sie berücksichtigt die Tatsachen, daß einerseits in einem Sedimentbecken Natrium-Bicarbonat-Wässer mit Trinkwasserqualität in Tiefen von über 1.000 m erschlossen werden, während andererseits Natrium-Chlorid-Solen in oberflächennahen Aquiferen vorkommen. Für ZÖTL ist die Verweildauer des Wassers das wichtigste Beurteilungskriterium, wobei er als Anhaltspunkte hierfür den Tritiumgehalt und den Gehalt an gelöstem Sauerstoff heranzieht. Da die Tritiumkonzentrationen in den Niederschlagswässern der präthermonuklearen Ära nur durch die natürliche Produktion bestimmt wurden ($H-3 < 10$ T.U.), und Tritium dem radioaktiven Zerfall unterliegt ($T_{1/2} = 12,35$ a) sind tritium-, „freie“ Wässer in jedem Fall vor 1952 in den Aquifer gelangt.

Auch der Gehalt an gelöstem Sauerstoff zeigt bei gespannten Wässern eindeutige Beziehungen zur Verweildauer. Fehlender Sauerstoffgehalt ist ein erstes Indiz für das Vorliegen länger gespeicherten Wassers.

Der große Vorteil dieser Betrachtungsweise liegt in der Tatsache, daß die Tiefenlage des Aquifers hierbei keine Rolle spielt und nur die spezifischen Eigenschaften des Fluids, welche das Ergebnis der abgelaufenen chemisch-physikalischen Prozesse und der hydraulischen Bedingungen im Grundwasserleiter sind, als Beurteilungskriterien herangezogen werden.

Unter **Tiefengrundwässern** werden im Rahmen der vorliegenden Arbeit Grundwässer verstanden, welche aufgrund einer weiträumigen Überdeckung durch minderdurchlässige Schichten nicht unmittelbar durch Infiltrationen von der Oberfläche alimentiert werden (J. GOLDBRUNNER, 1984). Die Neubildung eines am Wasserkreislauf teilnehmenden Tiefengrundwassers erfolgt in einem vielfach nicht näher bekannten Regenerationsgebiet.

Als primäre Beurteilungskriterien für die Bezeichnung als Tiefengrundwasser werden der fehlende Gehalt an gelöstem Sauerstoff ($O_2 < 0,1 \text{ mg/l}$) und das Vorliegen von Tritiumkonzentrationen unter 1 T.U. herangezogen.

Der Wert von 1 T.U. (1 T.U. = 1 Atom H-3 auf 10^{18} Atome H-1) entspricht der Nachweisgrenze der heute routinemäßig eingesetzten Flüssigkeitsszintillationszähler (H. MOSER & W. RAUERT, 1980). Wässer mit derartigen Tritiumgehalten haben Mindestalter von über 50 Jahren.

Fig 1. zeigt ein vereinfachtes hydrogeologisches Profil zur Erläuterung des Begriffes „Tiefengrundwasser“ unter Einbeziehung der für die Definition gebrauchten chemisch-physikalischen Parameter. Neben der Reduktion des Sauerstoffgehaltes ist für Tiefengrundwasser die Abnahme des CO_2 -Partialdruckes (pCO_2) bei fehlender CO_2 -Produktion im Aquifer, etwa durch Zersetzung organischer Substanz oder postvulkanische Erscheinungen, charakteristisch.

Der CO_2 -Input wird bei der Infiltration in erster Linie durch den CO_2 -Gehalt der Bodenzone bestimmt. Die im Aquifer unter geschlossenen Systembedingungen ablaufenden chemischen Prozesse (besonders die Lösung von Karbonaten) können den Partialdruck des CO_2 , mit dem das Wasser im Gleichgewicht steht, beträchtlich unter

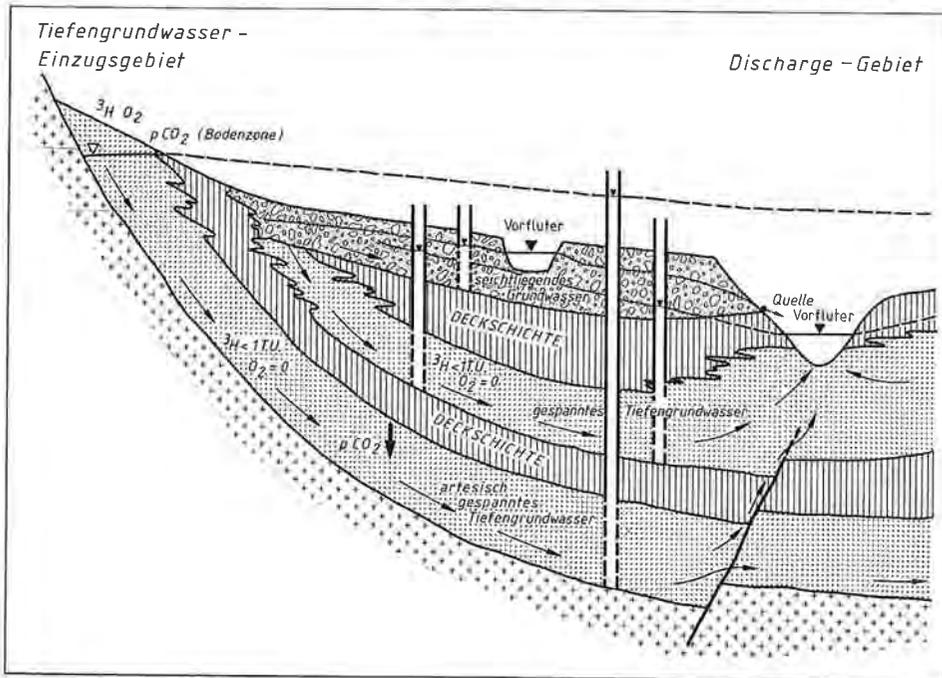


Fig. 1: Schematisches Profil zur Erläuterung des Begriffes „Tiefengrundwasser“; nach J. ZÖTL et al. (1986), ergänzt.

den in der Atmosphäre vorherrschenden reduzieren. So wurden bei Untersuchungen im Rahmen des schwedischen „Stripa-Projekts“ zur Abklärung der hydrologischen Bedingungen für die Endlagerung radioaktiver Abfälle Tiefengrundwasser aufgeschlossen, die im Equilibrium mit einem pCO_2 von $10^{-6,5} \text{ atm}$ (gegenüber $10^{-3,5} \text{ atm}$ in der Luft) standen (P. FRITZ et al., 1979). Solche Wässer nehmen bei Kontakt mit der Atmosphäre sofort Luft-Kohlendioxid auf.

Die Entwässerung eines Tiefengrundwassersystems erfolgt in einen Vorfluter, wobei seichte lokale Systeme mit relativ rascher Bewegung von tieferreichenden und größere Gebiete umspannenden Fließsystemen (intermediate and regional systems, J. TOTH, 1963) unterschieden werden müssen. Das Strömungssystem lokaler, seichter Systeme wird noch sehr stark von der Topographie beeinflusst, während mit zunehmender Tiefe unter dem Vorflutniveau die Stromliniendichte und damit der Grundwasserumsatz abnimmt. In Fig. 1 repräsentiert der Aquifer mit gespanntem Tiefengrundwasser ein lokales System; der tiefere Grundwasserleiter gehört zu einem „intermediate system“, da er teilweise zu einem weiter entfernten (in Figur 1 nicht dargestellten) Vorfluter entwässert.

Tiefengrundwasser-Entlastungszonen (Discharge Gebiete) sind durch das Aufsteigen von Wässern aus tieferen Horizonten häufig durch das Auftreten positiver Temperaturanomalien gekennzeichnet.

Als Besonderheit unter den Tiefengrundwässern sind die **Formationswässer** anzusehen. Darunter sind Wässer zu verstehen, die seit ihrer Einwanderung in die Schichtfolge, in der sie aufgeschlossen werden, keine Verbindung mit einem oberirdischen Einzugsgebiet hatten (J. GOLDBRUNNER, 1984). Ein deutliches Kennzeichen von Formationswässern ist daher ihre geringe Mobilität. Bei Abwesenheit evaporitischer Gesteine im Aquifer sind Formationswässer gegenüber den mobilen und regenerierbaren Tiefengrundwässern durch eine erhöhte Mineralisierung gekennzeichnet.

2. Die Bedeutung isotopenhydrologischer und hydrochemischer Untersuchungen für die Erfassung und Quantifizierung von Tiefengrundwassersystemen

Tiefengrundwasser nach der in Kapitel 1 gegebenen Definition nimmt im allgemeinen nur sehr langsam, oft nur über geologische Zeiträume am Wasserkreislauf teil („Tiefenstandwasser“ K. WEITHOFER, 1935). Aus diesem Grund versagen die üblicherweise im seichtliegenden Grundwasser oder bei Karstwasseruntersuchungen angewandten hydrologischen Methoden, weil die den langsamen Zeitabläufen in der Tiefengrundwasserbewegung adäquaten Beobachtungsperioden und ein den gesamten Querschnitt des Tiefengrundwasserleiters umspannendes Pegelnetz nicht zur Verfügung stehen.

Die Erfassung der Tiefengrundwasserzirkulation und Differenzierung einzelner Fließsysteme wurde erst durch die Einbeziehung der Hydrochemie und Isotopenhydrologie in regionale Studien möglich, wobei als wichtigstes Ergebnis die Kenntnis der **Grundwasser-Altersverteilung** im Tiefengrundwasserleiter anzusehen ist. Daraus sind weitere Größen wie Verweildauer und Abstandsgeschwindigkeit ableitbar.

Die Bestimmung des Grundwasser-„alters“ ist direkt nur mit Hilfe von radioaktiven Isotopen bei Kenntnis der Inputfunktionen möglich, während der Gehalt an stabilen Isotopen (hauptsächlich Deuterium und Sauerstoff-18) und die chemische Beschaffenheit des Fluids nur indirekte Aussagen über die Speicherung im Untergrund erlauben. Das radioaktive Wasserstoff-Isotop **Tritium**, dessen Gehalt in den Niederschlägen durch die atmosphärischen thermonuklearen Versuche der Großmächte besonders anfang der 60-er Jahre stark angestiegen war, kann zur Abschätzung von Grundwasseraltern bis zu 50 Jahren herangezogen werden. Die unterirdische Produktion von H-3 nach der Reaktion $\text{Li-6} (n, \alpha) = \text{H-3}$ (J. N. ANDREWS, 1985) wurde diskutiert, sie spielt aber quantitativ in den meisten Grundwassersystemen keine Rolle.

Die Verwendung von kosmogenem Argon-39, dessen Halbwertszeit 269 Jahre beträgt, sollte helfen, die Lücke zwischen den Datierungszeiträumen der Isotope Tritium und Kohlenstoff-14 für Grundwasser-Verweilzeiten von mehr als 1.000 Jahren zu schließen (H. LOOSLI, 1983). Trotz vielfacher Bemühungen (J. N. ANDREWS et al., 1984) ist es jedoch nicht gelungen, die Diskrepanz zwischen den durch die Argon-39- und die Kohlenstoff-14-Methode erhaltenen Alterswerten zu erklären.

Für Grundwässer mit Verweilzeiten bis 40.000 Jahre bietet sich die Datierung mit kosmogenem C-14 ($T_{1/2} = 5.730 \text{ a}$) an, wobei jedoch nur dann hydraulisch relevante Ergebnisse erzielt werden können, wenn es gelingt, die Karbonat-Lösungsgeschichte des Wassers nachzuvollziehen und durch entsprechende Korrekturen bei Berechnung des Wasser„alters“ zu berücksichtigen.

Eine absolute Datierung von Grundwässern, deren Verweilzeit jenseits der Datierungsgrenze des Kohlenstoff-14 liegt, ist derzeit noch nicht möglich.

Für die Datierung sehr alter Wässer würde sich aufgrund der Halbwertszeit von $3,1 \times 10^5 \text{ a}$ das Isotop Chlor-36 eignen. Die komplizierte und kostenaufwendige Meßtechnik und die Wahrscheinlichkeit, daß Cl-36 auch in der Gesteinsmatrix produziert wird, schränken die Anwendbarkeit dieser Methode in der praktischen Hydrogeologie weitgehend ein. Dies bewiesen u.a. Cl-36- Untersuchungen an ausgewählten Wässern der Innviertler Serie Oberösterreichs, welche nur eine grobe Altersdifferenzierung erlaubten (G. HABERSTOCK et al., 1986).

Indirekte Informationen über Alterstrends in Tiefengrundwasserleitern können durch das stabile Isotop Helium-4 erhalten werden, dessen Konzentration in der Lithosphäre in erster Linie durch den Zerfall der Elemente Uran und Thorium bestimmt wird.

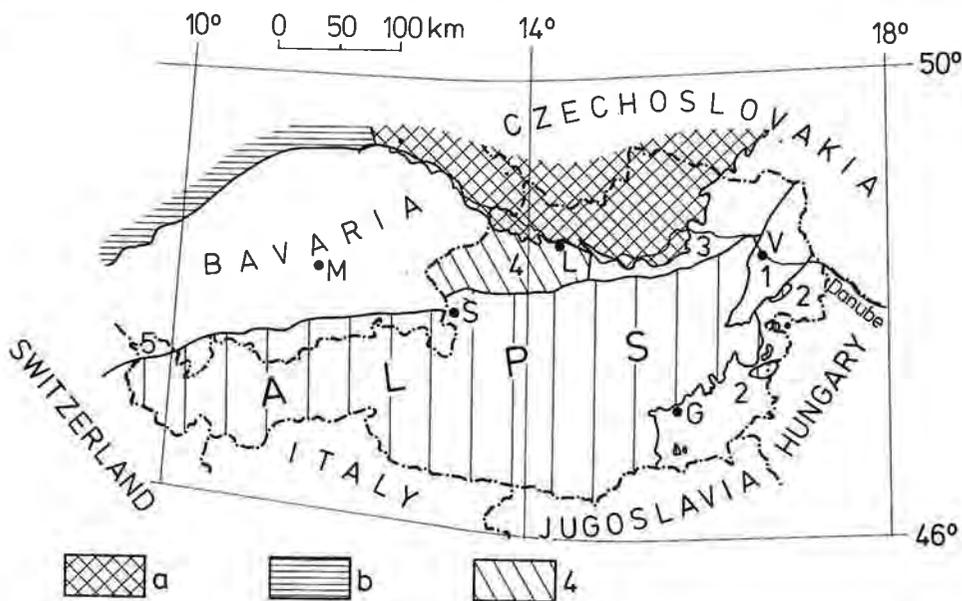


Fig. 2: Hauptverbreitungsgebiete der Tiefengrundwässer in Österreich. a = Kristallin der Böhmisches Masse, b = Fränkische Alb, A = Wiener Becken, 2 = Steirisches Becken, 3 = Niederösterreichische Molassezone, 4 = Oberösterreichisches Molassebecken, 5 = Rheintal; G = Graz, L = Linz, M = München, V = Wien.

Aufgrund der Temperaturabhängigkeit der Löslichkeit der Edelgase Argon, Xenon und Krypton ist es möglich, Paläo-Infiltrationstemperaturen, das heißt Temperaturen, die zur Zeit der Neubildung des Tiefengrundwassers herrschten, zu ermitteln (E. MAZOR, 1972). Zusammen mit den ebenfalls temperaturabhängigen stabilen Isotopen Deuterium (H-2) und Sauerstoff-18 können so Anhaltspunkte über die Altersstellung von Wässern erhalten werden.

In der vorliegenden Arbeit werden die Tiefengrundwasservorkommen des Oberösterreichischen Molassebeckens und des Steirischen Beckens behandelt (Fig. 2).

3. Das Oberösterreichische Molassebecken

3.1. Übersicht über die geologisch-hydrogeologischen Verhältnisse

Die Oberösterreichische Molassezone zwischen den Flüssen Salzach und Enns ist ein Teil der alpin-karpatischen Tertiärvortiefe, welche sich von der Schweiz über Süddeutschland und Österreich bis in die CSSR und Polen erstreckt. Im Norden wird sie durch das variszisch konsolidierte Kristallin der Böhmisches Masse, im Süden durch den Nordrand des verschuppten Flysch und des Helvetikums begrenzt (Fig. 3).

Einblick in den Baustil des Oberösterreichischen Molassebeckens geben die beiden ungefähr N-S-orientierten, 5fach überhöhten Profile in Fig. 4 und 5. Sie zeigen den stark asymmetrischen Bau der Molassezone mit Beckentiefen von über 4.000 m im Süden im Bereich der Flysch-Helvetikum-Überschiebung. Deutlich erkennbar ist die starke Zerlegung des Untergrundes vor allem durch die NW-SE-streichenden prätertiären Brüche, die wie der Rieder Abbruch Sprunghöhen von bis zu 1.000 m erreichen können.

Im Gegensatz zu diesen im Intervall Oberkreide bis Obereozän wirksamen Brüchen streichen die oligozänen Brüche generell W-E. Sie stehen mit der einseitigen Absenkung des Molassebeckens in Richtung Süden in Zusammenhang. An sie sind die meisten bisher aufgefundenen Kohlenwasserstoff-Lagerstätten gebunden.

Auch das W-E-orientierte Längsprofil in Fig. 6 läßt die starke Zerbrechung des Untergrundes und eine – wenn auch weniger deutlich ausgeprägte – Asymmetrie erkennen.

Tab. 1 gibt eine Übersicht über die Stratigraphie der Schichtfolgen des Oberösterreichischen Molassebeckens und der wichtigsten darin auftretenden Tiefengrundwasserleiter.

3.1.1. Der Beckenuntergrund

Das Basement wird durch das **Kristallin der Böhmisches Masse** gebildet. Es liegt in Form von moldanubischen Graniten, Granuliten, Gneisen, Marmoren etc. vor. Bis jetzt ist keine selbständige Lagerstätte in den kristallinen Gesteinen erschlossen worden, obwohl zumindest in der bis zu 80 m mächtigen Verwitterungszone (H. WIESENER et al., 1976) und im Bereich der großen Brüche mit dem Auftreten von sekundären Porositäten zu rechnen ist. Kluftwasserführung in kristallinen Gesteinen wurde bei Stollenbauten, z.B. beim Bau des Wasserkraftstollens Partenstein (L. KÖBL & G. BEURLE, 1925; J. STINI, 1950) nachgewiesen. Hydrogeologische Untersuchungen im schweizer Anteil des Molassebeckens (W. KANZ, 1987) zeigten eindeutig das Vorhandensein von mobilen Wässern im kristallinen Basement.

Im Fall des nahe dem Massivrand stehenden artesischen Brunnens von Rainbach (nahe Schärding) ist eine örtlich erhöhte Permeabilität der kristallinen Gesteine im

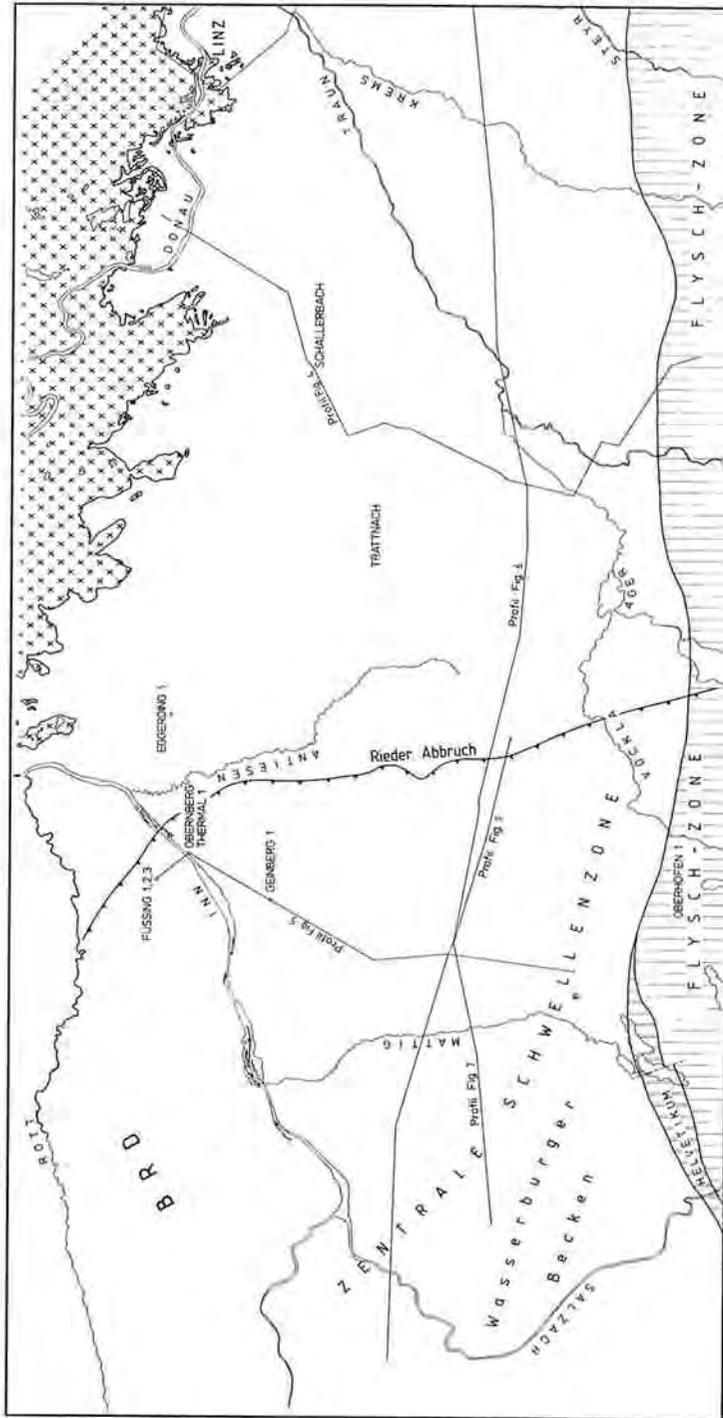


Fig. 3: Das Untersuchungsgebiet Oberösterreichisches Molassebecken mit der Lage der geologischen Profile.

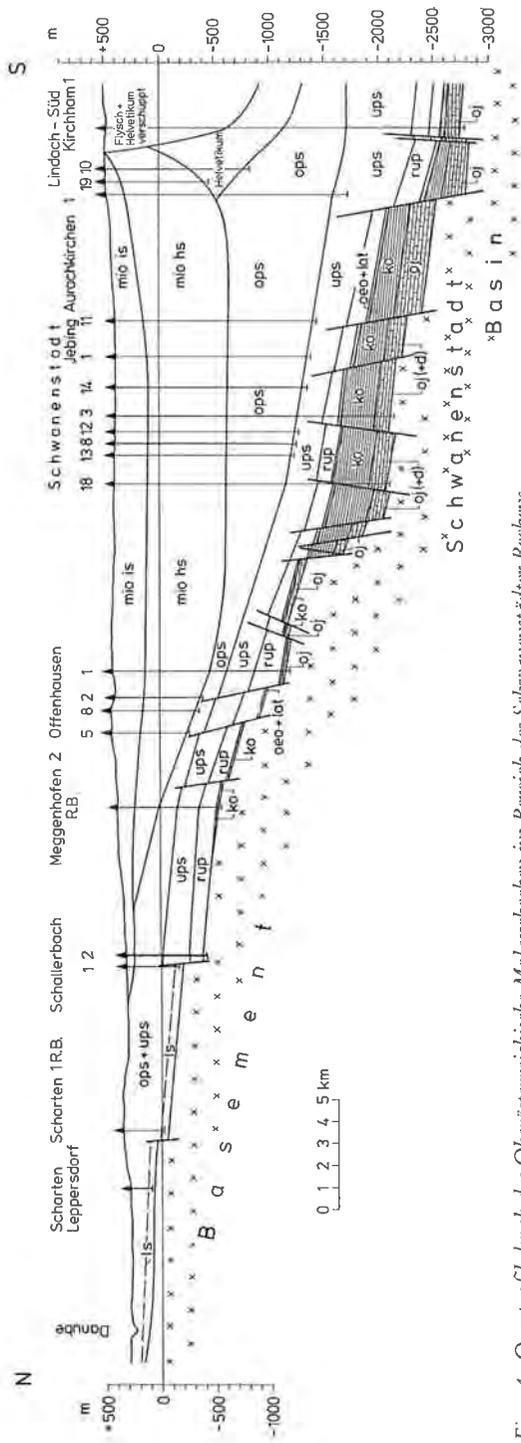


Fig. 4: Querprofil durch das Oberösterreichische Molassebecken im Bereich des Schwanenstättler Beckens und seines nördlichen Randbereiches (Lage des Profils siehe Fig. 3). mio is = Miozäne Serie, mio hs = Haller Serie, ops = Oberterziäre Sande, rup = Rupelien, oeo = Oberterziäre Sande und Lattorfien, ko = Kriallines Basement, xxx = Kriallines Basement, oeo+lot = Oberterziäre Sande und Lattorfien, ls = Linzer Malm (+Dogger).

Einzugsgebiet gegeben, die eine Produktion des Brunnens von 30 l/s erlaubt. Eine Herkunft der Wasser von Rainbach aus dem Beckeninneren ist aufgrund von Isotopenuntersuchungen (J.N. ANDREWS et al., 1985, G. HABERSTOCK et al., 1986) auszuschließen.

Über dem Kristallin der Böhmisches Masse liegen transgressiv Sedimente des Oberjura. Die **Karbonate des Malm** mit Mächtigkeiten bis über 400 m sind die bedeutendsten Hoffnungsträger für die Erschötung von Heißwässern mit Temperaturen bis über 100° C. Die günstigen Aquifereigenschaften sind auf die besonders in

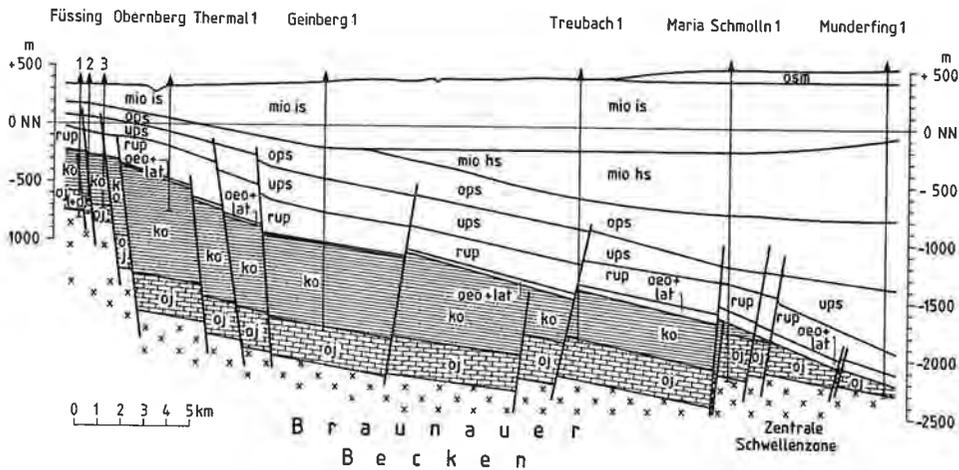


Fig. 5: Querprofil durch das Braunauer Becken (Lage des Profils siehe Fig. 3), Legende wie Fig. 4; nach J. GOLDBRUNNER (1984).

den Hangendbereichen der karbonatischen Schichtfolge ausgeprägte Verkarstung zurückzuführen. Es handelt sich vornehmlich um eine Paläoverkarstung, die zur Zeit von Regressionsphasen in der Unterkreide und im Intervall Paläozän-Untereozän wirksam werden konnte.

Für das Oberösterreichische Molassebecken, wo sich die Malmkarbonate aufgrund der starken erosiven Reduzierung am nördlichen Beckenrand vor allem in strukturtieferer Position finden, kann ein rezentes Fortschreiten der Verkarstung ausgeschlossen werden, es dürfte aber in den einzugsgebietsnahen Bereichen des Tiefen Karstes im Raum Baden-Württemberg (G. EINSELE et al., 1983) von Bedeutung sein.

Die Prospektion auf Heißwasserlagerstätten im Malm wird durch die Tatsache erschwert, daß die Verkarstung und damit die Wasserführung in den Karbonaten nicht flächenhaft entwickelt ist, sondern sich hauptsächlich auf die großen Störungszonen konzentriert. Zu beachten ist, daß durch die großen Verstellungsbeträge besonders der präezänen Verwürfe der unmittelbare Kontakt der Malmschollen untereinander gänzlich verlorengehen kann, was sicherlich zu einer Komplizierung der hydraulischen Verhältnisse führt.

Werden in den Malmkarbonaten (oft zufällig) Bereiche erhöhter Durchlässigkeit erschlossen, kann mit hohen Ergiebigkeiten gerechnet werden. So beträgt der freie Überlauf der Bohrungen Füssing 1-3 zusammen 100 l/s (H. GUDDEN, 1983), jener der oberösterreichischen Bohrung Geinberg 1 20 l/s. In letzter Zeit sind im süddeutschen Molassebecken durch die KW-Bohrungen Erding 1 und Haimhausen 1 wieder ergiebige Aquifere im Malmkörper erschlossen worden.

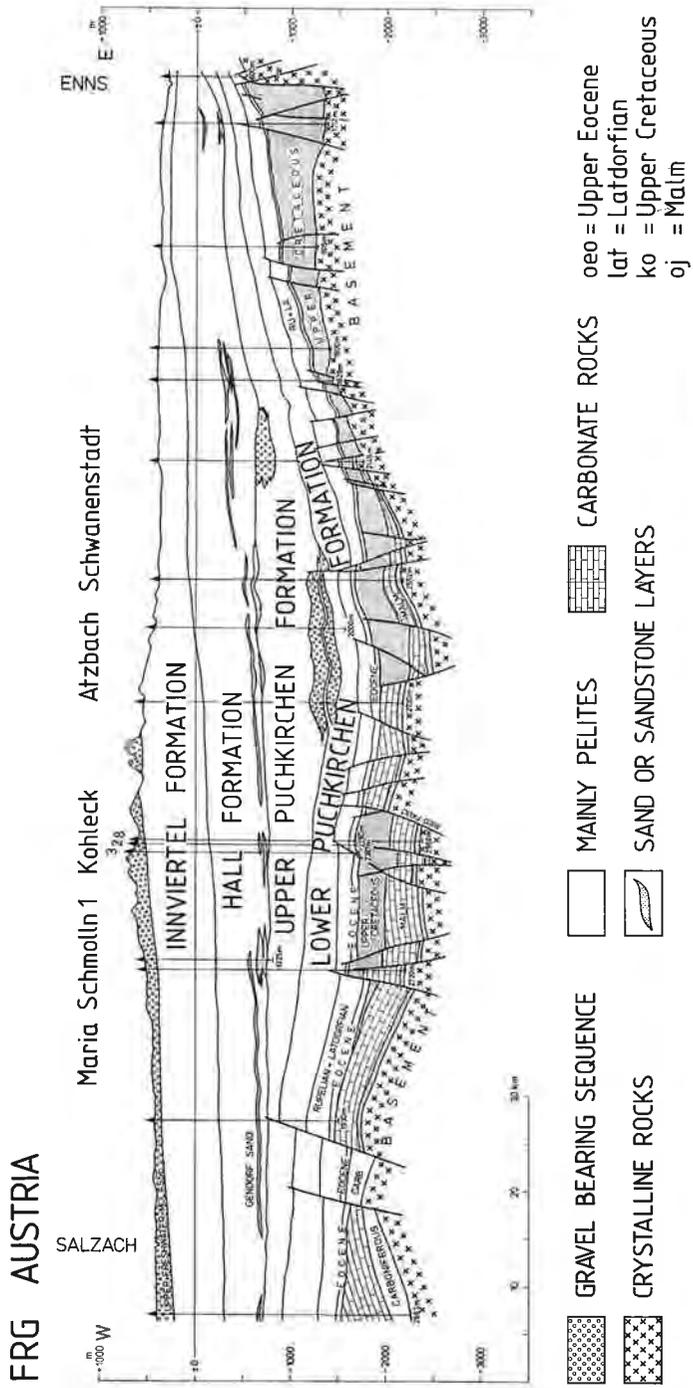


Fig. 6: Längsprofil durch das Oberösterreichische Molassebecken (Lage siehe Fig. 3); nach H. POLJANY (1983).

Die rezente hydraulische Wirksamkeit der Verkarstung wurde bis dato nur im seichterem Nordteil des Oberösterreichischen Molassebeckens durch direkte Erschließung ergiebiger Aquifere und/oder totale Spülungsverluste bei Tiefbohrungen nachgewiesen.

Im tieferen Südteil des Molassebeckens führen die Malmkarbonate nach den Erfahrungen der KW-Exploration keine mobilen Wässer, obwohl auch hier Spülungsverluste in einzelnen Tiefbohrungen eine örtlich erhöhte Durchlässigkeit der Malmkarbonate anzeigen. Dies gibt den Hinweis auf differierende hydraulische Bedingungen in beiden Beckenteilen (J. GOLDBRUNNER, 1984).

Nach der Erschließung von Kohlenwasserstoff-Lagerstätten im karbonatischen Malm (erster Ölfund in der Bohrung Haindorf/O.Ö., H. POLESNY, 1983 ; Erschließung einer ergiebigen Gaslagerstätte durch die bayerische Bohrung Kinsau 1) ist nunmehr der Malm auch für die Erdölindustrie von erhöhtem Interesse, zumal auch

Tab. 1: Stratigraphische Tabelle des Oberösterreichischen Molassebeckens mit den Kohlenwasserstoff-Horizonten und den wichtigsten Tiefengrundwasserleitern; nach J. GOLDBRUNNER (1984).

QU.	Holozän			Terrassen und Moränen			0 - 300		
TERTIÄR	NEOGEN	Pliozän	Oberes Pliozän						
			Pannonien bis Karpatien		Kohleführende Süßwasserschichten			0 - 300	
			Ottungien		Innviertler Serie			0 - 700	
		OLIGOZÄN	Eggenburgien		Haller Serie				0 - 800
			Egerien		Obere Puchkirchener Serie				0-1050
					Untere Puchkirchener Serie				0-1000
			Rupelien		Tonmergelstufe Bändermergel Heller Mergelkalk				0 - 550
		Latforfien		Fischschiefer				0 - 40	
		Eozän	Obereozän		Lithothamnienkalk Sandsteinstufe Limnische Serie				0 - 120
MESOZOIKUM	KREIDE	Oberkreide	Campan-Turon					0-1000	
			Cenoman						
	JURAKREIDE	Malm		Karbonatgruppe				0 - 450	
PALÄOZOIKUM	PERMO-TRIAS		Terrestrische Abfolge von Perwang				0 - 230		
			Granite Gneise						
Kristallin d. Böhmisches Masse									

● Ölführung

☀ Gasführung

≡ Aquifer

die Muttergesteine der Molasseöle in den unter der Alpenüberschiebung liegenden Schichten des Oberjura vermutet werden (H. POLESNY, l.c.).

Die hydraulische Wirksamkeit der Ablagerungen der **Oberkreide**, die im Braunauer Becken Mächtigkeiten von nahezu 1.000 m erreichen können, beschränkt sich weitgehend auf Deckschichtenfunktionen für den liegenden Malmaquifer. Eine Ausnahme bilden die sandigen Transgressionsbildungen des Cenoman, die gute Durchlässigkeiten aufweisen und mit dem Malmaquifer hydraulisch in Verbindung stehen können.

Von Bedeutung ist auch die im Raum Obernberg am Inn auftretende Sandsteinfazies des Santon-Untercampan (K. KOLLMANN, 1977), welche wasserführend ist. Die starken Schollenverstellungen im Bereich des Pockinger Abbruches sind die Ursache für die nach hydrochemischen Indikationen und den Druckverhältnissen anzunehmende hydraulische Verbindung der Sandsteine des Santon-Untercampan der Bohrung Obernberg Thermal 1 mit dem Malmaquifer im Raum Füssing (siehe Fig. 5).

3.1.2. Die Schichtfolgen der tertiären Beckenfüllung

Innerhalb der Schichten der **Unteren und Oberen Puchkirchener Serie** hat die im Süden des Molassebeckens auftretende Grobsedimententwicklung (Sand-Schottergruppe, K. KOLLMANN, 1977; O. MALZER, 1981) Bedeutung als Grundwasserleiter. Genetisch handelt es sich nach O. MALZER, l.c., um am nördlichen Schelfrand abgelagerten alpinen Schutt, der durch Schlammströme in tiefere Beckenbereiche gelangte. Einzelne Grobsedimentschüttungen erreichen Mächtigkeiten bis zu 1.500 m. Wechsellagerung und Verzahnung mit Peliten stellen ideale geologische Vorbedingungen für die Entstehung von Gaslagerstätten dar; ihr Anteil an der oberösterreichischen Gasproduktion im Jahre 1980 betrug 75% (O. MALZER, l.c.).

An der Flysch-Helvetikum-Überschiebung beträgt die Tiefenlage der Sand-Schottergruppe über 1.000 m, wodurch die darinnen vorkommenden Tiefengrundwässer auch für eine geothermische Nutzung von Interesse wären.

Gegen Norden vermergelt die Sand-Schottergruppe und geht in eine reine Tonmergelentwicklung über. Hydrogeologisch von Bedeutung ist die am nördlichen Beckenrand auftretende Strandfazies der Linzer Sande. In ihnen kommen sowohl freie als auch gespannte Grund- und Tiefengrundwässer vor.

Die **Haller Serie des Eggenburgiums** wird überwiegend von feinklastischen Sedimenten aufgebaut, die nach der Typlokalität als „Haller Schlier“ (V. PETERS, 1936) bezeichnet werden. Im Liegenden der Schichtfolge kommen siltig-arenitische Schüttungen vor, welche die Auffüllung der alten Trogachse darstellen. Die stratigraphisch höher liegenden, meist gut porösen Sandhorizonte, die nach ihrem regionalen Auftreten als „Treubacher Sand“, „Gendorfer Sand“, „Schildorn Sand“ bezeichnet werden, enthalten bedeutende Lagerstätten biogen entstandener Gase. In strukturtiefer Position wären jedoch auch Möglichkeiten für die Erschließung von Tiefengrundwässern für die Nutzung der Niedertemperatur-Geothermie vorhanden (siehe Kap. 3.2.3.).

Die Wässer der Haller Serie sind durchwegs hoch mineralisiert, was als Hinweis einer reduzierten Hydrodynamik zu sehen ist. Hiefür und für die Lagerstättenentwicklung neben dem vertikalen Sedimentaufbau ist die Tatsache verantwortlich, daß die Serie im allgemeinen den nördlichen Beckenrand nicht erreicht (von lokalen Erosionsresten abgesehen, siehe H. POLESNY, 1983) und im oberösterreichischen Raum von den Sedimenten der Innviertler Serie überlagert wird (J. GOLDBRUNNER,

1984). Erst östlich der Enns streicht die Haller Serie frei aus (A. KRÖLL, 1980, Abb. 98). Auf die geologischen Verhältnisse der Innviertler Serie des Ottnangiums wird im Kapitel 3.2.1.1. eingegangen.

3.2. Hydrogeologische Untersuchungen

3.2.1. Die Tiefengrundwässer der Innviertler Serie

3.2.1.1. Die geologischen und hydrogeologischen Verhältnisse

Die Schichtfolgen der Innviertler Serie des Ottnangiums (A. PAPP et al., 1968) haben aufgrund ihrer oberflächennahen Lage und der zahlreichen in ihnen vorkommenden Aquifere größte Bedeutung für die Trinkwasserversorgung mit gespannten und artesisch gespannten Tiefengrundwässern. Nach im Zeitraum 1981 bis 1985 durchgeführten Erhebungen werden im oberösterreichischen Alpenvorland gespannte und artesisch gespannte Wässer durch über eintausend Einzelbrunnen genutzt (J. E. GOLDBRUNNER, 1987 a).

Nach F. ABERER (1958) lassen sich drei Faziesbereiche, und zwar die Fazies der Sand-Schottergruppe im Südwesten, die sandig-mergelige Fazies des zentralen Beckenbereiches und die Fazies der sandigen Transgressionsbildungen im Bereich des Massivrandes unterscheiden.

Im Bereich des Massivrandes greift die Innviertler Serie weit über die Grenzen der älteren Formationen nach Norden aus; so liegen im Gebiet zwischen Schärding und Peuerbach Sande des Ottnangiums direkt auf dem variszischen Kristallin der Böhmisches Masse (R. GRILL in R. GRILL & L. WALDMANN, 1951, F. ABERER, 1958).

Die Schichten der **Sand-Schottergruppe** (E. BRAUMÜLLER & F. ABERER, 1949) des Ottnangiums (unglücklicherweise als lithostratigrafische Einheit gleich bezeichnet wie die Grobsedimententwicklung der Puchkirchener Serie des Egeriens) stellen eine enge Wechsellagerung von marinen Kies- und Konglomeratlagen mit mergeligen Feinsanden dar. Ihre größte Mächtigkeit erreichen sie im Bereich der Typlokalität im salzburgischen Oichtental mit über 700 m.

Richtung Norden und Osten verlieren die Grobsedimentschüttungen rasch an Mächtigkeit und verzahnen sich mit den feinklastischen Sedimenten des zentralen Beckenbereiches in im Detail nicht bekannter Art und Weise.

Die Zone der größten Mächtigkeiten der **sandig-mergeligen Fazies des zentralen Beckenbereiches** zieht über Neukirchen, Treubach, Pattigham nach Osten bis zur Enns. Hier deutet das umlaufende Streichen der Isopachen und die Mächtigkeitsreduktion der Schichtfolge das Ausheben der ottnangischen Mulde an. Östlich der Enns wurde in Bohrungen als hangendstes Tertiär Eggenburgium angetroffen (E. BRAUMÜLLER, 1961). Die größte Mächtigkeit mit über 750 m erreicht die Fazies des zentralen Beckenbereiches im Raume Hocheck-Hohleck.

Die Gliederung der Sedimentfolge im Raum Braunau-Peuerbach-Ried-Vöcklamarkt-Attnang geht im wesentlichen auf F. ABERER, 1958, 1961 zurück. Von hangend nach liegend werden Oncophoraschichten, Treubacher Sande, Braunauer Schlier, Mehrnbacher Sande, Rieder Schichten, Ottnanger Schlier, Atzbacher Sande und Vöcklaschichten unterschieden.

Von besonderer hydrogeologischer Bedeutung sind die zyklthemartig auftretenden arenitisch dominierten Schichtfolgen, welche die Hauptgrundwasserträger darstellen.

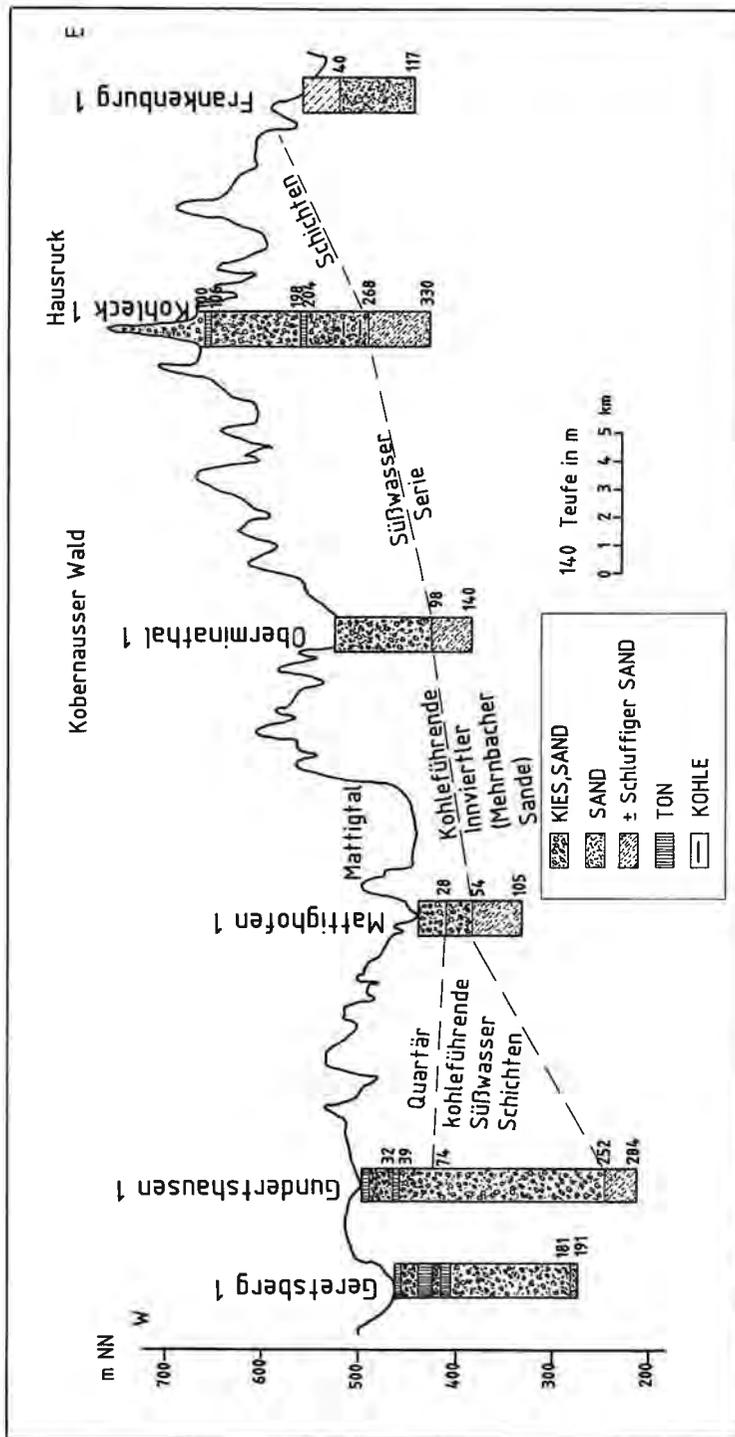


Fig. 7: West-Ost-Profil durch die Obere Süßwasserklasse und die hangenden Abschnitte der Innerviertel Serie (Lage des Profils siehe Fig. 3).

M. HEINRICH et al. (1984) führten im Rahmen von kohleengeologischen Studien sedimentologische Untersuchungen der Atzbacher Sande sowohl an Obertagaufschlüssen als auch an Bohrproben durch. Demnach stellen die Atzbacher Sande Ablagerungen eines gezeitendominierten, flachen Meeresbereiches dar.

Die auftretenden Sande sind nach den dargestellten Korngrößenverteilungen fast durchwegs als siltige Sande bis Sand-Silte anzusprechen. Nach grafischen Auswertungen der Korngrößenanalysen durch den Autor nach A.I. JOHNSON (1967) liegen die Gebirgsdurchlässigkeiten der Arenite zwischen 5×10^{-5} m/s bis 1×10^{-6} m/s.

M. HEINRICH et al., i.c. merken an, daß eine Korrelation der arenitisch dominierten Abschnitte der einzelnen Bohrungen nur sehr schlecht bis unmöglich ist. Dies zeigten auch Auswertungen von SP- und Widerstandsmessungen von Tiefbohrungen im nördlichen und nordwestlichen Innviertel im Bereich des Robulus-Schliers. Dasselbe Bild ergibt sich auch für die arenitischen Lagen der Mehrnbacher Sande, welche die bedeutendsten Tiefengrundwasserleiter des nordwestlichen Innviertels darstellen.

Die unregelmäßige Einschaltung von Tonmergelpaketen in die permeablen Schichtfolgen ist der Hauptgrund für die herabgesetzten Gebietsdurchlässigkeiten in der

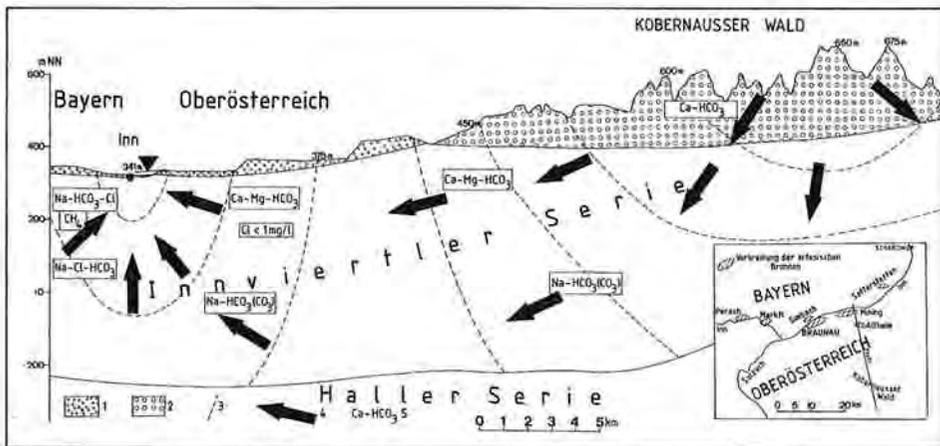


Fig 8: Hydrogeologisch-hydrochemischer Profilschnitt durch die Innviertler Serie im Raum Kobernaußerwald - Mining (Innviertel) und im angrenzenden niederbayerischen Raum, 1 = quartäre Sand-Kiese, 2 = obere Süßwassermolasse, 3 = Potentiallinie, 4 = Fließrichtung, 5 = vorherrschender Wassertypus; nach J. GOLDBRUNNER (1984).

Innviertler Serie, die nach einzelnen Pumpversuchsergebnissen mindestens einhalb bis zwei Zehnerpotenzen unter den Gebirgsdurchlässigkeiten der einzelnen Sandhorizonte liegen.

Die Potentiale der gespannten und artesisch gespannten Tiefengrundwässer des Innviertels lassen eine deutliche SE-NW-Abdachung der Grundwasser-Druckfläche vom Einzugsgebiet Hausruck-Kobernaußerwald Richtung Inn erkennen. Im Bereich des Einzugsgebietes überlagern in einzelnen Bereichen die Grobklastika der Oberen Süßwassermolasse die permeablen Horizonte der Mehrnbacher Sande, so daß ein direkter hydraulischer Kontakt gegeben ist (Fig. 7).

Als Vorfluter für die Tiefengrundwässer des Innviertels fungiert der Inn, wobei das Potentialminimum nach den Beobachtungsergebnissen im Raum Braunau liegt.

Auf die Vorflutwirkung des Inn ist der augenfällige Gegensatz in der Mineralisierung und Ionenverteilung zwischen den in Niederbayern und Oberösterreich im

innahen Raum in vergleichbaren Tiefenlagen (Teufen bis 250 m) erschroteten Wässer zurückzuführen (J.E. GOLDBRUNNER, 1984).

Die scharfe Abgrenzung gegen in den niederbayerischen Bohrungen aufgeschlossenen Na-Cl- HCO₃- und Na-HCO₃-Cl- Wassertypen mit erhöhten Kaliumgehalten läßt sich durch das in Fig. 8 dargestellte hydraulische Modell erklären. Durch die niederbayerischen Bohrungen wurde nach H. NATHAN (1949) Methan-Gas produziert, das verschiedentlich für Koch- und Heizzwecke verwendet wurde („Gasbrunnengebiet“). Methangas konnte in keiner einzigen oberösterreichischen artesischen Bohrung in der Innviertler Serie nachgewiesen werden.

3.2.1.2. Hydrochemische Untersuchungen

In Tab. 2 wurden die Analyseergebnisse ausgewählter gespannter und artesisch gespannter Grundwässer und Tiefengrundwässer des Innviertels zusammengefaßt. Die Lage der Probennahmestellen kann Fig. 9 entnommen werden.

An jenen Meßstellen, an denen das Wasser unter Eigendruck beprobt werden konnte, wurden Messungen des pH-Wertes, des Redoxpotentials und des Sauerstoffgehaltes unter in-situ-Bedingungen durchgeführt. Direkt am Entnahmeort wurden auch die elektrische Leitfähigkeit und die Alkalinität bestimmt. Vor Abfüllung in die Probennahmefläße erfolgte die Filtration durch einen 0,45 µm Filter. Ein Aliquot des Probenvolumens wurde durch Zugabe von konzentrierter Salzsäure p.a. auf einen pH-Wert von ca. 2 gebracht, um Ausfällungen während des Proben transports und der Lagerung zu verhindern. Für die Labormessungen des Ammonium-Ions wurde eine Konservierung mit Chloroform durchgeführt.

Aufgrund der Ergebnisse der hydrochemischen Untersuchungen wurde eine Auswahl von Probennahmestellen für spezielle hydrochemische- isotopenhydrologische Untersuchungen getroffen (J. N. ANDREWS et al., 1985).

Die hydrochemische Zusammensetzung der untersuchten Wässer der Innviertler Serie erlaubt ihre Einteilung in drei Gruppen (Tab. 2). Die Wässer der Gruppe 1 entstammen zumeist seichten Bohrungen und repräsentieren überwiegend den Calcium-(Magnesium)- Bicarbonat-Typus. Unterschiede im CO₂-Partialdruck, in der Alkalinität im pH und Eh sind entweder auf unterschiedliche Infiltrationsbedingungen und/oder auf den unterschiedlichen Grad ihrer hydrogeochemischen Evolution zurückzuführen (Fig. 10 und 11). Bei der Probe Mehrnbach 7 weisen die erhöhten Gehalte an Kalium, Sulfat und Chlorid auf anthropogene Einflüsse hin.

Die signifikanten Tritiumgehalte zeigen, daß die Wässer der Gruppe 1 lokalen Systemen mit geringer Verweildauer (unter 50 Jahre) angehören. Die Deuterium- und Sauerstoff-18-Werte unterscheiden sich nicht signifikant von jenen des seichtliegenden Grundwassers. Aufgrund des Auftretens von Tritium und von gelöstem Sauerstoff sind die Wässer nicht als Tiefengrundwässer im Sinne der in Kapitel 1 gegebenen Definition zu bezeichnen.

Das Vorherrschen der Ionen Calcium, Magnesium und Bicarbonat zeigt die Dominanz der kongruenten Lösung von Kalzit und Dolomit. Untersuchungen des Karbonatgehaltes von Sedimentproben aus einer 120 m tiefen Bohrung in Braunau am Inn (aufgeschlossene Schichtfolge: Treubacher Sand, Braunauer Schlier) ergaben einen durchschnittlichen Karbonatgehalt von 30 Gew.-% bei einem Calcit-Anteil von 75 % (W.-D. GRIMM, 1983).

Die Wässer der Gruppe 2 sind aufgrund ihrer vernachlässigbaren Tritiumgehalte als echte Tiefengrundwässer mit einer Verweildauer von mindestens 50 Jahren anzusprechen. Es handelt sich um Calcium-Magnesium-Natrium- bzw. Natrium-Calcium-

Tab. 2: Ergebnisse von hydrochemischen Feld- und Laboruntersuchungen und Isotopenanalysen (D, O-18, H-3) an Grund- und Tiefengrundwässern der Imreierter Serie.

Bezeichnung	Tiefe der Bohrung (m)	T (°C)	pH	Eh (mV)	O ₂ (mg/l)	³ H (TU)	δD ‰	δ ¹⁸ O ‰	Lf (µS _{cm} ⁻¹) b. 25°C	Na ⁺	K	Ca ⁺⁺	Mg ⁺⁺	NH ₄ ⁺	HCO ₃ ⁻	SO ₄	Cl	log P _{CO₂} (atm)
Gruppe 1																		
Mehrbach 7	47	-	6,90	-	-	94,5 ± 7,8	-72,9	-10,8	893	14	12,5	133	26,5	-	494	67	21	-1,29
Sigharing 1	30	10,2	7,14	+220	14,0	-	-73,0	-10,3	530	4	0,96	93	19,1	0,2	360	19	3	-1,66
St. Georgen	30	11,3	7,31	+72	0	-	-73,0	-10,3	617	6	2,1	75	34,9	0,9	390	2	5	-1,86
Ried 3	30	10,1	7,38	+96	0,2	26,7 ± 2,4	-71,1	-9,85	596	7	1,4	98	24,6	< 0,01	401	25	3	-1,80
St. Veit 1	120	10,2	7,30	-	-	-	-	-	562	3	1,2	87	20,3	-	336	29	3	-1,85
Ried 4	25	-	7,30	-	-	14,2 ± 2,8	-71,2	-9,91	629	7	1,6	100	20,2	-	372	25	9	-1,80
Tumeltham 1	38	-	7,30	-	-	28,5 ± 2,8	-72,5	-10,07	592	5	1,6	90	22,0	-	348	31	4	-1,83
Altheim 24	?	-	7,40	-	-	-	-69,4	-9,57	519	7	2,0	64	27,8	-	329	5	2	-1,95
Mehrbach 5	60	-	7,40	-	-	96,9 ± 1,7	-74,9	-10,08	521	4	2,4	81	17,5	-	329	11	2	-1,95
St. Veit 5	40	-	7,40	-	-	-	-	-	575	4	1,6	82	24,3	-	342	29	5	-1,94
St. Veit 9	60	-	7,40	-	-	-	-	-	593	4	1,6	90	23,5	-	348	34	< 1	-1,93
Mehrbach 11	36	-	7,50	-	-	11,4 ± 2,2	-74,0	-10,57	585	3	0,8	50	18,7	-	238	11	2	-2,19
Aspach 30	45	10,7	7,50	-	-	-	-	-	421	4	1,2	52	21,8	-	250	21	2	-2,17
Aspach 48	30	10,0	7,50	-	-	-	-	-	462	5	1,2	57	23,8	-	275	22	3	-2,14
Altheim 20	65	-	7,60	-	-	-72,3	-10,05	-	366	3	1,2	40	23,5	-	226	7	< 1	-2,27
St. Veit 12	36	-	7,70	-	-	-	-	-	382	4	0,8	47	19,4	-	232	14	2	-2,40
St. Veit 11	70	10,3	7,70	-	-	-	-	-	404	4	1,2	52	20,1	-	244	14	1	-2,39
Aspach 49	?	10,5	7,70	-	-	-	-	-	403	3	1,2	49	21,4	-	244	17	17	-2,39
Mehrbach 41	63	-	7,70	-	-	2,8 ± 2,3	-74,2	-10,26	301	3	0,8	48	14,2	-	201	16	1	-2,46
Mehrbach 2	150	-	7,70	-	-	27,5 ± 2,8	-75,0	-10,42	337	3	1,2	46	14,2	-	195	19	1	-2,48
Traubach 2	60	-	7,70	-	-	-	-73,1	-10,08	251	3	1,2	49	18,0	-	226	10	1	-2,41
Altheim 23	60	-	7,80	-	-	-	-71,8	-10,08	324	4	1,2	33	21,2	-	201	5	< 1	-2,36
Gruppe 2																		
Rainbach 2	75	11,4	7,76	-15	0	0 ± 1,5	-73,8	-10,07	370	4	0,82	55	14,0	-	220	14	< 1	-2,50
Mehrbach 6	75	-	7,80	-82	-	0,8 ± 1,8	-74,5	-10,52	308	4	1,2	34	16,3	-	189	13	< 1	-2,58
Mehrbach 15	85	12,6	7,81	+82	0,2	1,8 ± 0,7	-73,8	-10,28	330	7	1,4	37	18,8	0,28	214	10	< 1	-2,62
Mehrbach 8	90	10,8	7,95	+42	0	0,1 ± 0,4	-74,8	-10,54	344	7	1,6	37	18,8	-	214	10	< 1	-2,68
Altheim 6	142	13,3	7,98	+36	0	≤ 0,4	-83,5	-11,46	-	15	2,6	26	14,5	0,48	189	6	< 1	-2,79
Altheim 25	128	12,5	8,10	-	-	-	-	-	222	8	0,8	23	10,6	-	134	7	1	-3,03
Altheim 11	80	-	8,10	-	-	-	-84,0	-11,64	241	12	0,8	25	10,5	-	146	6	1	-2,99
Altheim 12	95	12,2	8,10	-	-	-	-82,8	-11,54	254	12	1,2	24	12,2	-	153	10	1	-2,97
Altheim 7	90	11,2	8,10	-	-	-	-80,4	-11,15	218	9	0,8	24	10,5	-	128	7	1	-3,07
Altheim 5	92	-	8,12	-	-	-	-84,3	-11,80	280	15	1,6	18	19,0	-	171	5	< 1	-2,95
Traubach 1	180	10,7	8,13	+42	0	-	-72,0	-10,09	228	4	0,8	27	10,6	-	146	5	< 1	-3,02
Altheim 18	140	13,3	8,14	+43	0	-	-87,0	-12,07	279	18	2,0	23	11,9	-	177	5	< 1	-2,95
Altheim 15	90	-	8,14	-	-	-	-76,7	-10,84	222	7	0,8	23	12,2	-	128	10	< 1	-3,09

Bezeichnung	Tiefe der Bohrung (m)	T (°C)	pH	Eh (mV)	O ₂ (mg/l)	³ H (TU)	δD ‰	δ ¹⁸ O ‰	Lf (μScm ⁻¹) b, 25° C	Na ⁺	K	Ca ⁺⁺	Mg ⁺⁺	NH ₄ ⁺	HCO ₃ ⁻	SO ₄ ⁻²	Cl ⁻	log P _{CO₂} (atm)
Weng 3	209	15,2	8,14	+9	1,0	≤0,4	-88,7	-12,38	265	24	1,4	20	9,7	0,72	171	6	<1	-3,02
Mining 7	>150	12,3	8,15	-6	2,0	0,5 ± 1,8	-88,8	-12,23	245	4	1,2	20	9,3	0,64	160	9	<1	-3,07
Traubach 7	15	11,7	8,16	+43	0	-	-72,7	-10,41	238	4	0,8	26	10,1	0,01	128	5	<1	-3,11
Weng 1	180	-	8,17	-	-	-	-83,4	-11,84	239	18	1,2	20	9,6	-	146	5	<1	-3,06
Traubach 8	?	10,5	8,20	-	-	-	-75,4	-10,22	215	4	0,8	26	10,2	-	128	8	<1	-3,14
Altheim 4	127	-	8,20	-	-	-	-73,4	-10,40	224	5	0,8	24	12,5	-	128	10	<1	-3,12
Altheim 13	140	10,9	8,2	-	-	-	-81,8	-11,34	229	11	1,2	23	10,2	-	140	5	<1	-3,11
Weng 2	222	-	8,21	-	-	-	-89,9	-12,33	247	22	1,2	19	9,1	-	153	7	<1	-3,08
Weng 4	200	-	8,22	-	-	-	-79,8	-11,19	225	12	0,8	21	10,3	-	132	7	<1	-3,15
Altheim 2	?	13,3	8,28	+39	0	-	-74,5	-10,54	234	7	1,6	24	12,3	0,12	146	6	<1	-3,08
St. Peter 2	190	13,0	8,28	-	-	-	-85,1	-11,63	200	27	1,2	15	6,4	-	146	2	<1	-3,17
Altheim 3	146	13,2	8,30	+25	0	-	-74,9	-10,60	236	6	0,8	24	12,2	0,04	159	8	<1	-3,03
Altheim 10	?	-	8,30	-	-	-	-84,1	-11,81	222	20	2,0	26	13,7	-	189	5	<1	-3,09
Altheim 1	160	-	8,30	-	-	-	-86,5	-11,94	304	21	1,6	26	13,3	-	189	5	<1	-3,09
Mining 4	120	12,5	8,30	-	-	-	-90,4	-12,39	278	37	2,4	15	7,3	-	177	3	+	-3,06
St. Veit 18	100	14,0	8,30	-	-	-	-	-	264	38	1,2	12	6,1	-	171	3	<1	-3,12
St. Peter 4	180	14,5	8,31	+23	0	-	-86,2	-11,81	235	17	1,2	20	8,8	0,72	146	7	<1	-3,19
St. Peter 7	160	14,4	8,31	+12	0	-	-88,9	-12,44	252	20	1,2	20	9,2	0,72	153	7	+	-3,18
Weng 5	246	-	8,35	-	-	-	-80,9	-11,37	240	20	1,2	19	9,5	-	146	5	<1	-3,25
Mining 9	180	-	8,40	-	-	0 ± 1,7	-89,4	-12,32	278	41	1,6	13	6,6	-	177	2	<1	-3,19
Mining 11	157	-	8,40	-	-	1,7 ± 1,8	-88,7	-12,29	256	46	1,6	12	6,1	-	189	0	<1	-3,14
Mining 10	165	-	8,40	-	-	-	-88,7	-12,14	162	50	1,6	11	5,1	-	189	2	<1	-3,14
St. Peter 3	180	15,8	8,46	+12	0	-	-84,6	-11,63	249	30	1,2	14	6,4	1,4	159	3	<1	-3,30
Mining 5	150	13,6	8,52	+7	0	-	-91,2	-12,62	260	41	1,2	10	4,6	1,4	171	1	<1	-3,34
Mining 6	183	13,6	8,53	+17	0	-	-90,9	-12,54	261	39	1,2	12	4,9	1,6	171	1	<1	-3,35
St. Peter 1	185	13,2	8,55	+8	0	-	-85,0	-11,70	254	36	1,2	11	5,2	1,0	165	3	<1	-3,39
Mühlheim 1	180	13,1	8,60	+2	0	-	-86,1	-12,10	214	58	1,2	7	3,3	1,8	201	0	<1	-3,35
Gruppe 3																		
Aufhausen	345	13,4	7,95	+41	0	0 ± 1,8	-87,9	-11,99	419	78	0,9	25	11,1	0,68	330	0	4	-2,67
St. Marienkirchen	100	17,3	8,39	-59	0	-	-76,0	-11,40	430	102	1,7	5	1,2	-	287	3	2	-2,97
Braunau 1	138	12,6	8,57	-12	0	0,4 ± 0,5	-90,6	-12,56	543	126	0,8	4	2,2	0,72	348	0	4	-3,15
Ried 7	330	14,4	8,65	-53	0	0 ± 1,4	-86,5	-11,67	406	86	2,2	5	2,2	4,8	272	1	<1	-3,45
Braunau 5	100	12,5	8,65	-53	0	0,6 ± 0,6	-86,3	-11,89	397	85	1,2	5	3,2	1,6	250	3	4	-3,27
Ried 10	400	16,3	8,66	-33	0	2,0 ± 1,0	-84,0	-11,90	593	137	3,5	4	2,1	5,6	384	1	<1	-3,22
Braunau 4	135	12,5	8,66	-24	0	92,3	-10,4	-	604	141	1,2	5	2,7	0,72	372	1	18	-3,24
Hohenzell 2	498	-	8,70	-	-	-	-85,3	-12,05	459	130	2,0	4	1,2	-	348	3	11	-3,19
Aurolozmünster	370	12,4	8,83	-30	0,1	-	-86,2	-11,89	798	102	2,0	4	1,4	4,5	522	3	15	-3,19
Ried 18/D1	347	13,8	8,89	-104	0,1	0 ± 2,9	-86,2	-11,89	-	-	1,9	3	0,95	4,8	299	0	15	-3,48

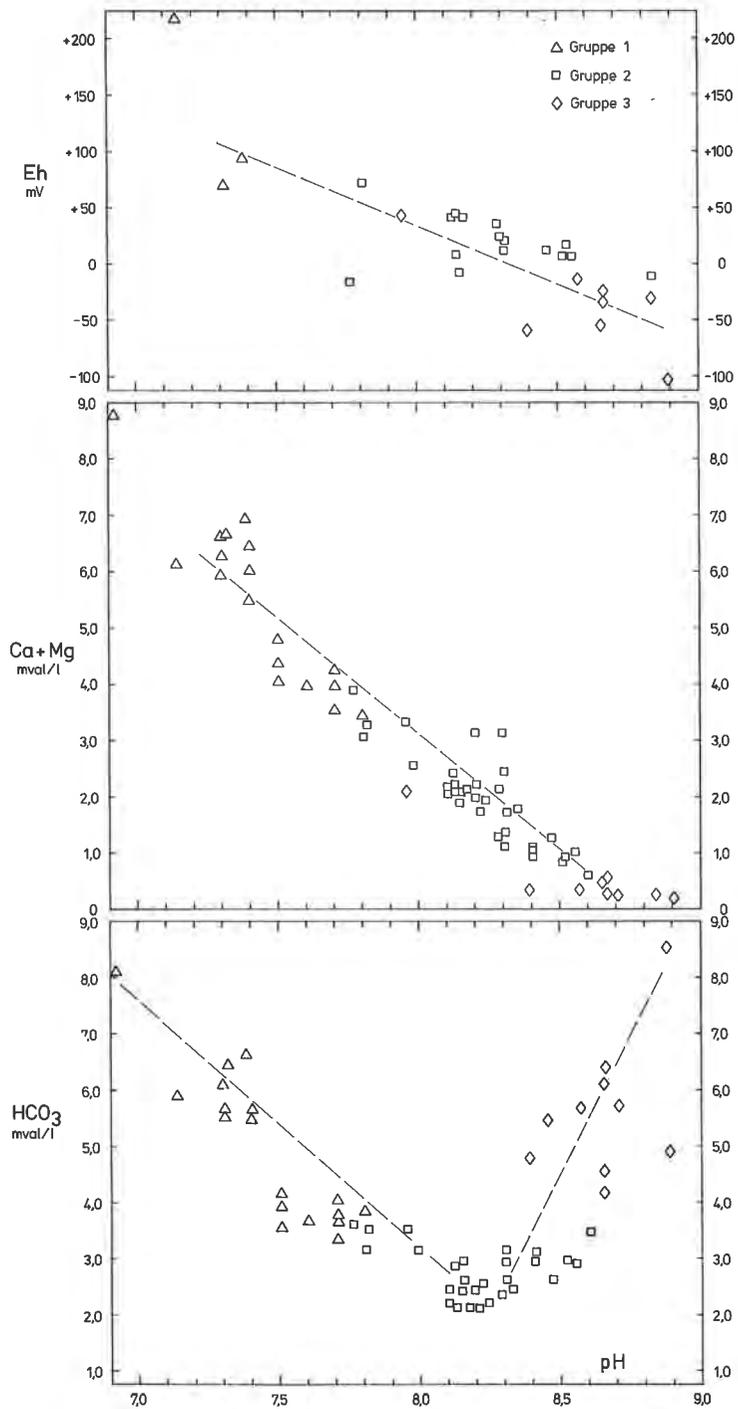
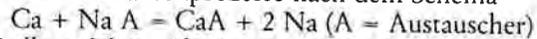


Fig. 10: Die Beziehung des Eh-Wertes, des Calcium- und Magnesium-Gehaltes und des Bicarbonatgehaltes zum pH-Wert der Wässer der Innotierter Serie.

Magnesium-Bicarbonatwässer. Die Abnahme von Calcium und Magnesium zugunsten von Natrium zeigt, daß im Zuge der hydrogeochemischen Evolution grundwasserstromabwärts Kationenaustauschprozesse nach dem Schema



eine bedeutende Rolle spielen. Als Austauschersubstanzen fungieren die in der Schluff-Tonfraktion vorkommenden Tonminerale Illit und Montmorillonit.

Neben der Zunahme des Natrium-Gehaltes ist die Erhöhung des pH-Wertes und eine Abnahme des Eh-Wertes für die Wässer der Gruppe 2 signifikant (siehe auch Fig. 10).

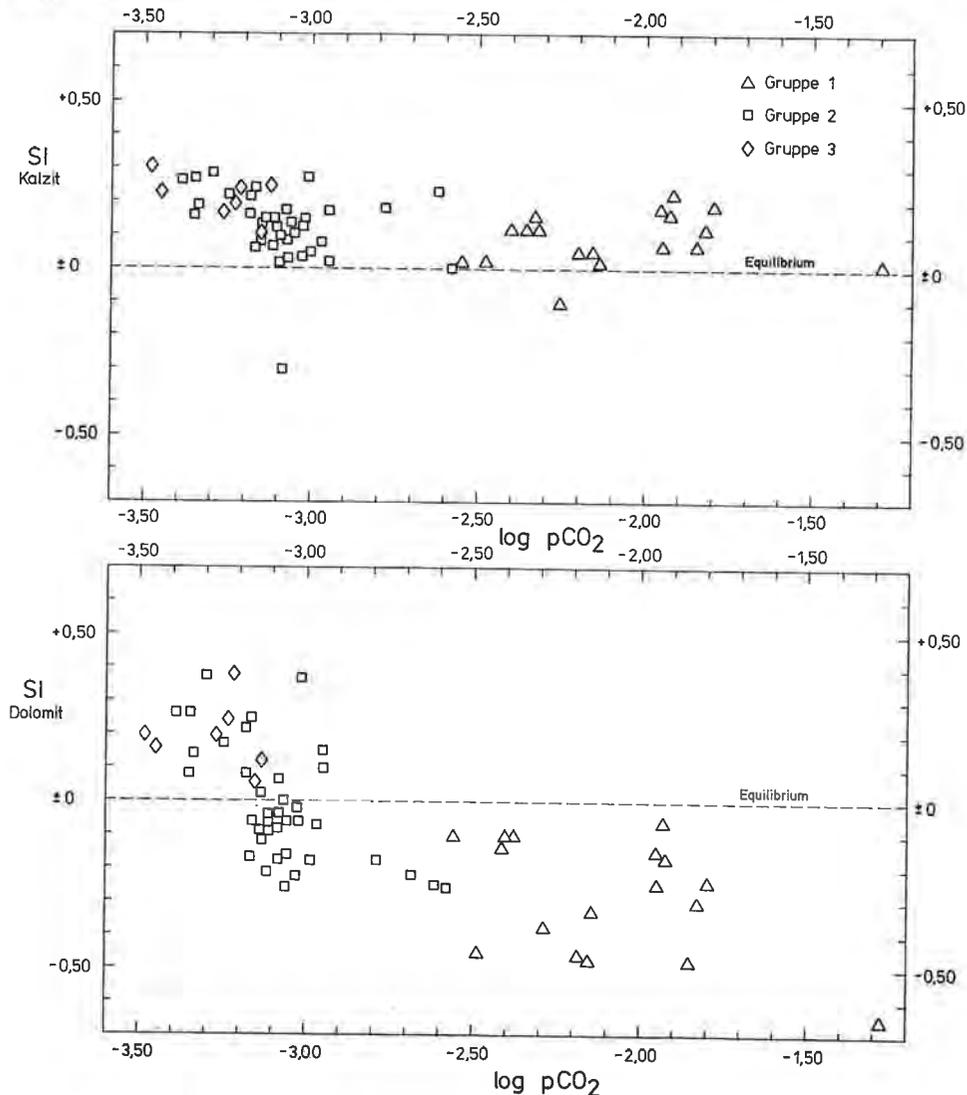


Fig. 11: Die Beziehung zwischen dem p_{CO_2} (in atm) und den Sättigungsindices (SI) für Kalzit und Dolomit der untersuchten Wässer der Imvierter Serie. SI ist definiert, z. B. für Kalzit:

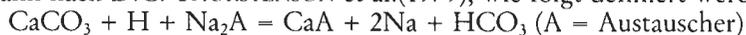
$$SI_{(\text{Kalzit})} = \log a_{\text{Ca}^{2+}} \cdot a_{\text{CO}_3^{2-}} / K_{\text{Kalzit}}$$

Ihrer Herkunft nach stammen die Wässer der Gruppe 2 überwiegend aus Aquiferen der Mehrnbacher Sande. Nach Analysen in M. HEINRICH & G. ZIEZULA (1979) weisen die Mehrnbacher Sande die höchsten SiO_2 -Werte von allen Schichtfolgen der Innviertler Serie auf. Darin ist der Grund für die geringere Mineralisierung der Wässer dieser Gruppe gegenüber jenen der Gruppe 1 zu suchen. Somit können die Wässer der Gruppe 2 jedoch auch nicht direkt aus der Gruppe 1 durch hydrochemische Evolution entstanden sein.

Die Wässer der Gruppe 3 stellen die höchst entwickelten und damit die ältesten Wässer der Innviertler Serie dar. Sie werden entweder in tieferen Bohrungen oder sehr weit vom Einzugsgebiet entfernt erschlossen.

Es handelt sich um Natrium-Bicarbonat-Wässer mit gegenüber der Gruppe 2 erhöhten Mineralisierungen. Zwischen dem Bicarbonatgehalt und dem pH-Wert besteht im Gegensatz zu den Wässern der Gruppen 1 und 2 eine positive Korrelation (Fig. 10).

Der Vorgang, der Wässer mit hohen Alkalinitäten und hohen pH- Werten hervorbringt, kann nach D.C. THORSTENSON et al.(1979), wie folgt definiert werden:



Bei der Wechselwirkung zwischen Ca(Mg)-Bicarbonatwässern der hydrochemischen Gruppe 1 und den im Grundwasserleiter vorkommenden Tonmineralen werden Calcium- und Magnesiumionen aus der Lösung entfernt. Dadurch tritt eine Untersättigung der Lösung hinsichtlich Kalzit und Dolomit ein, sodaß es bei karbonatreichen Sedimenten zur Karbonatlösung kommt. Die dadurch in Lösung gegangenen Calcium- und Magnesiumionen unterliegen jedoch sofort neuerlichen Austauschreaktionen. Diese Prozesse wirken offensichtlich solange, bis sich ein Gleichgewicht zwischen Lösung und Sediment einstellt. Bezeichnenderweise weisen alle Wässer der Gruppe 3 Übersättigungen sowohl gegenüber Kalzit als auch Dolomit auf (Fig. 11).

Eine weitere Tatsache beweist die Wirksamkeit dieser Vorgänge: Obwohl nach hydraulischen Überlegungen und den Ergebnissen der Untersuchungen verschiedener Isotope für die meisten Tiefengrundwässer der Innviertler Serie Wasseralter anzunehmen sind, die innerhalb des Datierungszeitraumes der C-14- Methode (ca. 40 ka) liegen, konnten bei den meisten Wässern der Gruppe 2 und 3 keine signifikanten C-14-Gehalte festgestellt werden (siehe Kap. 3.2.1.4.).

Die Ursache hierfür liegt in der Lösung C-14-freier Karbonate im Aquifer, deren Folge eine „Verdünnung“ des C-14-Gehaltes des gelösten Bicarbonats ist.

Besonders auffällig an der chemischen Zusammensetzung der Wässer der Innviertler Serie, insbesondere der Gruppe 2, sind die niedrigen Chloridgehalte. Sie zeigen, daß die marinen Sedimente durch die Zirkulation meteorischer Wässer vollkommen geflushed wurden. Die teilweise erhöhten Werte in der Gruppe 1 sind das Ergebnis des anthropogenen und atmosphärischen Inputs, welcher auch für die teilweise erhöhten Sulfatgehalte in dieser Gruppe verantwortlich ist.

Die Chloridkonzentrationen der nahezu tritiumfreien Wässer der Gruppe 2 werden unter Berücksichtigung des konservativen geochemischen Verhaltens des Chloridions als repräsentativ für den präindustriellen Input angesehen. Die hier gemessenen Werte sind eindeutig niedriger als jene von präglazialen Wässern aus dem Trias-Sandstein-Aquifer der East-Midlands, England (A. H. BATH, W. M. EDMUNDS & J. N. ANDREWS, 1979). In den geringen Chloridgehalten der nicht anthropogen beeinflussten Niederschläge kommt somit der Kontinentaleffekt zum Tragen.

Für einzelne Tiefengrundwässer wurden die Bor-Gehalte bestimmt, welche eine eindeutige positive Korrelation zu den Natriumkonzentrationen zeigen. Dies wird als Folge von Desorptionsvorgängen des an die Tone gebundenen marinen Bors interpretiert. R. KEREN & R. G. GAST (1981) konnten zeigen, daß die Adsorption von Bor an Na- und Ca-Montmorilloniten ein vollkommen reversibler Vorgang ist.

Die Sulfatgehalte nehmen systematisch von Gruppe 1 zur Gruppe 3 als Folge sulfatreduzierender Vorgänge ab, sodaß einzelne Wässer gänzlich frei von Sulfat sind. Reduzierter Schwefel konnte in allen Wässern der Gruppe 3 nachgewiesen werden.

3.2.1.3. Deuterium und Sauerstoff-18

Fig. 12 zeigt das Verhältnis der stabilen Isotope Deuterium (H-2) und Sauerstoff-18 (O-18) gespannter und artesisch gespannter Grund- und Tiefengrundwässer der Innviertler Serie. Die Analysen wurden am Institut für Radiohydrometrie (jetzt: Institut für Hydrologie) der GSF in München und am British Geological Survey in Wallingford durchgeführt.

Zu Vergleichszwecken wurden auch Werte ungespannter seichtliegender Grundwässer aus dem Raum Braunau und Geinberg in das Diagramm aufgenommen. Ihr Durchschnitt liegt bei $-75,5\text{‰}$ für Deuterium und bei $-10,5\text{‰}$ für Sauerstoff-18. Diese Werte werden als repräsentativ für die unter heutigen Klimaverhältnissen gebildeten Grundwässer mit einem Einzugsgebiet mit einer Seehöhe zwischen 300 und 600 m angesehen.

Die Maximal- und Minimalwerte der Wässer aus der Innviertler Serie liegen für Deuterium zwischen $-92,3\text{‰}$ und $-69,4\text{‰}$, für Sauerstoff-18 zwischen $-12,63\text{‰}$ und $-9,57\text{‰}$. Die Werte orientieren sich unter Berücksichtigung der Meßgenauigkeit an einer fiktiven Ausgleichsgeraden mit der Gleichung

$$\delta D = 8 \delta^{18}\text{O} + 10$$

Diese entspricht der globalen meteorischen Linie (W. DANSGAARD, 1964).

Für die Gehalte an den stabilen Isotopen Deuterium und Sauerstoff-18 in Grundwässern bzw. in den Niederschlägen, aus denen sie hervorgegangen sind, spielt die Temperatur bei der Verdunstung von Wasser und Kondensation von Wasserdampf eine wesentliche Rolle.

Differenzierte Inputbedingungen sind bei jungen Grundwässern durch den Höhen- und Kontinentaleffekt und die jahreszeitliche Verteilung der Grundwassererneuerung gegeben. Bei Tiefengrundwässern mit längerer Verweildauer kommen als weitere Beeinflussungsfaktoren noch die klimatischen Verhältnisse zur Zeit der Grundwasserneubildung hinzu.

Aus dem Deuterium-Sauerstoff-18-Diagramm in Fig. 12 geht eindeutig hervor, daß alle Wässer der hydrochemischen Gruppe 1 unter ähnlichen klimatischen Bedingungen gebildet wurden wie die seichtliegenden Grundwässer des Raumes Geinberg-Braunau; dies wird auch durch ihre signifikanten Tritiumgehalte gestützt.

Die aufgrund der Interpretation einzelner hydrochemischer Parameter durchgeführte Zuordnung der Wässer zu lokalen Systemen mit geringer hydrogeochemischer Evolution wird somit bestätigt.

Die hydrochemische Gruppe 2 zeigt im D-O-18-Diagramm wie auch nach den chemischen Parametern den Charakter einer Übergangsguppe. Während einige Wässer den seichtliegenden Grundwässern ähnliche D- und O-18-Werte aufweisen, zeigen andere Wässer deutlich abgereicherte Werte. Diese Differenzierung entspricht zum Teil ihrer regionalen Position, zum Teil handelt es sich – besonders im Gebiet von Altheim-Mining – um die Mischung tieferliegender Wässer mit Wässern lokaler

Systeme. Das Auftreten dieser Mischwässer ergibt sich aus der Tatsache, daß die Mehrzahl der Brunnen keine durchgehende Verrohrung mit definierten Filterstrecken aufweist.

Die niedrigsten Gehalte an den stabilen Isotopen weisen die einzugsgebietsfernsten Wässer des Raumes Braunau auf. Sie gehören alle der hydrochemisch höchst entwickelten Gruppe 3 an.

Da die Höhenlage des Einzugsgebietes der Tiefengrundwässer seit dem Pleistozän nur Änderungen in einer Größenordnung erfahren hat, die unter Heranziehung des Höheneffektes nicht erfassbar sind, müssen die abgereicherten Deuterium- und

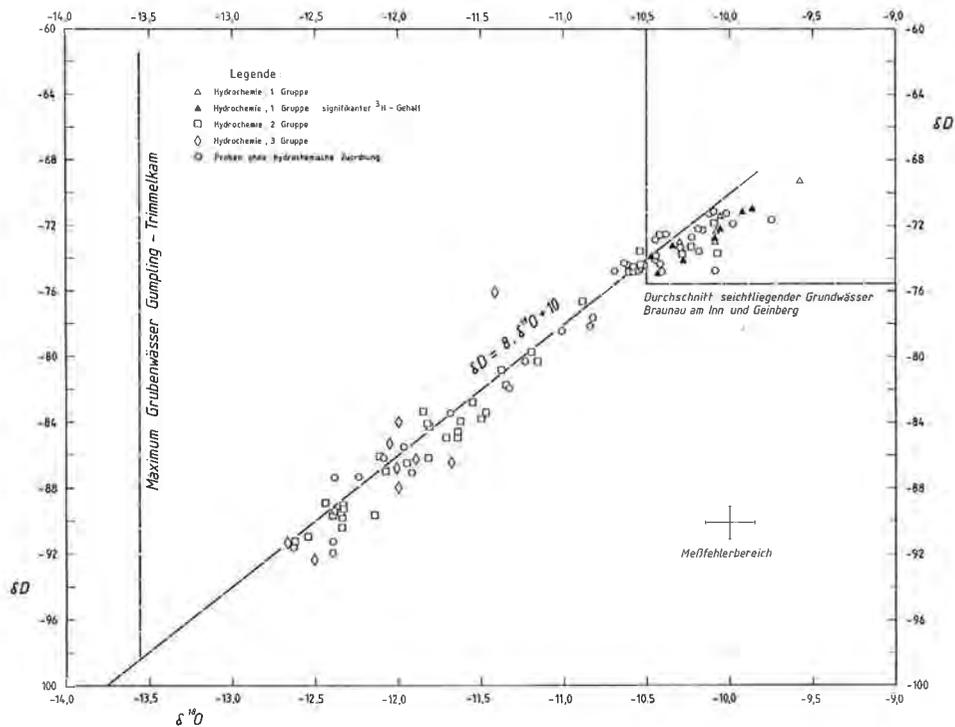


Fig. 12: Das Verhältnis der stabilen Isotope Deuterium (D) und Sauerstoff-18 (O-18) der untersuchten Wässer der Innviertler Serie.

O-18-Werte ihre Ursache in herabgesetzten Temperaturen zur Zeit der Neubildung der Tiefengrundwässer haben.

Nimmt man nun an, daß sich die Regenerationsmechanismen seit dem Pleistozän nicht geändert haben und somit die Hauptneubildungsgebiete der Tiefengrundwässer der Innviertler Serie im Bereich des Hausruck-Kobernaulserwald liegen, so sind die abgereicherten Isotopenwerte als repräsentativ für die Niederschläge zur Zeit des jüngeren Pleistozäns (Würm) anzusehen.

Für eine Grundwasserneubildung aus Niederschlägen und nicht aus Gletscherschmelzwässern sprechen die aufgrund der Messungen der Edelgasgehalte an ausgewählten Wässern errechneten Paläo-Infiltrationstemperaturen (J. N. ANDREWS et al., 1985), die für die abgereicherten Wässer der hydrochemischen Gruppe 2 und 3 Temperaturen zwischen 4 und 6° C anzeigen. Diese Werte entsprechen unter peri-

glazialen Bedingungen neugebildeten Tiefengrundwässern aus dem Steirischen Becken (J. N. ANDREWS et al., 1984).

In Fig. 12 wurde auch der O-18- Wert eines im Untertage- Kohlebergbau Gumpling-Trimmelkam (W. SCHIPPEK & H. ZOJER, 1986) erschlossenen Tiefengrundwassers eingetragen. Bei diesem aus der Oberen Süßwassermolasse stammenden Wasser, das gegenüber den einzugsgebietsfernen Wässern des Raumes Braunau eine noch deutliche Abreicherung an O-18 zeigt, ist eine Genese aus Gletscherschmelzwässern nicht auszuschließen, zumal das Gebiet von Trimmelkam vom Würmgletscher bedeckt war (L. WEINBERGER, 1951).

3.2.1.4. Kohlenstoff-14 und Kohlenstoff-13

In der nachfolgenden Tabelle 3 wurden die vorliegenden Ergebnisse von C-13- und C-14-Untersuchungen an Tiefengrundwässern der Innviertler Serie aufgelistet.

Unter diesen Wässern weisen nur die Proben Mehrnbach 15 und Rainbach 2 signifikante C-14-Gehalte auf. Beide Brunnen liegen relativ nahe am jeweiligen Einzugsgebiet (Rainbach 2 nahe dem Rand des Böhmisches Massivs, Mehrnbach 15 im Bereich des Ausstriches der Mehrnbacher Sande).

Die übrigen Proben sind nach der derzeitigen Meßgenauigkeit als C-14 frei einzustufen und hätten unter Anwendung der Zerfallsformel Modellalter über 40 ka. Dies ist jedoch mit den regionalen hydrogeologischen Verhältnissen unvereinbar.

Die gemessenen C-13-Gehalte lassen erkennen, daß Austauschreaktionen zwischen dem gelösten Karbonat und dem Gesteinkarbonat stattgefunden haben und können somit als Maß für den Grad der hydrogeochemischen Evolution herangezogen werden.

Tab. 3: C-14- und C-13- Werte von Tiefengrundwässern der Innviertler Serie (Messungen durch Institut für Hydrologie der GSF in München).

Probenbezeichnung	¹⁴ C pmc	¹³ C δ‰ PDB
Mehrnbach 15	18,4 ± 1,5	-10,38
Rainbach 2	28,2 ± 1,8	-10,85
Altheim 6	0,7 ± 0,7	- 9,12
Weng 3	0,7 ± 0,7	- 8,71
Mining 7	0,1 ± 0,6	- 8,25
Aufhausen	-	- 8,83
Ried 7	≤ 0,7	- 4,58
Braunau 1	≤ 0,7	- 5,32

Die Wässer mit signifikanten C-14-Gehalten zeigen δC-13-Werte um -10‰. Dieser Wert ist das Resultat der Einstellung eines stöchiometrischen Gleichgewichtes zwischen dem aus der Bodenzone stammenden Kohlenstoff-13 (δ C-13 von Bodengas = -22‰; H. MOSER & W. RAUERT, 1980) und marin gebildetem Kalzit in der Bodenzone oder im Aquifer mit einem δC-13 von ca. 0‰.

Mit dem Anstieg des Natrium-Gehaltes, der auf die Wirkung von Kationenaustauschprozesse zurückgeführt werden kann, ist auch ein Schwerkwerden der C-13-Werte festzustellen. Dies ist die Folge von Reaktionen des Wassers mit marin gebildeten Karbonaten im Grundwasserleiter infolge der durch die Ionenaustauschvorgänge induzierten Lösungs-Ungleichgewichte (vgl. Kap. 3.2.1.2.).

3.2.1.5. Untersuchungen der Edelgas- und Urangehalte und des Verhältnisses von U-234 zu U-238

Die auf der Basis der hydrochemischen Untersuchungen entwickelten Modellvorstellungen über die Fließsysteme der Innviertler Serie stellten die Grundlage für spezielle radiochemische und isopenhydrologische Untersuchungen dar, die in den Jahren 1982 bis 1984 in Kooperation mit dem Chemischen Institut der Universität Bath in England (J. N. ANDREWS et. al., 1985) durchgeführt wurden.

Aufgrund der sehr aufwendigen und zeitintensiven Probennahme und den hohen Kosten der Labormessungen mußten diese Untersuchungen auf ausgewählte Wässer beschränkt werden. Bei der Auswahl der Brunnen war besonders auf die Probennahmebedingungen (Gefahr einer Probenverfälschung durch Luft) zu achten.

Proben für die Messung des Gehaltes an den Edelgasen Helium, Argon, Xenon und Krypton wurden in Kupferrohren, die durch Quetschklammern an beiden Enden luftdicht verschlossen wurden, direkt am Brunnenkopf unter den jeweiligen Kopf-fließdrücken entnommen.

Tab. 4: Gelöste Radioelemente in ausgewählten Wässern des Oberösterreichischen Molassebeckens (A) und die Uran-, Thorium- und Kaliumgehalte von Gesteinsproben aus der tertiären Beckenfüllung und dem Beckenuntergrund (Malm und Kristallin, B); nach J. ANDREWS et al. (1985).

Nr. Bezeichnung	²²² Rn (pCi/kg)	²²⁶ Ra (pCi/kg)	U content (µg/kg)	²³⁴ U/ ²³⁸ U Aktivitäts- Verhältnis
Innviertler Serie, Gruppe 1				
1 Sigharting 2	458 ± 2,0	0,20 ± 0,006	2,814 ± 0,098	1,14 ± 0,05
2 Ried 3	240 ± 2,3	0,33 ± 0,008	0,004 ± 0,001	1,27 ± 0,36
3 St. Georgen	265 ± 1,7	0,36 ± 0,009	0,080 ± 0,011	1,68 ± 0,29
Innviertler Serie, Gruppe 2				
4 Mehrnbach 15	155 ± 1,4	0,13 ± 0,005	0,005 ± 0,002	4,75 ± 2,07
5 Rainbach 2	146 ± 4,4	0,16 ± 0,006	0,063 ± 0,010	1,18 ± 0,26
6 Altheim 6	246 ± 5,6	0,41 ± 0,54	0,007 ± 0,002	3,45 ± 1,02
7 Weng 3	244 ± 3,5	0,21 ± 0,007	0,009 ± 0,002	4,24 ± 1,27
8 Mining 7	235 ± 1,6	0,19 ± 0,006	0,005 ± 0,001	4,11 ± 1,10
Innviertler Serie, Gruppe 3				
9 Aufhausen	166 ± 2,4	0,15 ± 0,005	0,047 ± 0,008	3,32 ± 0,62
10 Ried 7	398 ± 1,8	0,26 ± 0,008	0,003 ± 0,001	2,86 ± 1,44
11 Braunau 1	224 ± 4,2	0,65 ± 0,01	0,006 ± 0,006	1,8 ± 0,83
12 Auroldmünster	288 ± 3,7	0,39 ± 0,008	0,001 ± 0,005	1,08 ± 0,06
13 St. Marienkirchen	824 ± 7,7	0,54 ± 0,010	0,037 ± 0,007	6,86 ± 1,43
14 Ried 18/D1	3 ± 0,2	0,10 ± 0,005	0,069 ± 0,002	2,35 ± 0,10
Oligozän				
15 Schallerbach 1	574 ± 1,9	1,44 ± 0,010	0,193 ± 0,008	1,04 ± 0,06
16 Schallerbach 2	384 ± 6,2	0,28 ± 0,009	0,317 ± 0,013	1,04 ± 0,14
Oberkreide (Campan)				
17 Obernberg	312 ± 6,9	0,25 ± 0,033	0,032 ± 0,009	1,74 ± 0,62
Malm				
18 Birnbach 3	278 ± 3,8	1,74 ± 0,02	0,016 ± 0,003	1,62 ± 0,36
19 Geinberg	278 ± 3,1	2,13 ± 0,022	—	—

B

Bezeichnung	Tiefe (m)	Formation	U (µg/g)	Th (µg/g)	Th/U	K (%)
	Oberfläche	Pliozän Sand-Kiese Miozän	0,57 ± 0,12	0,95 ± 0,71	1,67	0,43 ± 0,02
Haag am Hausruck	Oberfläche	O. Süßwasser molasse	1,63 ± 0,13	4,95 ± 0,72	3,04	0,78 ± 0,02
Braunau, Bohrung	40-50	Braunauer Schlier	1,75 ± 0,12	10,62 ± 0,67	6,07	1,68 ± 0,02
Braunau, Bohrung	80	Braunauer Schlier	1,72 ± 0,12	8,88 ± 0,67	5,16	1,70 ± 0,02
Braunau, Bohrung	100-105	Braunauer Schlier	2,23 ± 0,12	11,02 ± 0,67	4,94	1,74 ± 0,02
Fraunstein, Bohrung	11,2		1,27 ± 0,12	6,43 ± 0,66	5,06	1,55 ± 0,02
Mehrnbach		Mehrnbacher Sand	1,97 ± 0,12	10,44 ± 0,12	5,30	1,49 ± 0,02
Mehrnbach		Mehrnbacher Sand	1,21 ± 0,12	7,47 ± 0,66	6,17	1,47 ± 0,02
Ried	Oberfläche	Rieder Schichten	1,34 ± 0,12	9,55 ± 0,67	7,13	1,54 ± 0,02
Vöcklabruck		Vöckla-Schichten	1,06 ± 0,11	4,79 ± 0,65	4,52	0,12 ± 0,01
Reichersberg ¹	1500	Jura Malmkarbonate	0,97 ± 0,11	0,83 ± 0,11	0,86	0,13 ± 0,01
Bohrung						
Schärding	Oberfläche	Schärdinger Granit	7,33 ± 0,17 1,57 ± 0,38 (σ)	40,20 ± 0,83 8,65 ± 2,08 (σ)	5,48 5,51	4,75 ± 0,03 1,59 ± 0,10 (σ)

Für die Bestimmung des Urangeltes und des Verhältnisses U-234/U-238 wurde das Uran in 60-l-Behältern als Co-Prezipitat von Fe(OH)₃ gewonnen.

Die Gehalte an den Elementen Uran, Thorium und Kalium von Oberflächen- und Kernproben verschiedener Formationen der Innviertler Serie und stratigraphisch tieferer Schichten wurden mit Hilfe eines Gamma-Spektrometers gemessen. Zu Vergleichszwecken wurden auch Wässer tieferer Einheiten (Puchkirchener Serie, Oberkreide und Malm) in die Untersuchungen einbezogen (Tab. 4).

Die **Urangehalte** der Grund- und Tiefengrundwässer der Innviertler Serie liegen generell unter 0,05 µg/kg. Die einzige Ausnahme stellt die Probe „Sigharting“ dar, welche den höchsten Eh-Wert und signifikante Sauerstoffgehalte aufweist.

Im nordwestlichen Innviertel treten die höchsten U-234/U-238-Aktivitätsverhältnisse im Raume Altheim, Weng und Mining auf, wobei in Richtung Braunau und Aufhausen – also in Fließrichtung – das Aktivitätsverhältnis der beiden Uran-Isotope wieder abnimmt.

Aus dem Eh-pH-Diagramm in Fig. 13 geht hervor, daß alle Wässer mit Ausnahme des hochoxidierenden Wassers von Sigharting im Stabilitätsfeld-Diagramm nahe jener Zone zu liegen kommen, in der es zur Ausfällung von Uranyl (UO₂) kommt.

Nimmt man als alleinige Ursache für die Abnahme des Aktivitätsverhältnisses gegen Braunau und Aufhausen den stärkeren Zerfall von U-234 an, so läge der Zeitraum der Evolution von den Wässern der Gruppe 2 zur Gruppe 3 in der Größenordnung von 100.000 bis 300.000 Jahren. Dies widerspricht jedoch den hydraulischen Vorstellungen über die Fließbedingungen in der Innviertler Serie und steht auch im Gegensatz zu den Altersabschätzungen mit Hilfe des Helium-4-Isotops. Es ist wahrscheinlich, daß die Isotopenchemie des Urans durch andere Prozesse als den bevorzugten Zerfall von U-234 gesteuert wird.

Die **Edelgas-Gehalte** der Wässer der Innviertler Serie können Tab. 5 entnommen werden.

Die Lösung der Edelgase in der ungesättigten Zone erfolgt bei der Infiltration von Niederschlagswässern, wobei ein Gleichgewicht zwischen der flüssigen und gasförmigen Phase unter den jeweils vorherrschenden Temperaturbedingungen erreicht

wird. Aufgrund der im Aquifer herrschenden hydrostatischen Drücke wird bei gespannten Wässern der Gehalt an gelösten Edelgasen „konserviert“ und erlaubt somit hydrogeologische Aussagen.

Alle Grundwässer lokaler Systeme (Gruppe 1) haben Helium-4-Gehalte, welche nur wenig über den atmosphärischen Gleichgewichtswerten liegen, während die höher entwickelten Tiefengrundwässer generell einen Anstieg der He-4-Werte zeigen. Als Erklärungsmöglichkeiten hierfür kommen entweder der radioaktive Zerfall der Ele-

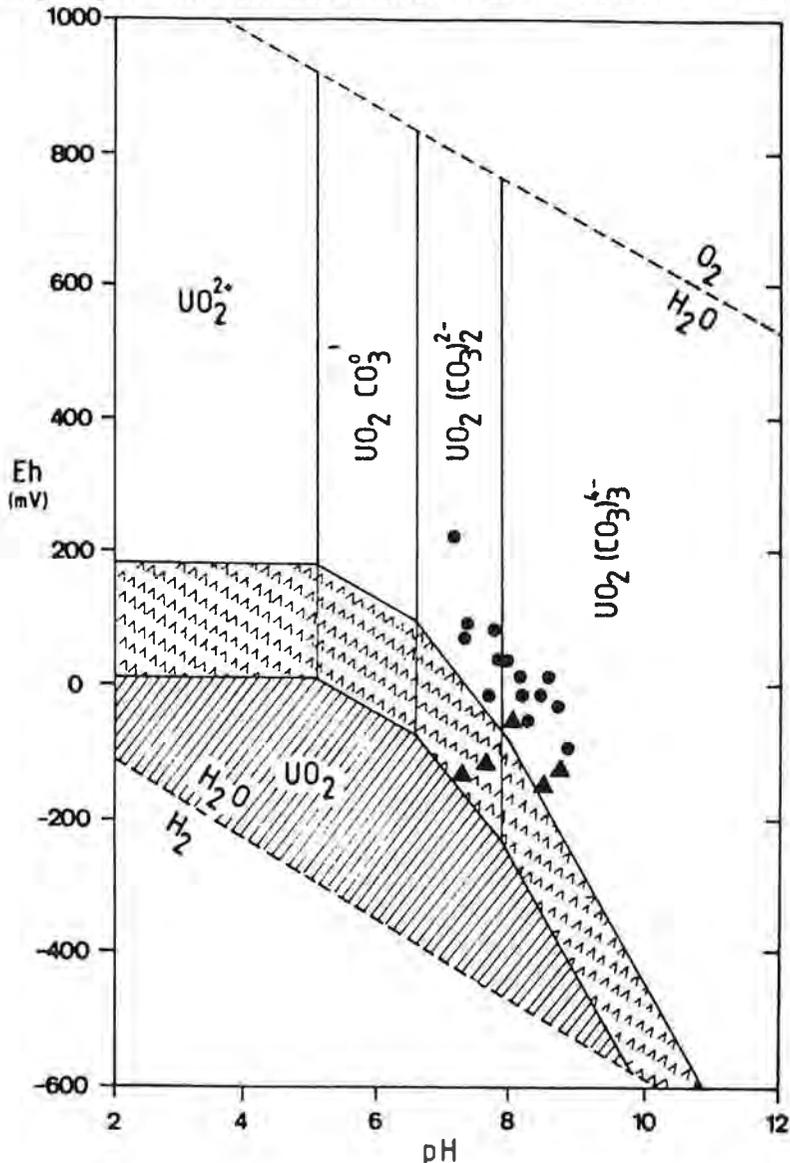


Fig. 13: Stabilitätsfeld-Diagramm der Uranspecies bei einem p_{CO_2} von 10^{-3} atm mit den Wässern der Innoviertler Serie (Kreise) und tieferer Horizonte (Dreiecke), Häkchensignatur = Übergangszone; nach J. ANDREWS et al. (1985).

Tab. 5: N_2/Ar -Verhältnisse, Edelgasgehalte (cm^3/cm^3 unter Standardbedingungen) und die mit Hilfe der Edelgasgehalte der Wässer berechneten Infiltrationstemperaturen von Grund- und Tiefengrundwässern des Oberösterreichischen Molassebeckens.

Nr.	Lokalität	N_2/Ar -Verhältnis	$^4He \times 10^{-6}$	$Ne \times 10^{-7}$	$Ar \times 10^{-4}$	$Kr \times 10^{-6}$	$Xe \times 10^{-6}$	Durchschnittliche Infiltrationstemperatur (°C)
Innviertler Serie, Gruppe 1								
1A	Sigharting 2	43,75	12,75	2,06	3,94	9,27	1,26	10,3
1B	Sigharting 2	43,39	17,3	2,06	3,92	9,01	1,31	10,4
2A	Ried 3		15,18	2,08	3,92	9,73	1,37	9,1
2B	Ried 3		11,36	3,07	3,81	9,70	1,35	9,6
3A	St. Georgen	41,25	8,22	2,11	4,15	10,05	1,43	7,5
3B	St. Georgen	41,22	15,54	2,11	4,17	9,63	1,43	7,8
Innviertler Serie, Gruppe 2								
4A	Mehrnbach 15	41,92	13,49	2,06	3,92	9,19	1,29	10,3
4B	Mehrnbach 15	40,39	11,32	2,04	3,65	9,02	1,32	11,3
5A	Rainbach 2	41,06	15,16	2,07	3,96	9,41	1,31	9,7
5B	Rainbach 2	41,15	14,37	2,07	4,02	9,36	1,34	9,4
6A	Altheim 6	44,48	22,15	2,14	4,25	10,63	1,55	5,9
6B	Altheim 6	42,92	25,24	2,12	4,18	9,87	1,50	7,1
7A	Weng 3	37,64	48,35	2,16	4,29	10,57	1,56	5,6
7B	Weng 3	40,20	46,70	2,16	4,35	10,62	1,54	5,6
8A	Mining 7	35,82	35,57	2,14	4,25	10,40	1,52	6,2
8B	Mining 7	36,71	35,78	2,16	4,33	10,59	1,56	5,5
Innviertler Serie, Gruppe 3								
9A	Aufhausen	49,86	108,81	2,14	4,29	10,38	1,46	6,4
9B	Aufhausen	49,83	120,11	2,13	4,29	10,24	1,45	6,7
10A	Ried 7	38,99	41,17	2,14	4,4	10,31	1,53	6,5
10B	Ried 7	41,17	41,28	2,15	4,51	10,54	1,51	5,5
11A	Braunau 1	35,50	175,90	2,19	4,26	11,15	1,56	4,2
11B	Braunau 1	37,35	144,49	2,17	4,49	10,90	1,54	4,9
12A	Aurolzmünster		342,51	2,14	4,21	10,04	1,58	6,4
12B	Aurolzmünster		324,93	2,09	3,90	10,02	1,37	8,7
13A	St. Marienkirchen	38,34	211,64	2,14	4,36	10,58	1,51	5,8
13B	St. Marienkirchen	38,79	149,87	2,17	4,54	10,66	1,57	4,8
14A	Ried 18/D 1		61,34	2,13	4,22	10,56	1,43	6,7
14B	Ried 18/D 1		87,35	2,17	4,31	10,98	1,57	5,1
Oligozän								
15A	Schallerbach 1	38,81	623,70	2,14	4,35	10,53	1,49	5,9
15B	Schallerbach 1	39,05	506,03	2,14	4,05	10,56	1,55	6,4
16A	Schallerbach 2		1906,78	2,21	4,59	12,72	1,49	3,3
16B	Schallerbach 2		1464,01	2,15	4,11	10,89	1,57	5,9
Kreide (Campan)								
17A*	Obernberg	35,36	820,99	0,34	1,07	3,39	0,59	
17B*	Obernberg		616,31	0,55	1,09	3,29	0,62	
Jura (Malm)								
18A*	Birnbach 3	40,41	2130,37	1,16	2,46	6,55	0,98	
18B*	Birnbach 3		1171,02	1,13	2,34	6,25	0,97	
19	Geinberg	48,01	5908,67	2,24	5,14	12,25	1,67	1,4

Alle Werte wurden für Überschußluft korrigiert (außer*).

mente Uran und Thorium im Aquifer, oder die Diffusion von radiogenem Helium-4 aus tieferen Horizonten in Frage. In beiden Fällen ist jedoch der Gehalt an He-4 in den Tiefengrundwässern primär eine Funktion der Verweildauer.

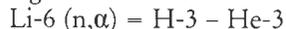
Hohe He-4-Gehalte zeigen die Wässer „Braunau 1“ und „Aufhausen“, wie dies auch nach dem regionalen Strömungsbild (Einzugsgebietsferne) zu erwarten ist. Der höchste He-4-Gehalt wurde in der über 330 m tiefen Bohrung Aurolzmünster gemessen, wobei hier erst bei Endteufe ein Aquifer erschlossen wurde, während in den übrigen Bohrungen meist mehrere Aquifere in unterschiedlichen Tiefenlagen produzieren.

Auch die 100 m tiefe Bohrung St.Marienkirchen, deren Hauptaquifer in den oligozänen Linzer Sanden liegt, weist hohe He-4-Gehalte auf. Ein Vergleich mit der strukturtieferen, ebenfalls aus den Linzer Sanden produzierenden Bohrung „Schallerbach 1“ (Fig. 4) beweist, daß der erhöhte He-4-Gehalt von St.Marienkirchen durch den Aufstieg von älteren Wässern aus tieferen Beckenbereichen bedingt ist. Eine weitere Folge dieser hydrodynamischen Situation ist die Ausbildung einer deutlichen positiven Temperaturanomale in diesem Raum (siehe auch Kap 3.2.3.).

Unter der Annahme, daß das gesamte aus dem Zerfall der Elemente Uran und Thorium stammende Helium durch die Tiefengrundwässer der Innviertler Serie gelöst wird, lassen sich Helium-Akkumulationsraten und somit „Alter“ berechnen. Unter Heranziehung der U/Th-Analysen in Tab. 4 und einer durchschnittlichen Porosität von 15 % ergibt sich unter Standardbedingungen eine jährliche Helium-Akkumulationsrate von $7,5 \times 10^{-12} \text{ cm}^3 \text{ He/cm}^3 \text{ H}_2\text{O}$.

Die daraus abzuleitenden hohen Grundwasseralter stehen im Widerspruch zu den hydraulischen Verhältnissen in der Innviertler Serie. Dies bedeutet, daß die Diffusion von Helium aus tieferen Beckenbereichen für die Heliumgehalte der Tiefengrundwässer der Innviertler Serie verantwortlich sein muß. Die He-3/He-4-Verhältnisse lassen als Hauptquelle für das Helium das granitische Basement vermuten.

Fig. 14 zeigt die Beziehung des Gesamt-Heliumgehaltes der Wässer zum Verhältnis der Isotope He-3/He-4. Beide Isotope werden in der Gesteinsmatrix produziert, wobei He-3 nach der Gleichung



entsteht; für den He-4-Gehalt ist der Zerfall der natürlichen Radioelemente (vor allem Uran und Thorium) verantwortlich.

Die aus den Lithiumgehalten der untersuchten Gesteinsproben berechneten He-3/He-4-Verhältnisse und die He-4-Produktionsraten können Tabelle 6, die Helium-Isotopen-Verhältnisse der Wässer Tabelle 7 entnommen werden.

In Fig. 14 wurden verschiedene berechnete Mischungslinien zwischen dem radiogenem Helium der Sedimente der Innviertler Serie bzw. jenem des granitischen Basements mit atmosphärischem Helium eingetragen, wobei Punkt A dem Heliumgehalt der Atmosphäre ($4,75 \times 10^{-8} \text{ cm}^3$) bei einer Temperatur von 10°Celsius entspricht. Punkt B repräsentiert luftgesättigtes Wasser mit Luftüberschuß.

Das höchste He-3/He-4-Verhältnis wurde aufgrund der Analyse einer Oberflächenprobe des Schärldinger Granits errechnet. Dieses wird als repräsentativ für das granitische Basement angesehen. Das Verhältnis der beiden Isotope ist mit $4,1 \times 10^{-8}$ fast doppelt so hoch wie jenes der Sedimente der Innviertler Serie. Für die Karbonate des Malm errechnet sich aus dem Lithium-Gehalt ein Helium-Isotopenverhältnis von $0,5 \times 10^{-8}$.

In den untersuchten Thermalwässern aus dem Malm ähnelt das Helium-Isotopenverhältnis jedoch dem granitischen Basement. Dies zeigt, daß radiogenes Helium vom kristallinen Basement in das darüberliegende Autochthon diffundieren kann. Neben

diesem diffusiven Aufstieg ist in einzelnen Bereichen des Beckens eine direkte hydraulische Verbindung zwischen dem Karbonat-Tiefenaquifer und den in Zersatz- und Kluffzonen des Kristallins zirkulierenden Wässern nicht auszuschließen.

Die Linie „b“ in Fig. 14 entspricht der Mischungslinie zwischen Helium des Basements und atmosphärischem Helium, Linie „c“ repräsentiert die Mischung von radiogenem Helium der Innviertler Serie mit jenem der Atmosphäre.

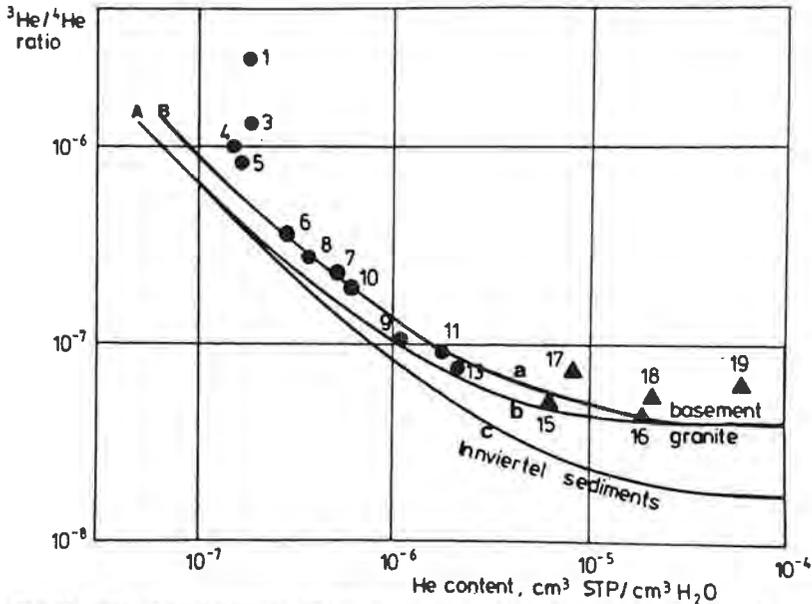


Fig. 14: Das He-3/He-4-Verhältnis der Wasser als Funktion des Heliumgehaltes für Grund- und Tiefengrundwässer der Innviertler Serie (Kreise) und Tiefengrundwässer tieferer Horizonte (Dreiecke). Bezifferung vgl. Tab. 4. Punkt „A“ repräsentiert luftgesättigtes Wasser, Punkt „B“ luftgesättigtes Wasser mit Luft-Überschuß. Linie „a“ ist eine Mischungslinie zwischen radiogenem Helium aus dem kristallinen Basement und Infiltrationswasser mit Luft-Überschuß; Linie „b“ repräsentiert die Verdünnung von radiogenem Helium aus dem kristallinen Basement mit luftgesättigtem Wasser. Linie „c“ ist eine Mischungslinie zwischen radiogenem Helium aus der Innviertler Serie und luftgesättigtem Wasser; nach J. ANDREWS et al. (1985).

Generell liegen alle Grund- und Tiefengrundwässer der Innviertler Serie über diesen beiden Mischungslinien. Ein Grund hierfür könnte in dem radioaktiven Zerfall von thermonuklearem Tritium (H-3) liegen, wobei jedoch nur bei den Wässern der Gruppe 1 signifikante H-3-Gehalte auftreten. Die He-3/He-4-Verhältnisse der Proben „Sigharting“ und „St. Georgen“ zeigen eindeutig den Einfluß des H-3-Zerfalls.

Tab. 6: Lithiumgehalte, radiogene He-3/He-4-Verhältnisse und berechnete Produktionsraten von Gesteinsproben des Oberösterreichischen Molassebeckens.

Formation	Lithium-Gehalt (µg/g)	³ He/ ⁴ He	⁴ He-Produktion cm ³ · m ⁻³ · a ⁻¹
Innviertler Serie	30,5	2,3 × 10 ⁻⁸	1,1 × 10 ⁻⁶
Malm-Kalk	4,3	0,5 × 10 ⁻⁸	0,4 × 10 ⁻⁶
Schärdinger Granit	60,0	4,1 × 10 ⁻⁸	5,3 × 10 ⁻⁶

Tab. 7: He-3/He-4-Verhältnisse der untersuchten Grund- und Tiefgrundwässer des Oberösterreichischen Molassebeckens.

	$^3\text{He}/^4\text{He} \times 10^{-8}$
Innviertler Serie, Gruppe 1	
1 Sigharting 2	279,57 ± 2,77
3 St. Georgen	137,02 ± 1,38
Innviertler Serie, Gruppe 2	
4 Mehrnbach 15	108,38 ± 1,25
5 Rainbach 2	84,29 ± 1,11
6 Altheim 6	37,64 ± 0,55
7 Weng 3	24,36 ± 0,42
8 Mining 7	28,65 ± 0,55
Innviertler Serie, Gruppe 3	
9 Aufhausen	10,35 ± 0,22
10 Ried 7	20,34 ± 0,42
11 Braunau 1	9,23 ± 0,21
13 St. Marienkirchen	7,53 ± 0,22
Puchkirchener Serie, Rupel	
15 Schallerbach 1	5,23 ± 0,17
16 Schallerbach 2	4,43 ± 0,17
Oberkreide	
17 Obernberg Thermal 1	7,70 ± 0,24
Malm	
18 Birnbach 3	5,65 ± 0,17
19 Geinberg	6,28 ± 0,19

Die höher entwickelten Tiefgrundwässer liegen mit geringen Abweichungen auf der Mischungslinie „a“ in Fig. 14. Sie repräsentiert die Mischung zwischen luftgesättigtem Wasser mit Luftüberschuß und radiogenem Helium aus dem Basement. Die Wässer tieferliegender Horizonte (Oligozän, Kreide und Malm) nähern sich in ihren He-Verhältnissen bereits den Werten des Basements.

Besonders zu beachten ist, daß die seichte Bohrung St. Marienkirchen in ihrem He-3/He-4-Verhältnis diesen Wässern ähnlich ist. Dies ist die Folge des bereits beschriebenen Aufstiegs von älteren Tiefgrundwässern am Nordwestrand des Oberösterreichischen Molassebeckens.

Aufgrund der näherungsweise Berechnung des Helium-Flusses aus dem Basement wurden von J.N. ANDREWS et. al. (1985) Grundwasser-„alter“ für die Wässer der Innviertler Serie berechnet.

Hiebei ergaben sich für die Wässer der Gruppe 1 Alter unter 750 Jahren; die Übergangsguppe 2 zeigte Alter zwischen 680 und 7.900 Jahren. Diese Werte stehen teilweise im Widerspruch zu den deutlich abgereicherten D- und O-18-Werten und den Edelgas-Infiltrationstemperaturen (siehe unten).

Für die höchst entwickelten und einzugsgebietsfernsten Wässer wurden Grundwasser-„alter“ zwischen 9.000 und 73.500 Jahren berechnet, wodurch diese Wässer als wärmzeitlich ausgewiesen werden.

Gestützt wird diese Alterszuordnung durch die Berechnung der Edelgas-Infiltrationstemperaturen. Diese basiert auf der (außer für Helium) eindeutigen Temperatur-Löslichkeits-Beziehung der Edelgase (E. MAZOR, 1972) und wird durch das konservative geochemische Verhalten der Edelgase im Aquifer erleichtert. Hier bildet wiederum das Helium eine Ausnahme, das durch den radioaktiven Zerfall von Uran und Thorium unterirdisch produziert werden kann.

Einen Unsicherheitsfaktor stellt der Eintrag von Überschuß-Luft während des Infiltrationsprozesses dar. Diese Luft wird beim Ansteigen des hydrostatischen Druckes im Aquifer gelöst. Die Analysenwerte müssen daher auf der Basis empirischer Daten korrigiert werden (J. N. ANDREWS & D. J. LEE, 1979; T. H. E. HEATON & J. C. VOGEL, 1981).

Die in Tab. 5 aufgelisteten Edelgas-Infiltrationstemperaturen wurden in Fig. 15 den O-18-Gehalten der Wässer gegenübergestellt. Zu Vergleichszwecken wurde auch die

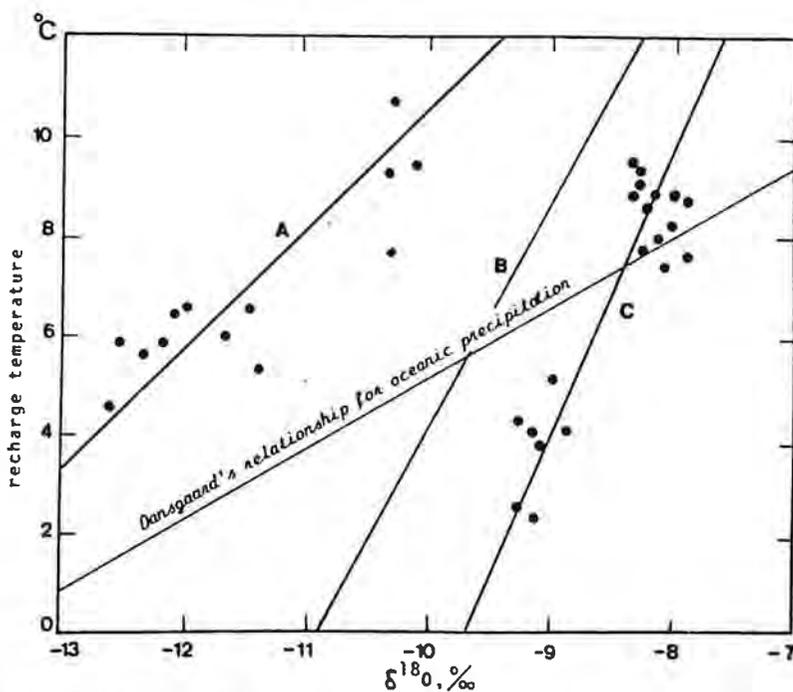


Fig. 15: Die Beziehung zwischen Infiltrationstemperaturen (berechnet aufgrund der Edelgasgehalte der Wässer) und dem O-18-Gehalt für die Wässer der Inwärtler Serie (A) und den triassischen Sandstein-Aquiferen in der Nähe von Nürnberg (B) und den East Midlands, England (C); nach J. ANDREWS et al. (1985).

Temperatur-Isotopenbeziehung von Wässern aus den Buntsandstein-Aquiferen in den East-Midlands in England (A. H. BATH, W. M. EDMUNDS & J. N. ANDREWS, 1979, J. N. ANDREWS et al., 1984) und in der Nähe von Nürnberg (J. RUDOLPH, H. K. RATH & C. SONNTAG, 1984) zusammen mit der von W. DANSGAARD (1964) aufgestellten Beziehung zwischen mittlerer Jahrestemperatur und O-18-Gehalt in das Diagramm aufgenommen. Die Dansgaard-Gleichung hat die Form

$$\delta\text{O-18} = 0,695 t - 13,6 \text{ ‰}$$

(t = mittlere Jahres-Lufttemperatur in ° C) und basiert hauptsächlich auf Meßdaten aus höheren Breiten beider Hemisphären mit mittleren Lufttemperaturen bis zu -50° C.

G. V. EVANS et al. (1979) stellten für das maritime Westeuropa die Gleichung

$$\delta\text{O-18} = 0,18 t - 8,53 \text{ ‰}$$

auf. Die für die Tiefengrundwässer des englischen Buntsandstein-Aquifers aufgestellte Temperatur-Sauerstoff-18-Beziehung zeigt gute Übereinstimmung mit dieser Gleichung. Dies beweist, daß die Grundwasser-Neubildung unter den mittleren Jahrestemperaturen vor sich geht. Die Linie „B“ schneidet die Dansgaard-Linie im Bereich des modernen Niederschlages.

Für die oberösterreichischen Wässer läßt sich die Temperatur-Isotopen-Beziehung durch die Gleichung

$$\delta\text{O-18} = 0,42 t - 14,19 \text{ ‰}$$

ausdrücken. Diese Gleichung ähnelt in ihrer Steigung mehr der Dansgaard-Linie.

In der Versetzung der Ausgleichsgeraden der deutschen Buntsandsteinwässer und der Innviertler Wässer gegenüber den Wässern der East Midlands kommt deutlich der Kontinentaleffekt zum Ausdruck.

3.2.1.6. Hydrogeologische Schlußfolgerungen

In Tab. 8 wurden die wichtigsten geochemischen Charakteristika der Grund- und Tiefengrundwässer der Innviertler Serie zusammengefaßt.

Die Wässer lokaler Systeme (Gruppe 1) unterscheiden sich durch ihre hydrochemischen und isotopischen Eigenschaften deutlich von den länger gespeicherten Tiefengrundwässern. Diese jungen Grundwässer haben Edelgasgehalte, wie sie der Equilibrierung mit der Atmosphäre unter heutigen Klimabedingungen entsprechen und zeigen nur geringe He-4-Erhöhungen aufgrund des radioaktiven Zerfalls von Uran und Thorium im Aquifer.

Tab. 8: Zusammenfassung der geochemischen Charakteristika der Grund- und Tiefengrundwässer der Innviertler Serie.

Gruppe 1	Gruppe 2	Gruppe 3
oxidierende Wässer Eh > +72 mV Cl < 1 mg/l 7,80 < pH > 6,90	reduzierende Wässer +82 mV < Eh > -6 mV Cl > = 1 mg/l 8,60 < pH > 7,76	reduzierende Wässer +41 mV < Eh > -104 mV Cl > 1 mg/l 8,89 < pH > 7,95
kongruente Lösung von Kalzit	kongruente Lösung von Kalzit und inkongruente Lösung von Dolomit Kationenaustausch	Kationenaustausch und Karbonatlösung
-1,3 < pCO ₂ > -2,6 (atm)	-2,6 < pCO ₂ > -3,4 (atm)	-2,7 < pCO ₂ > -3,5 (atm)
³ H > 2,8 T.U.	³ H	³ H
D > -75 (‰)	-73 < D > -91 (‰)	D < -84 (-76) (‰)
⁴ He = Equibr. mit Atmosphäre	⁴ He > Equibr. mit Atmosphäre	⁴ He-Gehalt hoch
²³⁴ U/ ²³⁸ U = 1	²³⁴ U/ ²³⁸ U-Verhältnis	²³⁴ U/ ²³⁸ U-Verhältnis
He-Grundwasser „alter“ < 1000 a	He-GW- „Alter“ 800-7000 a	He-Grundwasser „alter“ > 8000 a
Infiltrationstemperaturen entsprechen heutigen Verhältnissen	Infiltrationstemperaturen sind teilweise niedriger als heute	Infiltrationstemperaturen deutlich erniedrigt

Signifikante Tritium- und Sauerstoffgehalte und die gemessenen Redoxpotentiale sind ebenfalls Kennzeichen ihrer Zugehörigkeit zu lokalen Systemen mit geringer Verweildauer.

Die piezometrischen Daten der gespannten Wässer der Innviertler Serie zeigen, daß das regionale Tiefengrundwassersystem im Innviertel generell eine SE-NW-Fließbewegung vom Einzugsgebiet Hausruck-Kobernaußerwald zum Vorfluter Inn aufweist, wobei nach den vorliegenden hydraulischen Daten Bewegungen in der Größenordnung von unter 1 m pro Jahr wahrscheinlich sind.

In Fließrichtung sind Zunahmen des radiogenen He-4-Gehaltes und systematische Änderungen im stabilen Isotopengehalt und in den Edelgas-Infiltrationstemperaturen festzustellen. Die höher entwickelten Tiefengrundwässer der Gruppe 3 haben deutlich abgereicherte D- und O-18-Gehalte, die zusammen mit den Edelgas-Infiltrationstemperaturen für eine Grundwasser-Neubildung während des jüngsten Pleistozäns (Würm) sprechen. Nach „Alters“-Berechnungen mit Hilfe des He-4-Isotops sind die Wässer der Gruppe 3 älter als 8.000 Jahre.

Die jungen Grundwässer der Gruppe 1 zeigen U-234/U-238-Verhältnisse in der Größenordnung von 1, welche auf die bevorzugte Lösung von U-234 zurückzuführen sind. Die höher entwickelten Tiefengrundwässer der Gruppe 2 und 3 weisen erhöhte Uran-Verhältniszahlen auf, die bei den ältesten Wässern wieder einen deutlichen Rückgang erfahren.

Die hydrochemische Evolution wird in den jungen Grundwässern durch die Lösung von Kalzit und Dolomit kontrolliert und durch die inkongruente Lösung von Dolomit in den regionalen Systemen abgelöst. Die höchst entwickelten Tiefengrundwässer zeigen den Einfluß von Kationen-Austauschvorgängen und damit in Verbindung stehend Karbonatlösung im Aquifer. Diese Modellvorstellung wird durch die schweren C-13-Werte und die C-14-Freiheit dieser Wässer gestützt.

Redox-Vorgänge spielen bei der Evolution der Wässer eine große Rolle; sie bewirken die Beseitigung des gelösten Sauerstoffs und die Reduktion von Sulfat.

Die He-3-/He-4-Verhältnisse der Wässer lassen den Schluß zu, daß der Helium-Gehalt der Wässer als eine Mischung zwischen atmosphärischem Helium und radioogenem Helium angesehen werden kann. Dieses stammt mit hoher Wahrscheinlichkeit aus dem granitischen Basement. Die Berechnungen des Grundwasser„alters“ basieren auf der Lösung des diffusiven Heliums durch das sich bewegende Grundwasser. Diese Berechnungen ergaben drei Altersgruppen und bestätigten die vorangegangenen Interpretationen der hydrochemischen und isotopehydrologischen Daten.

3.2.2. Hydrogeologie tieferliegender Tiefengrundwässer und Formationswässer des Oberösterreichischen Molassebeckens

3.2.2.1. Allgemeines

In einem Sedimentbecken sind Aufschlüsse von Tiefengrundwässern und Formationswässern aus größeren Teufen aufgrund der hohen Aufschlußkosten relativ selten und reichen zumeist für fundierte hydrogeologische Aussagen nicht aus.

Im Rahmen von Untersuchungen über die Regeneration der mobilen Malm-Wässer des Beckenuntergrundes im Oberösterreichischen Molassebecken war es möglich, an produzierenden Öl- und Gassonden der Rohöl-Aufsuchungs Gesellschaft m.b.H. Proben zu entnehmen und die mitgeförderten Wässer zu separieren. Dadurch konnte die Zahl der für hydrogeologische Aussagen zur Verfügung stehenden Aufschlüsse

gegenüber den reinen Wasserbohrungen vervielfacht werden. Die Untersuchungen wurden gemeinsam mit dem chemischen Institut der Universität Bath durchgeführt (J. N. ANDREWS, J. E. GOLDBRUNNER, W. G. DARLING & M. J. YOUNGMAN, 1987).

Aufgrund der nachgewiesenen hydrogeologischen Aussagekraft der Untersuchungen im Oberösterreichischen Molassebecken wurden diese auf das süddeutsche Molassebecken ausgedehnt (B. BERTLEFF et al., 1987, siehe Kap. 3.2.2.8.).

3.2.2.2. Probennahme

Proben für hydrochemische und isopenhydrologische Untersuchungen wurden an 43 Öl-, Gas- und Wasserbohrungen gezogen; die Lage der Beprobungsstellen kann Fig. 16 entnommen werden. Proben aus wasserproduzierenden Bohrungen wurden

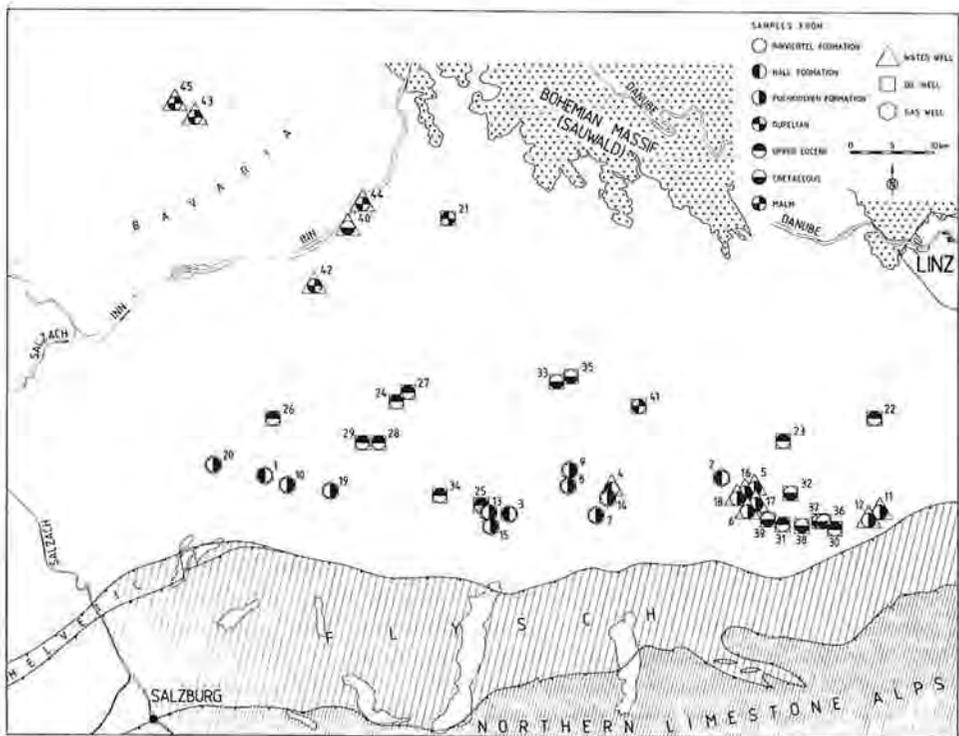


Fig. 16: Die Lage der Probennahmestellen für die geochemischen Untersuchungen an Tiefengrundwässern und Formationswässern des Oberösterreichischen Molassebeckens

direkt am Sondenkopf entnommen und durch einen $0,45 \mu\text{m}$ Filter filtriert. Bei verbleibender Feinpartikelführung wurde im Laboratorium die Filtration mit einem Filter mit einer Öffnungsweite von $0,15 \mu\text{m}$ wiederholt. Um Ausfällungen während des Proben transport und der Lagerung im Labor zu verhindern, wurde ein filtriertes Probenaliquot auf einen pH-Wert von ungefähr 2 gebracht. Der pH-Wert, das Redoxpotential und der Sauerstoffgehalt der Wässer wurden in situ durch Messung in einer Durchflußmeßzelle bestimmt.

Wasserproben von Gasbohrungen wurden aus dem im Sondenbereich liegenden Separatortank entnommen und in der gleichen Weise behandelt wie die Proben der Wasserbohrungen.

Die Öl-Wassergemische von produzierenden Ölsonden wurden in 5-l-Container abgefüllt und im Laboratorium mit Hilfe von Scheidetrichtern ohne die Zugabe von Chemikalien separiert, um die chemische Beschaffenheit der Wasserphase nicht zu verändern.

Für die Untersuchung der stabilen Isotope Deuterium und Sauerstoff-18 wurde die Wasserphase mit Tetrachlor-Kohlenstoff (CCl_4) extrahiert, um Spuren von Kohlenwasserstoffen zu beseitigen. Die Isotopen-Bestimmungen wurden in den Labors des British Geological Survey (Dr. G. DARLING) durchgeführt.

Wasserproben für die Radioelement-Analyse wurden nur entnommen, wenn keine Kontamination durch Kohlenwasserstoffe zu erkennen war. Die Probenahmen für die Bestimmung des Gehaltes an gelösten Gasen erfolgten unter Fließdruck-Verhältnissen in Kupferrohren mit Quetschklammer-Verschlüssen.

3.2.2.3. Hydrochemie

Die chemische Zusammensetzung der untersuchten Wässer kann Tab. 9 entnommen werden. Ihre Gesamtmineralisierung (TDS) hat eine Bandbreite von 1 g/l bis 26 g/l. Die extrem niedere Mineralisierung der Proben aus den Gasbohrungen Puchkirchen Ost 1 (Probe Nr. 3) und Atzbach 1 (Probe Nr. 9) steht im völligen Gegensatz zu den übrigen Proben der Haller bzw. Puchkirchener Serie und kann durch die geologischen Bedingungen nicht erklärt werden.

Die Probe Nr. 9 hat zwar eine ähnliche isotopische Zusammensetzung wie die übrigen Formationswässer der Puchkirchener Serie, Probe Nr. 3 ist jedoch bedeutend leichter als anzunehmen wäre. Evaporations- bzw. Kondensationseffekte in Gasbohrungen können die Salinität reduzieren und auch die isotopische Zusammensetzung verändern. Als mögliche Ursache für die hier beobachtete Situation kommt auch eine Art Gas-Lift-Effekt in Frage, wobei der Gasstrom Wasserdampf aus der Formation mit hochreißt, welcher dann am Sondenkopf kondensiert. Im Gegensatz zu den beiden Sonden zeigen alle übrigen untersuchten Gasbohrungen den oben beschriebenen Effekt nicht, sodaß die Ursache für das beobachtete Salinitäts-Isotopenverhältnis weiterhin unklar bleibt.

Generell weisen die Wässer der Haller Serie und Puchkirchener Serie die höchste Mineralisierung (bis max. über 26 g/l) bei Vorherrschen der Ionen Natrium und Chlorid auf. Sie stammen aus isolierten Silt-Sandstein- bzw. Konglomerathorizonten, welche bedeutende Reservoirs für biogen entstandenes Gas (M. SCHOFEL, 1977) darstellen. Die hydrochemische Zusammensetzung und der Isotopengehalt (H-2/H-1, O-18/O-16) der Wässer zeigt, daß es sich um wenig mobile Formationswässer handelt, welche keine Regenerierung durch meteorische Wässer erfahren haben. Selbst in sehr seichtliegenden Aquiferen der Puchkirchener Serie (Schuppenzone von Bad Hall) ist der Einfluß meteorischer Wässer als gering anzusehen. So stammt die Probe „Tassiloquelle“ in Bad Hall aus einer Tiefe von nur 15 m.

Im Piper-Diagramm (Fig. 17) sind die Wässer der Haller und Puchkirchener Serie sehr eng in dem durch Ozeanwasser repräsentierten Abschnitt des Diagramms konzentriert. Dies ist ein weiterer Hinweis, daß es sich um Formationswässer ohne Regenerierung handelt. Hinsichtlich der Ionenzusammensetzung und der Gesamtmineralisierung bestehen jedoch signifikante Unterschiede zu Meerwasser, dessen Salinität bei 35 g/l liegt. Wie zu erwarten, treten durch Ionenaustauschvorgänge Änderungen in der Kationenzusammensetzung ein; die Erniedrigung des Redoxpotentials während der Diagenese hat zur Reduktion von Sulfat zu Sulfid und zu einer Ausfällung des ursprünglichen Urangehaltes des Meerwassers geführt. Offensichtlich

ist aber keine Vergrößerung der Salinität der konnaten Wässer eingetreten, sodaß osmotische Effekte bei der Passage von Tonhorizonten, wie sie von D. L. GRAF (1982) beschrieben wurden, im Oberösterreichischen Molassebecken keine Rolle bei der Diagenese der Wässer spielen dürften.

Mit der relativ geringen Mineralisierung der Formationswässer unterscheidet sich das Oberösterreichische Molassebecken erheblich vom Wiener Becken (Bohrung Aspern 1: 150 g/l; F. RONNER, 1980) und dem Steirischen Becken, wo Salinitäten von über 60 g/l (siehe Kap. 4) festgestellt wurden.

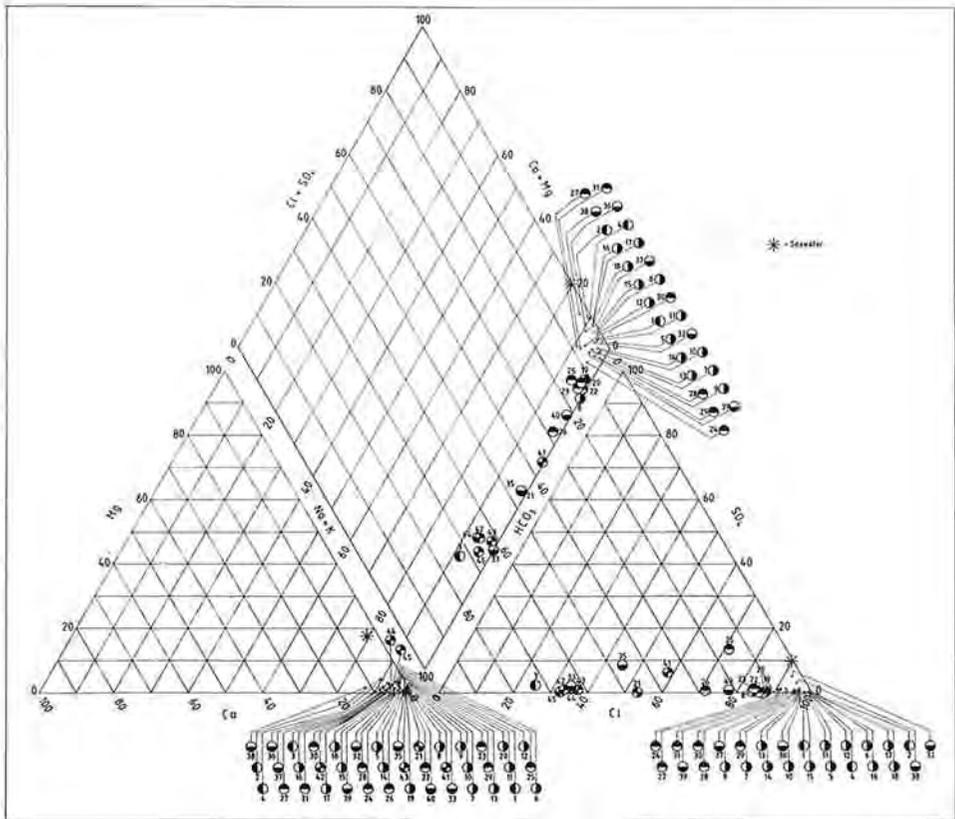


Fig. 17: Piper-Diagramm der untersuchten Tiefen- und Formationswässer des Oberösterreichischen Molassebeckens (Signaturen wie in Fig. 16).

Ein klarer Trend zur Reduktion der Mineralisierung ist in den im Tiefenprofil unter der Haller und Puchkirchener Serie liegenden Wässern aus dem Obereozän (Ölbeileitwässer) und der Oberkreide (Ölbeileitwässer und Thermalwasseraquifere) zu erkennen. Diese Tendenz wird parallelisiert durch einen Anstieg im relativen Bicarbonatgehalt. Im Piper-Diagramm in Fig. 17 orientieren sich die Wässer an der Chlorid/HCO₃-Achse.

Dies weist auf eine Verdünnung von Formationswässern durch meteorische Wässer hin, ein Vorgang, von dem die hangenden Wässer der Puchkirchener und Haller Serie nicht betroffen wurden. Daraus läßt sich ableiten, daß die permeablen Horizonte der

Tab. 9: Hydrochemische Zusammensetzung der untersuchten Tiefengrundwässer und Formationswässer nach J. ANDREWS et al. (1987).

Nr.	Entnahme-datum	Lokation	Tiefe der Perforation	Art des Brun-nens	T °C	pH	Eh mv	ge-löster Sauer-stoff
Miozän (Hall)								
1	22. 7. 83	Munderfing 1	1339,9–1344,5	g	21,8	7,50	-29	0,1
2	21. 8. 84	Steinerkirchen 1	935,2–937,4	g	17,4	7,44	+99	n.m.
3	23. 8. 84	Puchkirchen Ost 1	1057,0–1073,5	g	17	7,37	-23	n.m.
4	29. 8. 84	Schwanenstadt 4	936,7–952,5	w	31,2	8,08	-135	n.m.
Oligozän (Puchkirchener Serie)								
5	18. 7. 83	Gundersdorf H 1	1014,3–1028,5	w	41,4	7,44	-30	0,1
6	19. 7. 83	Maierdorf H 1	970,0–1061,5	w	42,7	7,39	-16	0,1
7	20. 7. 83	Desselbrunn 2	1520,0–1532,2	g	16,9	7,36	-34	0,1
8	21. 7. 83	Atzbach 5		g	24,6	6,80	+76	0,1
9	21. 7. 83	Atzbach 1		g	20,0	7,29	+2	0,2
10	21. 7. 83	Friedburg 2	1839,9–1952,5	g	31,6	7,45	+8	0,1
11	28. 7. 83	Bad Hall, Tassilo Q.	?-15	w	12,1	7,56	+197	0,1
12	28. 7. 83	Bad Hall, Paracelsus Q.	120–237	w	15,6	8,06	-54	0,1
13	21. 8. 84	Puchkirchen 27	1701,5–1705,5	g	17,7	7,36	+62	n.m.
14	23. 8. 84	Schwanenstadt 17	1634,0–1642,4	g	n.m.	7,28	+90	n.m.
15	23. 8. 84	Puchkirchen 24	1122,8–1126,5	g	17,3	7,34	+58	n.m.
16	28. 8. 84	Eberstalzell H 1	1028,5–1114,3	w	43,4	7,45	-31	n.m.
17	28. 8. 84	Eberstalzell H 2	1045,0–1054,8	w	36,7	7,62	-45	n.m.
18	28. 8. 84	Eberstalzell H 5	1032,0–1095,0	w	38,3	7,73	-54	n.m.
19	22. 8. 84	Hocheck 2	2258,5–2260,5	g	21,4	7,66	n.m.	n.m.
20	22. 8. 84	Pfaffstätt 3	2145,8–2149,0	g	n.m.	6,95	+115	n.m.
Oligozän (Rupel)								
21	27. 4. 84	Eggerding 1	619,3–624,3	o	n.m.	n.m.	n.m.	n.m.
Obereozän								
22	19. 7. 83	Engenfeld 1	1054,2–1066,2	o	34,3	7,7	-20	0,1
23	20. 7. 83	Steinhaus 1	1620,5–1626,0	o	45,5	n.m.	n.m.	n.m.
24	25. 7. 83	Kemating 5	1834,3–1837,5	o	15	n.m.	n.m.	n.m.
25	27. 7. 83	Puchkirchen 20	2548,0–2554,0	o	10	n.m.	n.m.	n.m.
26	25. 7. 83	Maria Schmolln 1	2095,5–2103,0	o	10	n.m.	n.m.	n.m.
27	27. 8. 84	Kemating N 1 A	1931,8–1938,0	o	n.m.	n.m.	n.m.	n.m.
28	27. 8. 84	Kohleck 2	2240,0–2265,5	o	n.m.	n.m.	n.m.	n.m.
29	27. 8. 84	Kohleck 6	2433,5–2444,0	o	n.m.	n.m.	n.m.	n.m.
30	30. 8. 84	Voitsdorf 11	2087,5–2127,5	o	n.m.	n.m.	n.m.	n.m.
31	30. 8. 84	Voitsdorf 10	2082,2–2097,5	o	n.m.	n.m.	n.m.	n.m.
Oberkreide								
32	19. 7. 83	Oberaustall 6	1986,0–1970,0	o	45–50	n.m.	n.m.	n.m.
33	26. 7. 83	Trattnach 4	1598,9–1609,2	o	44,3	n.m.	n.m.	n.m.
34	24. 8. 84	Hörgersteig 1	2526,4–2532,3	o	n.m.	n.m.	n.m.	n.m.
35	27. 8. 84	Trattnach 11	1583,2–1585,6	o	n.m.	n.m.	n.m.	n.m.
36	30. 8. 84	Voitsdorf 15	2035,0–2064,0	o	n.m.	n.m.	n.m.	n.m.
37	30. 8. 84	Voitsdorf 30	2010,5–2018,5	o	n.m.	n.m.	n.m.	n.m.
38	30. 8. 84	Voitsdorf 2	2122,3–2143,5	o	n.m.	n.m.	n.m.	n.m.
39	31. 8. 84	Voitsdorf 13	2105,4–2133,8	o	n.m.	n.m.	n.m.	n.m.
40	30. 7. 82	Obernberg, Thermal 1	880,0–1028,0	w	25,4	8,06	-54	0
Jura (Malm)								
41	26. 7. 83	Haindorf 1	1502,5–1504,0	o	19,4	n.m.	n.m.	n.m.
42	30. 7. 82	Geinberg 1	2116,3–2176,9	w	70,2	7,15	-131	0
43	29. 7. 82	Birnbach T 3	1189,0–1195,0	w	66,4	7,67	-109	0
44	16. 2. 81	Birnbach T 4	-	w	59,0	7,46	n.m.	n.m.
45	25. 11. 80	Reichersberg	1435,0–1482,0	w	n.m.	7,34	n.m.	n.m.

(n.m. = nicht gemessen oder nicht meßbar, g = Gasbohrung, w = Wasserbohrung, o = Ölbohrung);

Leitfähigkeit $\mu\text{S} \cdot \text{cm}^{-1}$ bei 25° C	mg/l									Gesamtmineralisierung
	Na ⁺	K ⁺	Ca ²⁺	Mg ²⁺	NH ₄ ⁺	HCO ₃ ⁻	SO ₄ ²⁻	Cl	SiO ₂	
24,900	5850	40	227	91	56	305	1	10160	15	16745
26,600	9290	47	555	243	87	204	n.d.	16090	15	26531
377	13	5	5	0,2	36	132	3	26	0,5	221
26,200	8630	51	464	230	106	201	6	15000	13	24701
31,800	8380	41	406	178	74	220	n.d.	14390	16	23705
30,500	8300	39	384	170	67	189	n.d.	14340	15	23504
24,000	5920	75	140	42	34	684	58	9810	20	16738
1,637	293	1	1	0,4	29	143	1	450	< 0,5	919
22,900	5500	39	54	20	31	684	91	8870	28	15317
21,900	5530	34	104	33	29	470	69	8590	28	14887
23,000	5500	22	144	100	38	281	n.d.	9440	7	15532
29,000	7740	32	254	159	49	256	< 1	13000	8	21499
16,800	5570	38	117	29	35	525	97	8668	30	15109
15,900	5734	41	111	32	27	519	110	9115	31	15720
17,600	6628	37	235	97	57	320	2	11065	19	18460
25,900	8800	42	415	160	69	213	n.d.	14730	18	24447
25,800	8380	41	336	130	61	223	n.d.	13670	18	22859
25,200	8050	41	308	116	62	235	n.d.	13270	18	22100
16,100	5105	38	55	20	27	1645	35	7090	40	14055
18,400	6324	38	95	29	37	2172	n.d.	8506	37	17238
3,160	812	6	7	2	2	998	3	678	n.d.	2508
3,350	1130	11	16	3	4	421	5	1570	25	3185
13,500	3360	27	68	20	13	1404	110	4680	35	9717
23,200	5870	68	252	54	22	1415	73	9210	46	17010
9,150	2160	62	150	20	11	1019	678	2720	60	6880
5,860	1410	33	31	7	6	1086	14	1600	56	4243
n.m.	5617	118	388	80	224	1472	130	9309	n.m.	17338
n.m.	6548	187	209	41	95	954	55	10578	n.m.	18667
n.m.	6456	52	87	37	12	808	4	9798	n.m.	17254
n.m.	3920	68	220	28	9	729	55	6494	n.m.	11523
n.m.	2184	23	126	22	8	510	42	3467	n.m.	6382
16,000	3720	50	264	25	9	398	367	6280	45	11058
2,490	620	11	6	1	3	1062	37	338	44	2122
n.m.	760	18	10	2	43	1022	149	585	n.m.	2589
n.m.	4075	67	375	24	9	345	102	6750	n.m.	11747
n.m.	4045	65	307	26	10	419	91	6650	n.m.	11613
n.m.	5000	72	623	38	9	362	377	8692	n.m.	15173
n.m.	4873	81	166	38	80	873	159	8012	n.m.	14282
3,975	854	1,7	10	1	4	525	5	1080	n.m.	2481
4,010	970	13	9	2	4	934	120	885	43	2980
1,404	281	10	10	1	2	524	11	162	n.m.	1001
1,776	428	6	6	2	n.m.	736	17	241	n.m.	1434
n.m.	440	24	9	2	n.m.	671	5	206	n.m.	1357
n.m.	282	17	30	3	n.m.	600	1	167	38	1100

Haller und Puchkirchener Serie weder zum Liegenden noch zu den hangenden süßwasserführenden Schichten der Innviertler Serie eine hydraulische Verbindung haben.

Die Wässer aus dem karbonatischen Malm des Beckenuntergrundes haben die niedrigste Mineralisierung aller tiefliegenden Grundwässer des Molassebeckens. Sie weisen den höchsten Anteil an meteorischen Wässern auf, was sich am deutlichsten an den erniedrigten Chloridgehalten zeigt (Tab. 9).

Aufgrund ihrer örtlich sehr hohen Permeabilität, die ausschließlich auf sekundäre Porositäten zurückzuführen ist, stellen die Dolomite und Kalke des Malm das Hauptziel der geothermischen Exploration dar. Produktiv sind derzeit die Bohrungen Geinberg, Reichersberg und Obernberg in Oberösterreich; in Niederbayern werden die Malmwässer der Bohrungen Füssing (I–III), Birnbach (T3 und T4) und Griesbach 3 für balneologische Zwecke herangezogen. In Geinberg beträgt der freie artesische Überlauf über 20 l/s bei einer Temperatur von 96° C.

Generell sind alle Wässer aus dem Malm vom Natrium-Bicarbonat-Chlorid-Typus. Auch das Ölbegleitwasser der Bohrung Haindorf 1 zeigt diese Charakteristik. Haindorf 1 ist die erste selbstständige Öllagerstätte im Malm des Beckenuntergrundes (H. POLESNY, 1983).

Im Ölfeld Trattnach liegen die ölführenden Cenoman-Sandsteine direkt über teilweise stark verkarsteten Jurakarbonaten. Dies legt nahe, die geringe Mineralisierung der Ölbegleitwässer des Trattnach-Feldes (Proben Nr. 33 und 35, Tab. 9) durch einen hydraulischen Kontakt der Öllagerstätte mit dem Malmaquifer zu erklären. Die Existenz von gering mineralisierten Wässern im Malm und Cenoman ist durch Produktionstests in benachbarten Bohrungen nachgewiesen (vergleiche Fig. 18).

Damit ist erstmals für den bayerisch-oberösterreichischen Raum der Nachweis gelungen, daß gering mineralisierte, meteorische Wässer und Öl nebeneinander vorkommen können, was früher von erdölgeologischer Seite als unmöglich erachtet wurde (K. LEMCKE, 1976). Mit hoher Wahrscheinlichkeit trägt der überhydrostatische Druck im Malmaquifer zur Lagerstättenerhaltung bei.

Daraus ist aber der Schluß zu ziehen, daß in einzelnen Bereichen des Molassebeckens durch das Abfördern von größeren Mengen von Thermalwasser aus dem Malm bei Verzicht auf Reinjektionsmaßnahmen Schädigungen von Kohlenwasserstoff-Lagerstätten eintreten könnten.

Auch im Raum Maria Schmolln ist ein hydraulischer Kontakt des Eozäns (geringe Mineralisierung des Ölbegleitwassers, Probe Nr. 26) mit – im Raum Maria Schmolln nicht aufgeschlossenen – mobilen Wässern aus dem Malm zu vermuten.

Wie die Analysen von aus Produktionsversuchen bei Explorationsbohrungen stammenden Wässern gezeigt haben, führen die Karbonate im Südteil des Molassebeckens keine gering mineralisierten Wässer (J. E. GOLDBRUNNER, 1984).

Fig. 19 enthält eine Äquipotentiallinienkarte des gespannten Malmwasserspiegels in Niederbayern und Oberösterreich. Im oberösterreichischen Bereich des Molassebeckens zeigt sich generell ein östlicher Bewegungstrend der gespannten Malmwässer, welche durch die Vorflutwirkung der Donau westlich von Linz hervorgerufen wird. Dort liegt mit 260 m NN ein bedeutend niedrigeres Potential vor als im Bereich Regensburg-Straubing, welcher mit 330 m NN die Entlastungszone für die niederbayerischen Malmkarstwässer darstellt (G. ANDRES & H. FRISCH, 1981). Im Raum des Inn hat sich eine Wasserscheide zwischen den nach Norden bzw. Osten abströmenden Malmwässern ausgebildet.

Beide Systeme erfahren ihre Ergänzung aus dem Gebiet des Sauwaldes. Dieser ist ein erosiv abgetrennter Teil der Böhmisches Masse. Im unmittelbaren Bereich des Einzugsgebietes stehen aufgrund der starken postjurassischen Denudation nicht unmittelbar karbonatische Malm-sedimente an. Die Ergänzung durch meteorische Wässer geht hier über permeable Tertiärsedimente wie die egerischen Linzer Sande und die Basissande des Rupel vor sich, die dem kristallinen Grundgebirge teilweise unmittelbar auflagern. Das Vorkommen von gering mineralisierten Wässern mit einem hohen Anteil einer meteorischen Komponente in der produzierenden Öl-Sonde Eggerding 1 (Rupel-Basissande, Probe Nr. 21) ist ein Beweis für die Gültigkeit dieser Vorstellung.

Die große Ergiebigkeit der artesischen Bohrung von Rainbach bei Schärding (30 l/s freier Auslauf), deren Einzugsgebiet aufgrund des rezenten Charakters des Wassers (J. N. ANDREWS et al., 1985, G. HABERSTOCK et al., 1986) und der Potentialverhältnisse im kristallinen Grundgebirge liegen muß, beweist die örtlich gute Wasserwegigkeit des Kristallins der Böhmisches Masse im Bereich relativ seltener, aber erwiesenermaßen vorhandener tieferreichender Kluftzonen.

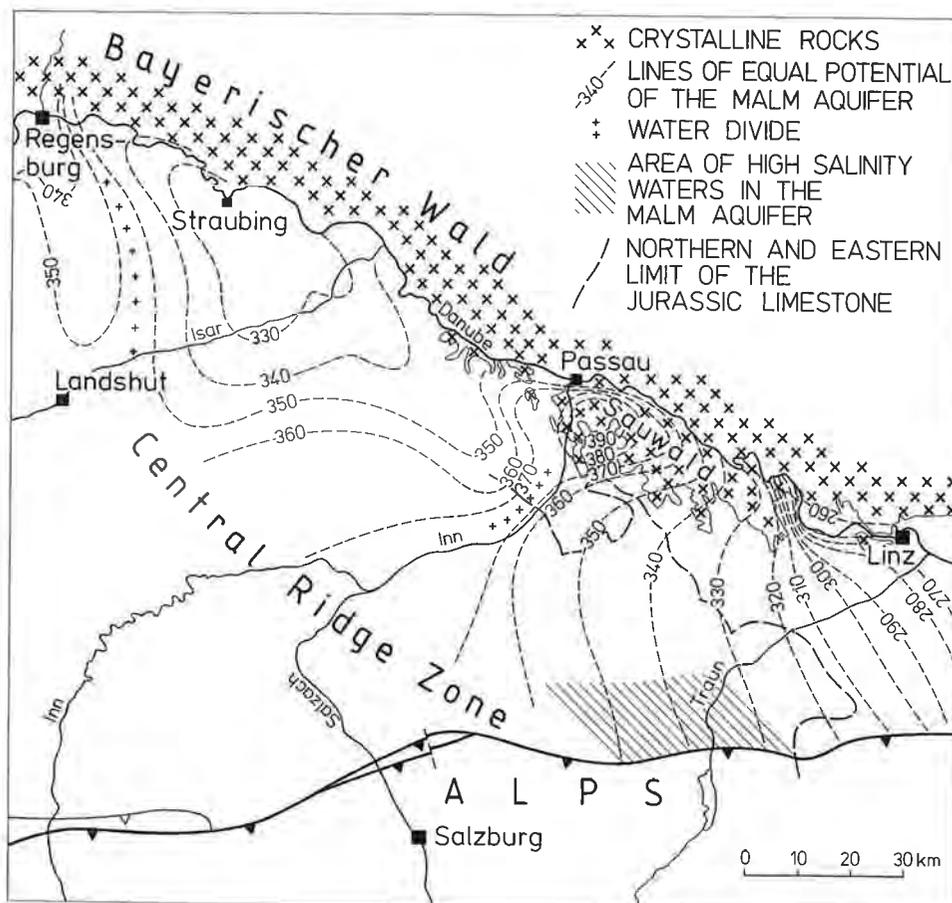


Fig. 19: Äquipotentiallinienplan des gespannten Malmwasserspiegels in Niederbayern und Oberösterreich; nach J. ANDREWS et al. (1987).

Die dem Grundgebirge und damit dem Einzugsgebiet am nächsten stehende Bohrung von Andorf, die geringmächtige Malm-Karbonate nahe des Erosionsrandes aufgeschlossen hat (siehe Fig. 18), zeigt eine äußerst geringe Salinität. B. BERTLEFF (1986) hat im Westteil des Molassebeckens ähnliche Mineralisierungen in nahe am Einzugsgebiet situierten Bohrungen gefunden.

Die hydrodynamischen Verhältnisse des unterirdischen Malmkarstes werden erheblich durch die präeozenen Bruchstrukturen beeinflusst. So geht im Bereich des Rieder Abbruches der unmittelbare räumliche (aber nicht hydraulische Kontakt) zwischen den Malmschollen verloren. Bei Gültigkeit des Isohypsenbildes in Fig. 19 ist daher mit einer Einbeziehung des kristallinen Basements in die Tiefengrundwasserzirkulation zu rechnen.

Daß eine zumindest druckmäßige Verbindung über den Rieder Abbruch hinweg besteht, wurde durch Beobachtungen in westlich und östlich des Bruches stehenden KW-Sonden nachgewiesen (H. POLESNY, 1983).

Im Bereich der Discharge-Zone westlich von Linz kommt es aufgrund der strukturellen Situation zum Aufsteigen der Malm-Wässer aus dem Beckeninneren. Der Aufstieg geht über permeable Tertiärschichten vor sich. Diese hydrodynamische Situation kommt deutlich durch die Ausbildung einer positiven Temperatur-Anomalie zum Ausdruck (siehe Kap. 3.2.3.) und wurde durch hydrochemisch-isotopenhydrologische Untersuchungen verifiziert (siehe Kap.3.2.1.).

3.2.2.4. Stabile Isotope (Deuterium und Sauerstoff-18)

Die Gehalte an den stabilen Isotopen Deuterium und Sauerstoff-18, ausgedrückt als Promille-Abweichung vom SMOW (Standard Mean Ocean Water) wurden in Tab. 10 zusammengefaßt und ihr Verhältnis zueinander in Fig. 20 graphisch dargestellt. Die isotopisch schwersten Wässer stammen aus der formationswasserführenden Puchkirchener Serie; bei diesen Wässern sind die O-18-Werte gegenüber dem SMOW angereichert.

Rein meteorische Wässer werden durch die gering mineralisierten Tiefengrundwässer der Innviertler Serie repräsentiert. Alle übrigen untersuchten Wässer des Oberösterreichischen Molassebeckens liegen auf einer Mischungslinie zwischen den Wässern der Puchkirchener Serie und der Innviertler Serie. Die leichten Endglieder der Mischungsserie zeigen eine Isotopenzusammensetzung, die zwischen jener für rezente und pleistozäne Wässer der Innviertler Serie (J. N. ANDREWS et al., 1985) liegt. Die Existenz einer solchen Mischungslinie deutet an, daß in den einzelnen Aquiferen die konnaten, im Zuge der Sedimentation eingeschlossenen Wässer durch meteorische Wässer in unterschiedlicher Größenordnung ersetzt wurden.

Um diese Hypothese zu stützen, wurden die H-2- und O-18-Werte gegen den Chloridgehalt als konservativen hydrochemischen Parameter aufgetragen (Fig. 21). Die Diagramme enthalten auch theoretische Mischungslinien zwischen Meerwasser und rezentem bzw. pleistozänem Süßwasser der Innviertler Serie. Im Vergleich zu diesen berechneten Verdünnungslinien sind alle Wässer außer jene aus dem Malm sowohl an H-2 als auch an O-18 angereichert. Dies deutet an, daß der leichte Wasserstoff des Wassermoleküls während der biogenen Methangeneese gebunden wird.

Die Isotopenzusammensetzung des Methan (H-2, C-13) weist nach M. SCHÖLL (1983), auf eine biogene Entstehung der Gase des Miozäns und Oligozäns und eine gemischt biogen-thermokatalytische Herkunft der Eozän-Gase hin.

Der Deuterium-Gehalt all dieser Gase ist nach SCHÖLL, l.c. sehr leicht ($\delta\text{H-2} =$

200‰). Die Deuteriumanreicherung in den Wässern der Puchkirchener Serie kann somit als Konsequenz der biogenen Methangense erklärt werden und weist die Vorgänge als in-situ-Prozesse aus.

Die Eozänwässer zeigen aufgrund des meteorischen Einflusses keine so starke Deuterium-Anreicherung und können daher auch nicht als syngenetisch mit den mit ihnen vorkommenden Mischgasen betrachtet werden.

Außer den Malmwässern zeigen alle übrigen Wässer gegenüber der Verdünnungslinie in Fig. 21 eine Anreicherung im O-18. Dies ist wahrscheinlich auf Austauschvorgänge mit Karbonaten (R. N. CLAYTON et. al., 1966) und/oder Silikatmineralien (A. T. O'NEIL & Y. K. KHARAKA, 1976) zurückzuführen.

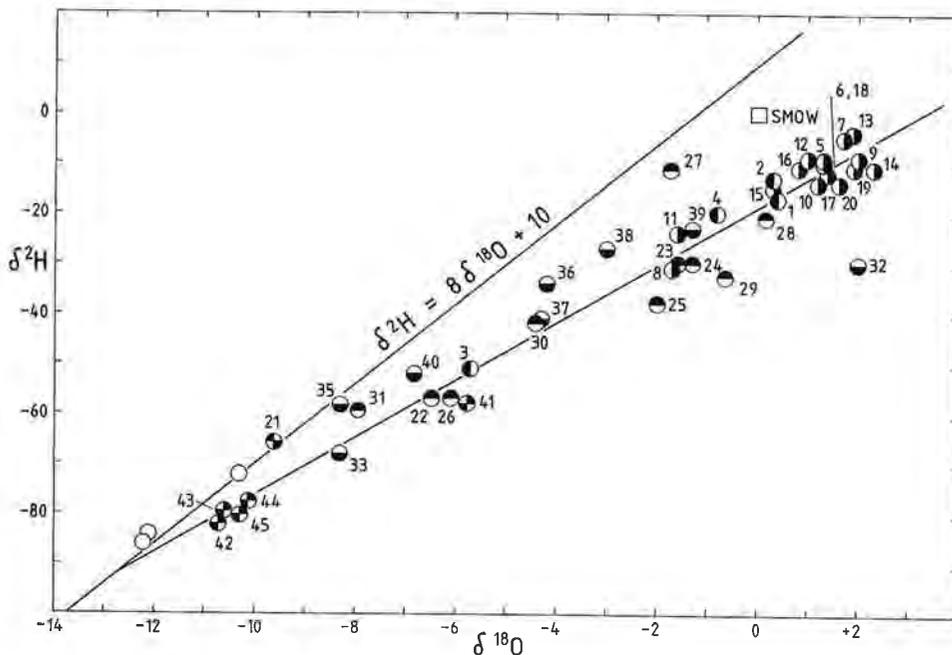


Fig. 20: Das Verhältnis der stabilen Isotope Deuterium (H-2) und Sauerstoff-18 (O-18) der untersuchten Tiefengrundwässer und Formationswässer des Oberösterreichischen Molassebeckens (Signaturen siehe Fig. 16).

R. N. CLAYTON et al., l.c., berichteten über ähnliche D/O-18-Verhältnisse in Ölwässern der Vereinigten Staaten und Canadas. Die Formationswässer der einzelnen Lagerstätten liegen hierbei auf Linien, welche die meteorische Linie im Bereich des lokalen Niederschlages schneiden. Daraus schlossen die Autoren, daß sich die Ölbeigleitwässer aus meteorischen Wässern entwickelt hätten, wobei ein Wasserstoff-Isotopenaustausch zwischen der flüssigen Phase und Kohlenwasserstoffen und Sauerstoff-Isotopenaustausch zwischen dem Fluid und der Gesteinsmatrix stattgefunden haben muß. Die Spannweite der Deuterium-Werte in den untersuchten Wässern ist bedeutend geringer als für die Formationswässer der Molasse. Die große Bandbreite zwischen -80 und +2 ‰ im δD macht es unmöglich, ihre Genese rein durch Isotopenaustausch zwischen meteorischen Wässern und Kohlenwasserstoffen zu erklären, obwohl diese Prozesse im geringeren Umfang bei der kogenetischen Methan-Bioge-

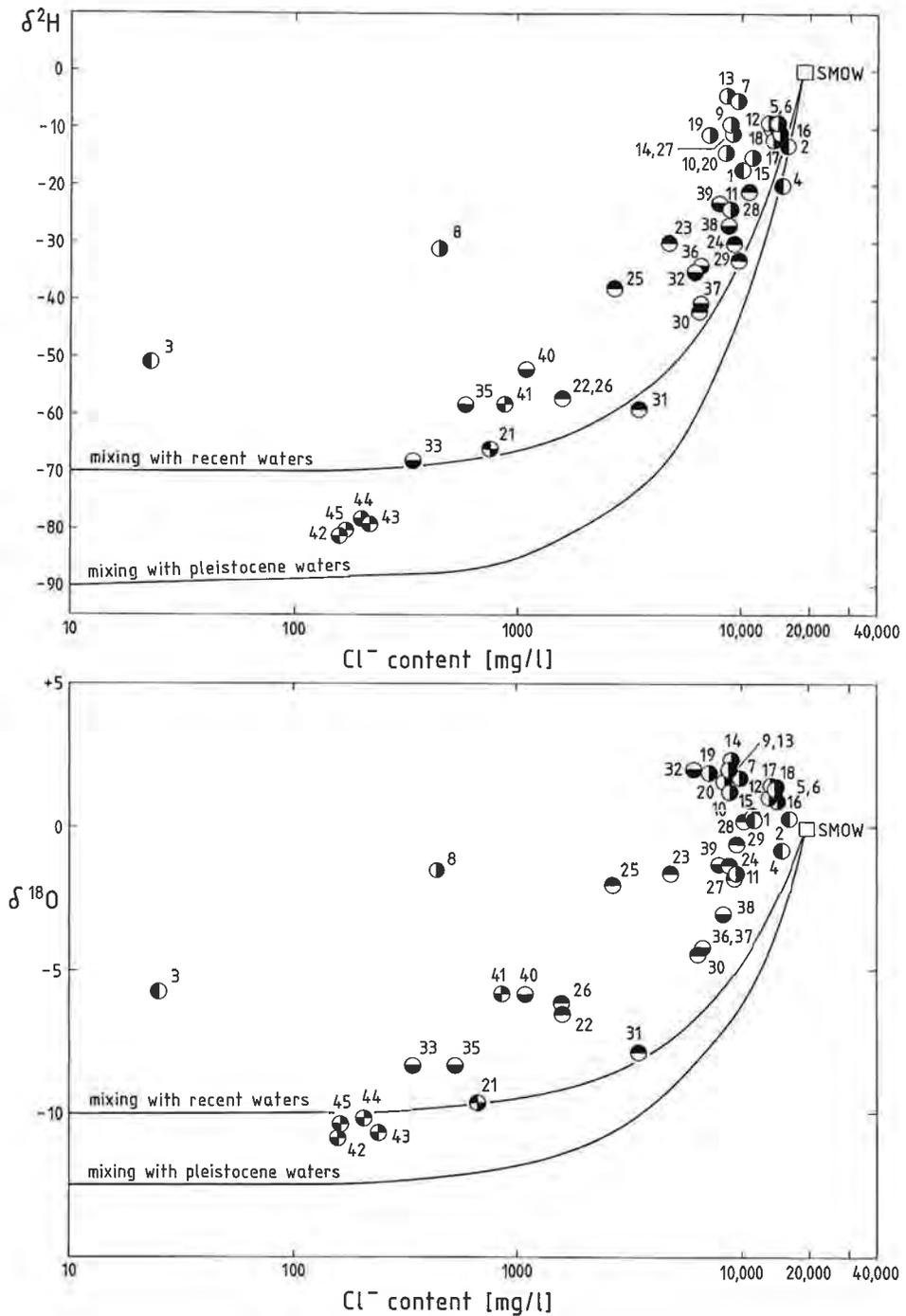


Fig. 21: Das Verhältnis Deuterium ($\text{H}-2$) zu Chlorid bzw. Sauerstoff-18 ($\text{O}-18$) zu Chlorid der untersuchten Tiefengrundwässer und Formationswässer des Oberösterreichischen Molassebeckens (Signaturen siehe Fig. 16).

nese eine Rolle gespielt haben mögen. Überdies sprechen die hydraulischen Verhältnisse im Molassebecken gegen eine ausschließlich auf Austauschprozesse beruhende Genese der Wässer.

E. DEGENS et al. (1964) interpretierten ähnliche Isotopenverhältnisse in zahlreichen Formationswässern der USA als das Resultat von Mischungsprozessen zwischen marinen und meteorischen Wässern. Zu ganz ähnlichen Ergebnissen kommen B. HITCHON & E. FRIEDMAN (1969) für Wässer aus dem Sedimentbecken von Alberta, Canada.

Die Malm-Wässer der oberösterreichisch-niederbayerischen Molasse sind überwiegend meteorischen Ursprungs, wobei ihr isotopisches und hydrochemisches Erscheinungsbild durch geringfügige Zumischung von marinen Wässern erklärt werden kann. Deuterium- und O-18-Austauschprozesse haben in diesen Wässern keine stattgefunden. Dies beweist, daß die Malmwässer die relativ jüngsten unter den tieferliegenden Tiefengrundwässern des Molassebeckens sind und Verbindung zu einem Neubildungsgebiet haben.

3.2.2.5. Gaszusammensetzung

Die Volumsverhältnisse der Gase Methan (CH_4), Stickstoff (N_2), Helium (He), Neon (Ne), Krypton (Kr), Xenon (Xe) zu Argon (Ar) wurden für Gasproben aus der Puchkirchener Serie, für Öl-Wassergemische aus dem Eozän und für Wasserproben aus verschiedenen stratigraphischen Einheiten bestimmt. Das Gas Argon wurde aufgrund seines konservativen Verhaltens im Grundwasser (J. N. ANDREWS & G. B. WILSON, 1986) als Referenzgas für den volumetrischen Ausdruck der anderen Gase verwendet. Anteile von radiogenem Argon-40, die signifikant zum Argon-Gehalt beitragen könnten, wurden durch Messungen des Ar-40/Ar-36-Verhältnisses identifiziert.

3.2.2.5.1. Das Argon-Isotopenverhältnis

Das Ar-40/Ar-36-Verhältnis (Tab. 10) ist bei den Gasproben der Puchkirchener Serie generell ähnlich jenem des atmosphärischen Argons (295,5). Diese Gase und die mit ihnen vorkommenden Wässer enthalten demnach keine signifikanten Anteile von radiogenem 40-Argon. Eine thermogenetische Entstehung kann daher ausgeschlossen werden. Das gelöste Argon ist offensichtlich atmosphärischen Ursprungs, entstanden durch Equilibrierung des Meerwassers mit der Atmosphäre.

Im Gegensatz dazu zeigen die Ar-40/Ar-36-Verhältnisse der Gase, welche aus den Öl-Wassergemischen der eozänen Öllagerstätten extrahiert wurden, beträchtliche Anreicherungen an Argon-40.

Diese Anreicherungen sind volumsmäßig gleich oder höher als der Volumenanteil des gelösten atmosphärischen Argon in den dort vorkommenden Wässern. Dies zeigt, daß das Argon aus der Gesteinsmatrix in einem Hochtemperatur-Environment freigesetzt wurde und mit dem Öl mitmigriert ist. Nach H. POLESNY (1983) sind die wahrscheinlichsten Muttergesteine für die Öllagerstätten des Beckenuntergrundes heute unter dem Alpenkörper liegende Gesteine des Oberjura und des Lattorf. Daraus resultieren Migrationswege in der Größenordnung von 70 km.

3.2.2.5.2. Das Helium-Argon-Verhältnis

Das volumetrische Helium/Argon-Verhältnis, korrigiert für das radiogene Argon (Tab. 10) wurde dem Chlorid-Gehalt in Fig. 22 und der Entnahmetiefe in Fig. 23 gegenübergestellt. Generell kann man davon ausgehen, daß der Gehalt an radiogenem

Helium, produziert durch den Zerfall von Uran und Thorium mit steigender Verweilzeit des Grundwassers zunimmt; weiters ist auch eine Zunahme mit der Tiefe gegeben, falls sich ein Diffusionsprofil aufgrund der diffusiven Bewegung des radiogenen Heliums in die höheren Bereiche der Kruste ausgebildet hat (J. N. ANDREWS, 1985).

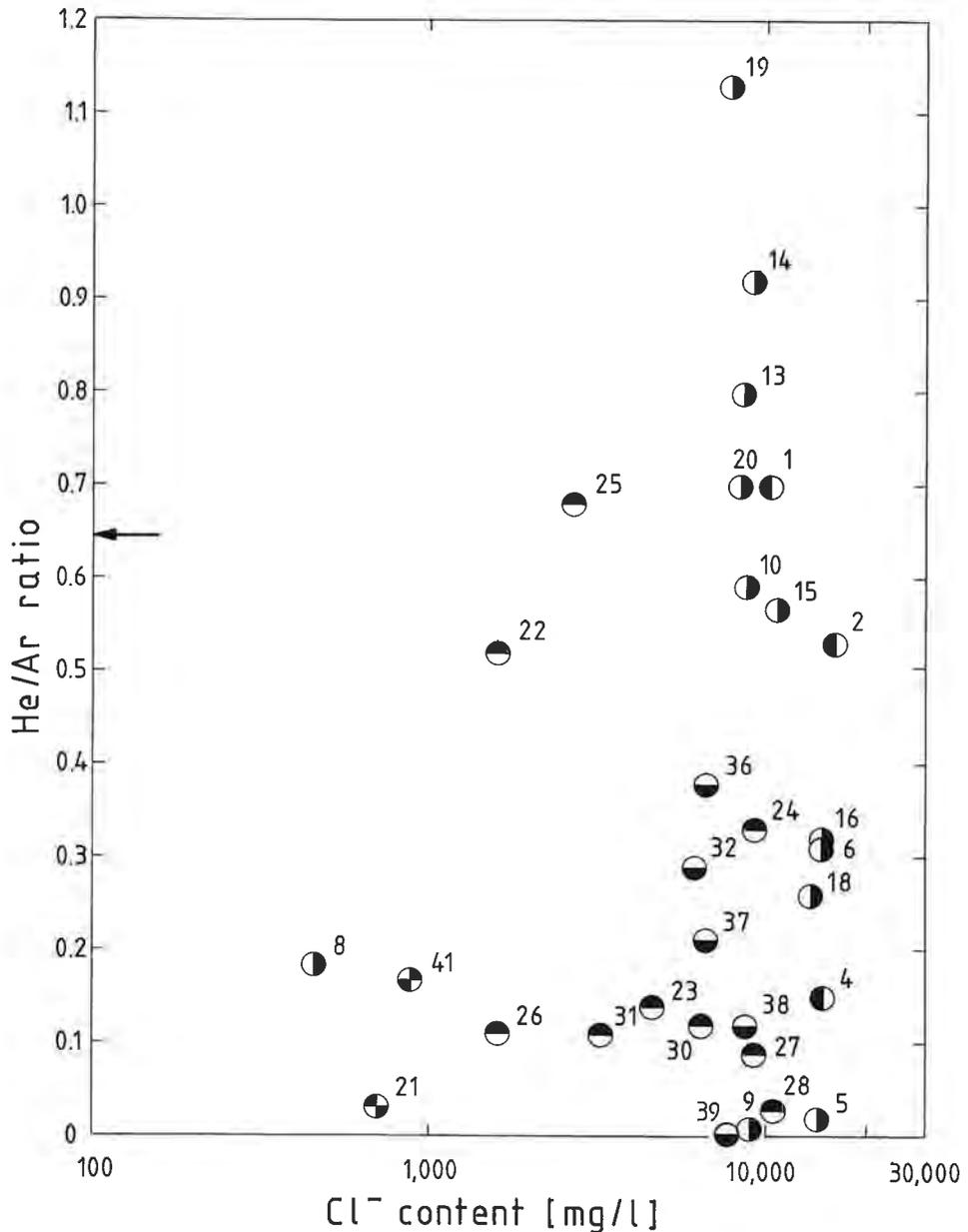


Fig. 22: Die Beziehung zwischen dem Helium/Argon-Verhältnis und dem Chloridgehalt der untersuchten Tiefengrundwässer und Formationswässer des Oberösterreichischen Molassebeckens (Signaturen siehe Fig. 16); nach J. ANDREWS et al. (1987).

Tab. 10: Die Gehalte der stabilen Isotope Deuterium (H-2) und Sauerstoff (O-18), an gelösten Gasen (Gas/Argon-Verhältnisse) und an Radioelementen der Tiefengrundwässer und Formationswässer des Oberösterreichischen Molassebeckens; nach J. ANDREWS et al. (1987).

Nr.	Lokation	$\delta^2\text{H}$ ‰	$\delta^{18}\text{O}$ ‰	$^{40}/^{36}\text{Ar}$	N_2	CH_4	He	Ne $\times 10^3$	Kr $\times 10^4$	Xe $\times 10^4$	^{226}Ra pCi/kg	U µg/kg	Aktivitäts- verhältnis +/-
Miozän (Haller Serie)													
1	Munderfing 1	-17	+0,4	293,8	36,4	1015	0,70	1,8	-	-	14,5	0,168	1,0
2	Steinerkirchen 1	-13	+0,3	301,0	40,5	1593	0,53	12,9	3,80	1,12	28,4	0,016	0,8
3	Puchkirchen Ost 1	-51	-5,7	-	46,4	2065	0,54	9,9	3,90	1,20	0,33	0,010	1,03
4	Schwanenstadt 4	-20	-0,8	276,4	35,5	1978	0,15	7,4	2,80	1,64	-	0,009	0,83
Oligozän (Purchkirchener Serie)													
5	Gundersdorf H 1	-9	+1,3	-	31,5	400	0,02	0,5	0,17	0,05	33,2	0,008	1,06
6	Maiersdorf H 1	-10	+1,3	-	29,1	218	0,31	0,6	4,67	1,28	51,5	0,002	1,41
7	Desselbrunn 2	-5	+1,7	289,5	44,0	1007	0,18	33,3	-	-	18,2	0,001	3,19
8	Atzbach 5	-31	-1,7	304,0	71,1	554	0,01	61,2	-	-	0,7	-	-
9	Atzbach 1	-9	+2,0	278,8	42,5	964	0,59	83,0	-	-	7,3	-	-
10	Friedburg 2	-14	+1,2	292,5	39,6	800	0,80	8,6	2,28	0,71	13,2	0,008	1,42
11	Bad Hall, TQ	-24	-1,6	-	-	-	0,92	11,4	4,58	0,87	14,4	0,008	2,21
12	Bad Hall, PQ	-9	+1,0	-	-	-	0,57	7,5	7,05	1,47	24,7	-	-
13	Puchkirchen 27	-4	+1,9	293,9	54,7	1453	0,26	8,7	3,35	1,15	12,6	0,030	1,18
14	Schwanenstadt 17	-11	+2,3	303,2	56,2	1562	1,13	12,0	2,48	0,69	10,1	0,036	1,02
15	Puchkirchen 24	-15	+0,3	289,5	52,3	1611	0,70	15,3	5,32	1,05	23,0	0,010	0,87
16	Eberstalzell H1	-11	+0,8	294,3	31,0	2821	0,32	14,3	3,85	5,80	-	0,006	0,1
17	Eberstalzell H2	-12	+1,4	308,3	29,5	409	0,26	8,7	3,35	1,15	-	0,082	0,69
18	Eberstalzell H5	-10	+1,4	294,0	68,8	1466	1,13	12,0	2,48	0,69	7,0	0,033	0,99
19	Hocheck 2	-11	+1,9	293,5	68,8	1466	1,13	12,0	2,48	0,69	7,0	0,033	1,59
20	Pfaffstatt 3	-14	+1,6	311,2	82,5	1947	0,70	15,3	5,32	1,05	15,5	0,013	0,74
Oligozän (Rupel)													
21	Eggerding 1	-66	-9,6	293,6	30,9	611	0,03	1,2	-	-	1,8	-	-

Nr.	Lokation	$\delta^2\text{H}$ ‰	$\delta^{18}\text{O}$ ‰	$^{40,36}\text{Ar}$	N_2	CH_4	He	Ne $\times 10^3$	Kr $\times 10^4$	Xe $\times 10^4$	^{226}Ra pCi/kg	U $\mu\text{g}/\text{kg}$	Aktivitäts- verhältnis +/-
Obereozän													
22	Engenfeld 1	-57	-6,5	-	-	-	0,52	0,94	0,53	0,37	13,8		
23	Steinhaus 1	-30	-1,6	298,6	105,0	745	0,14	2,00	0,98	0,52	9,7		
24	Kemating 5	-30	-1,3	304,3	78,0	788	0,33	3,76	5,04	0,84	76,8		
25	Puchkirchen 20	-38	-2,0	-	93,0	381	0,68	0,68	1,22	0,25	79,1		
26	Maria Schmolln 1	-57	-6,1	297,1	42,1	122	0,11	1,70	5,30	1,06	5,8		
27	Kemating NIA	-11	-1,7	302,7	54,0	2171	0,09	56,8	-	-	52,6		
28	Kohleck 2	-21	+0,2	308,0	52,2	531	0,03	169,0	-	-	47,8		
29	Kohleck 6	-33	-0,6	-	-	-	-	-	-	-	33,3		
30	Voitsdorf 11	-42	-4,4	575,0	191,2	767	0,12	36,2	-	-	46,2		
31	Voitsdorf 10	-59	-7,9	627,0	183,3	348	0,11	131,6	-	-	92,6		
Oberkreide													
32	Oberaustall 6	-30	+2,0	-	64,2	61	0,29	1,07	3,70	1,19	0,7		
33	Trattnach 4	-68	-8,3	297,0	67,0	4	0,01	259,0	-	-	-		
34	Hogersteig 1	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-		
35	Trattnach 11	-58	-8,3	-	-	-	-	-	-	-	-		
36	Voitsdorf 15	-34	-4,2	506,0	151,0	785	0,38	44,2	-	-	79,1		
37	Voitsdorf 30	-41	-4,3	516,0	176,4	529	0,21	209,0	-	-	51,3		
38	Voitsdorf 2	-27	-3,0	494,0	188,9	1436	0,12	501,5	-	-	54,0		
39	Voitsdorf 13	-23	-1,3	563,0	182,3	638	0,002	19,6	-	-	22,7		
40	Obernberg I	-52	-6,8	-	-	-	-	-	-	-	-		
Jura (Malm)													
41	Haindorf 1	-58	-5,8	-	-	-	0,17	1,20	4,65	1,25	2,1		
42	Geinberg 1	-81	-10,8	-	-	-	-	-	-	-	2,1		
43	Birnbach T3	-79	-10,6	-	-	-	-	-	-	-	2,1		
44	Birnbach T4	-78	-10,1	-	-	-	-	-	-	-	-		
45	Reichersberg	-80	-10,3	-	-	-	-	-	-	-	-		

Es konnte nur eine schlechte Korrelation zwischen dem Helium-Argon-Verhältnis und dem Chlorid-Gehalt gefunden werden. Ein engerer korrelativer Zusammenhang müßte theoretisch zu erwarten sein, wenn der Helium- und Chlorid-Gehalt sich entweder mit dem Grundwasseralter oder mit dem steigenden Anteil konnater Wässer erhöht. Das Diagramm „He/Ar gegen Tiefe“ (Fig. 23) zeigt jedoch, daß das He/Ar-

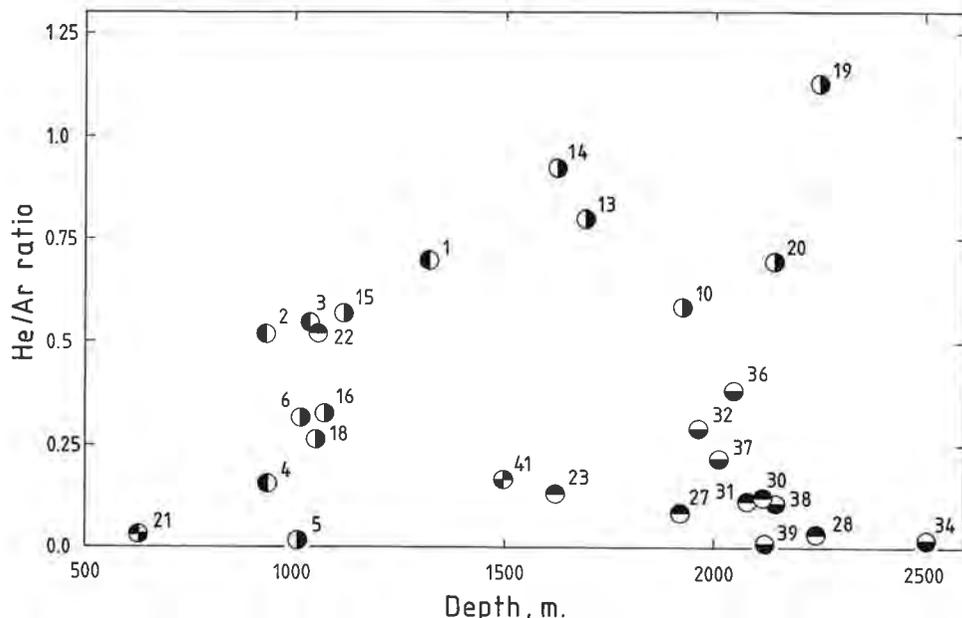


Fig 23: Die Beziehung zwischen dem Helium/Argon-Verhältnis und der Entnahmetiefe der untersuchten Tiefengrundwässer und Formationswässer des Oberösterreichischen Molassebeckens (Signatur siehe Fig. 16); nach J. ANDREWS et al. (1987).

Verhältnis für die Proben aus der Puchkirchener Serie eine enge Tiefenbeziehung aufweist. Dies deutet an, daß der Heliumgehalt dieser Gase ein Resultat der diffusiven Bewegung des Helium ist, welches in den Gasspeichern gefangen wird. J. N. ANDREWS et al. (1985), haben gezeigt, daß die wahrscheinlichste Quelle für das radiogene Helium das granitische Basement ist.

Die Proben aus dem Eozän und der Oberkreide liegen generell unter dem Tiefentrend für die Puchkirchener Serie. Eine Ausnahme bildet die Probe Nr. 22 (Ölsonde Engenfeld 1), wo der eozäne Ölträger direkt über dem granitischen Basement liegt.

Die relativ geringen Heliumgehalte in den tieferen untersuchten Formationen des Molassebeckens (Eozän, Oberkreide, Malm) lassen sich durch Flushing-Prozesse durch meteorische Wässer erklären.

3.2.2.5.3. Das Methan-Argon-Verhältnis

Die Methan/Argon-Verhältnisse und die Stickstoff/Argon-Verhältnisse der extrahierten Gase wurden in Fig. 24 den Ammoniumgehalten der Wässer gegenübergestellt. Der Gehalt an Ammonium wurde als möglicher Anhaltspunkt für die Thermo-Degradation in einem stark reduzierenden Environment gewählt. Die Gehalte sowohl von Methan als auch von Stickstoff sollten mit verstärkter thermischer Zerlegung der organischen Substanz ansteigen.

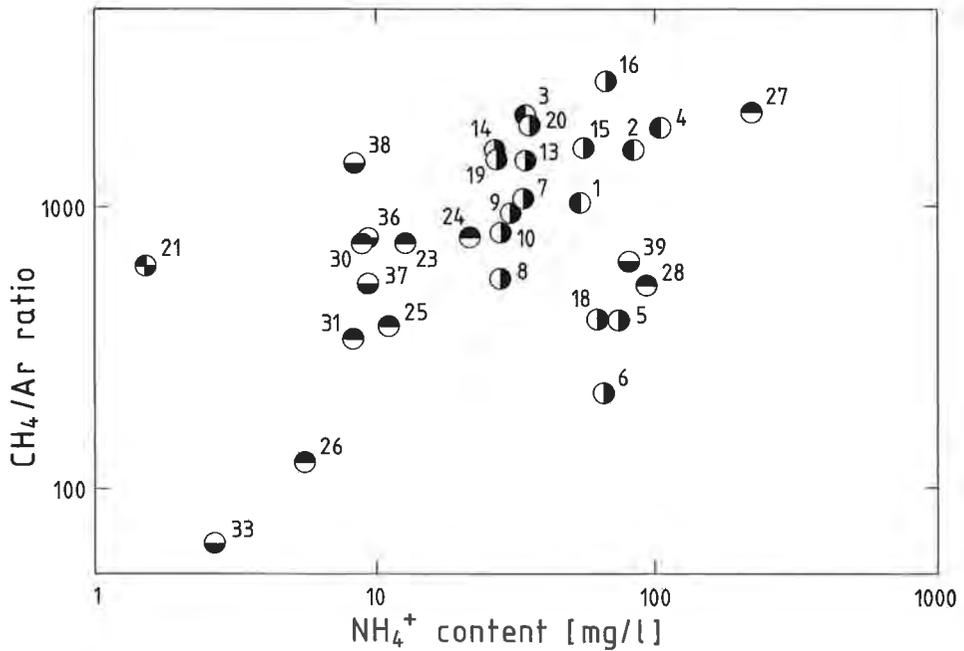
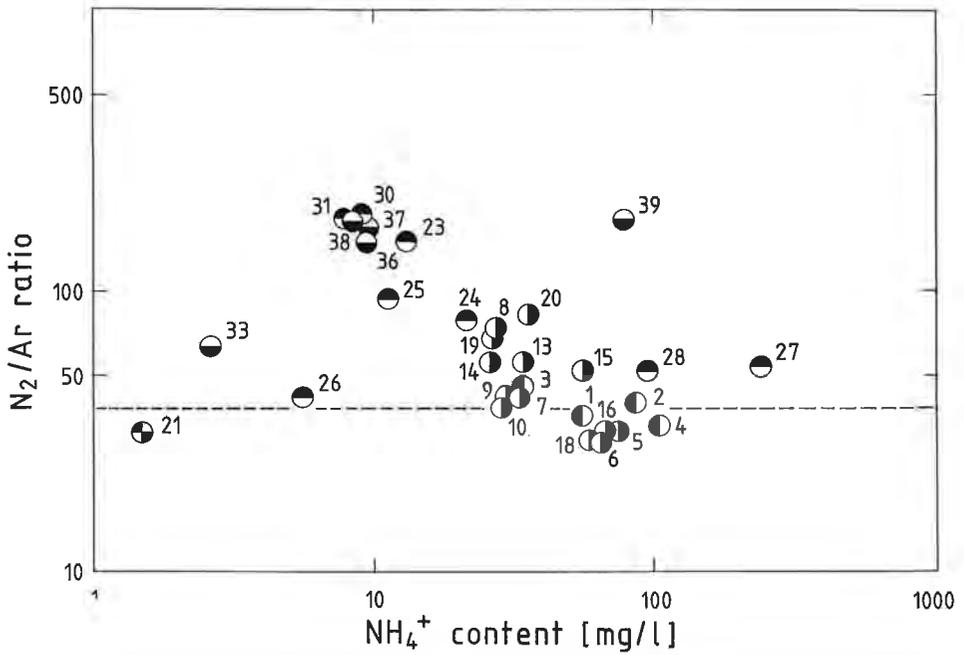


Fig. 24: Die Beziehung zwischen dem Methan/Argon- Verhältnis bzw. dem Stickstoff/Argon- Verhältnis und dem Ammoniumgehalt der Tiefgrundwässer und Formationswässer des Oberösterreichischen Molassebeckens (Signaturen siehe Fig. 16); nach J. ANDREWS et al. (1987).

Für die Proben aus den ölführenden Formationen des Eozäns und der Oberkreide ergibt sich ein Zusammenhang zwischen Methan- und Ammoniumgehalt; die Proben aus der Puchkirchener Serie, welche aus biogen entstandenen Methanlagerstätten stammen, gruppieren sich im Zentrum des Diagrammes ohne sichtbare Beziehung zwischen dem Methan/Argon-Verhältnis und dem Ammonium-Gehalt.

Das Stickstoff/Argon-Verhältnisse der Puchkirchener Proben sind ebenfalls eng benachbart (Fig. 24) und entsprechen Werten, welche zwischen jenen für luftgesättigtes Wasser (strichlierte Linien in Fig. 24) und für Luft liegen. Diese Verhältnisse lassen sich als eine Folge der Luftsättigung dieser Wässer mit dem Vorhandensein von überschüssiger Luft erklären, wobei auch die bakterielle Reduktion von Nitraten (J. N. ANDREWS & G. B. WILSON, 1986) eine Rolle gespielt haben mag. Die Proben aus den ölführenden Formationen haben häufig sehr hohe Stickstoff/Argon-Verhältnisse (bis 190), welche auf eine thermogenetische Stickstoffproduktion neben der thermokatalytischen Ölgene hinweisen.

3.2.2.5.4. Das Xenon/Argon- und Krypton/Argon-Verhältnis

Die Verhältnisse der aus den Formationswässern und Ölen der Molasse extrahierten schweren Edelgase Xenon und Krypton zu Argon zeigen große Variationen; sie wurden in Fig. 25 in Histogrammen dargestellt. Hieraus ist ersichtlich, daß die niedrigsten Verhältnisse jenen in Grundwässern oder Meerwasser im Gleichgewicht mit der Atmosphäre im Temperaturbereich von 0 bis 15° C entsprechen. Höhere Verhältniszahlen sind jedoch im Untersuchungsgebiet häufig und können als Folge von geochemischen Prozessen angesehen werden, die eine Konzentrierung der schweren Edelgase in den öl- und gasführenden Horizonten bewirkten.

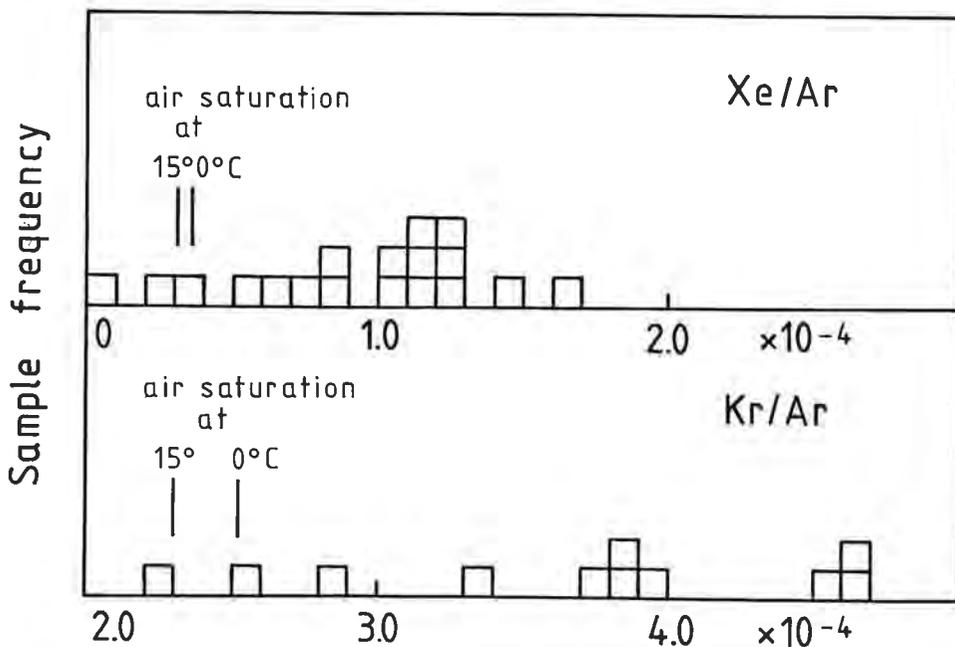


Fig. 25: Die Verteilung der Krypton/Argon- und Xenon/Argon- Verhältnisse von aus Wässern und Ölen des Oberösterreichischen Molassebeckens extrahierten Gasen; nach J. ANDREWS et al. (1987).

Das Xenon/Argon-Verhältnis ist zehnmal so hoch wie der Wert für luftgesättigtes Wasser, während die Erhöhung des Krypton/Argon-Verhältnisses in der Größenordnung des Faktors 1,5 liegt. Die entsprechende maximale Xenon-Konzentration in den Formationswässern ist $4,0 \times 10^{-8} \text{ cm}^3/\text{cm}^3$ Wasser unter Standardbedingungen.

Diese Zahlen sind in Relation mit den aus der Literatur bekannten Xenon-Konzentrationen in Tonen in Beziehung zu setzen. Die angegebenen Werte liegen zwischen 0,3 und $320 \times 10^{-8} \text{ cm}^3/\text{cm}^3$, wobei höhere Gehalte häufiger anzutreffen sind (T. J. BERNATOWICZ et. al., 1984, F. A. PODOSEK et al., 1980). Die starke Anreicherung von Xenon in Tonen kann als mögliche Ursache für die erhöhten Xenon/Argon-Verhältnisse in den Molassewässern angesehen werden.

Die leichte Erhöhung des Krypton/Argon-Verhältnisses ist wahrscheinlich auf die adsorptive Bindung von Krypton an Tonen zurückzuführen. Die Bindung von Krypton ist jedoch weniger wirksam als jene von Xenon.

3.2.2.6. Radioelemente

Der Urangehalt der hochmineralisierten Wässer, besonders jener der Puchkirchener Serie, ist sehr gering. Während Meerwasser einen Urangehalt von 3,3 $\mu\text{g}/\text{kg}$ aufweist, liegt der Urangehalt dieser Formationswässer generell zwischen 0,001 und 0,01 $\mu\text{g}/\text{kg}$. Der Urangehalt des Sedimentationswassers wurde aufgrund der während der Kompaktion und Diagenese der Tonhorizonte der Puchkirchener Serie einsetzenden reduzierenden Bedingungen ausgefällt; die Wässer dieser Horizonte migrierten in die höher permeablen Sandstein- und Konglomerathorizonte.

Das vorliegende mittel- bis grobklastische Environment kann in seinem Urangehalt mit einem Sandstein mit durchschnittlicher silikatischer Zusammensetzung verglichen werden. Es ist unwahrscheinlich, daß das Uran in den Porenraum dieser Gesteine hineintransportiert wurde.

Die Radium-226-Gehalte der Formationswässer nehmen mit steigender Salinität zu (Fig. 26). Über hohe Radium-226-Gehalte in chloriddominierten Ölbeileitwässern wurde in letzter Zeit berichtet (S. BLOCH & R. M. KEY, 1981), jedoch fehlen ausreichende Erklärungen für dieses Phänomen.

Das geochemische Verhalten des Radiums ist jenem seiner Homologe Calcium, Strontium und Barium ähnlich. Die Wässer des Molassebeckens sind leicht Kalzitübersättigt und zeigen generell Untersättigung gegenüber Gips. Obwohl sehr große Variationen im Sulfatgehalt auftreten, haben sie keinen Einfluß auf das Löslichkeitsverhalten des Radiums, während hohe Chloridgehalte die Löslichkeit der Erdalkali-Sulfate erhöhen.

Die beobachtete Radium-Verteilung in den untersuchten Wässern kann durch die Verdünnung der Formationswässer mit hohen Radium-226-Gehalten durch meteorische Wässer erklärt werden (Fig. 26). Aufgrund der Halbwertszeit von Radium-226 (1.620 a) müssen die hohen Gehalte in der Puchkirchener Serie als das Resultat des Equilibriums mit der Produktion in situ angesehen werden und sind somit nicht auf Anreicherungsverfahren während der Migration zurückzuführen.

Für einen Sandstein mit durchschnittlichem Urangehalt (2,5 ppm) entspricht der höchste denkbare Radium-226-Gehalt einer Freisetzung von 5% des Gleichgewichts-Radium-226 im Gestein. Dies entspricht in etwa der Freisetzung von Radon-222 im Grundwassern poröser Gesteine, obwohl dieser Prozeß beim Radon-222 durch Diffusionsvorgänge mehr gefördert wird als beim Radium-226.

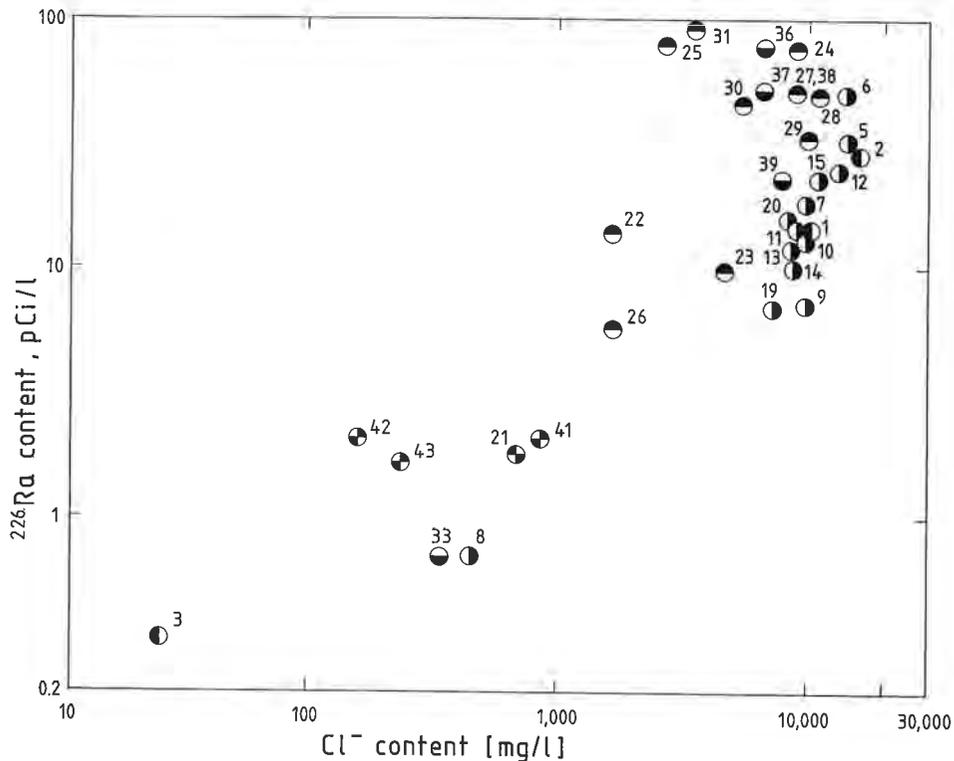


Fig. 26: Die Beziehung zwischen dem Radium-226-Gehalt und dem Chloridgehalt der untersuchten Tiefengrundwässer und Formationswässer des Oberösterreichischen Molassebeckens (Signaturen siehe Fig. 16); nach J. ANDREWS et al. (1987).

Die Gehalte an Radium-226 gering mineralisierter Tiefengrundwässer mit Verweilzeiten bis zu 40.000 Jahren im triassischen Sandstein-Aquifer in Mittelengland (J.N. ANDREWS & D.J. LEE, 1979) sind im Vergleich zum Oberösterreichischen Molassebecken äußerst gering. Dies zeigt, daß Grundwasseralter, die weit über der Radium-226-Halbwertszeit liegen, keine unbedingte Vorbedingung für hohe Radium-226-Gehalte sind. Die chemische Natur des Radium-226 und seine lange Halbwertszeit implizieren, daß die Diffusion von Radium-226 aus Mineralen viel langsamer vor sich geht als bei Radon-222.

Als anderer kontrollierender Faktor für die Ra-226-Löslichkeit kann die Adsorption durch Eisenhydroxide im oxidierenden Milieu angenommen werden. Somit wäre das Fehlen von dreiwertigem Eisen im hochreduzierenden Milieu ein weiterer Faktor für die hohen Radium-226-Gehalte.

3.2.2.7. Schlußfolgerungen

1. Die stabilen Isotope Deuterium und Sauerstoff-18 zeigen, daß das Spektrum der Wässer des Molassebeckens von reinen Formationswässern bis rein meteorischen Wässern reicht. Sowohl das schwere Wasserstoff- als auch das schwere Sauerstoff-Isotop sind durch Austauschvorgänge, vermutlich mit Kohlenwasserstoffen bzw. Karbonat- und Silikatmineralien, angereichert worden.

2. Die Gase der Puchkirchener Serie sind das Ergebnis biogener Vorgänge innerhalb der Formation. Hohe Konzentrationen an radiogenem Helium in den Formationswässern bestätigen die Ergebnisse der Untersuchung der stabilen Isotope, wonach diese Wässer hauptsächlich konnaten Ursprungs sind.

3. Die hohen Gehalte an radiogenem Argon in den eozänen Ölspeichern geben den Hinweis, daß eine Migration der Kohlenwasserstoffe aus einem Hochtemperatur-Environment in die Speichergesteine erfolgt ist.

4. Im Nordteil des Oberösterreichischen Molassebeckens führen die Aquifere des autochthonen Beckenuntergrundes (Oberkreide und Malm) Tiefengrundwässer mit sehr hohen meteorischen Anteilen.

5. Die Wässer aus dem liegenden Malmaquifer sind die relativ jüngsten unter den tiefliegenden Grundwässern des Molassebeckens; die Position dieser Wässer im D-O-18-Diagramm weist auf eine Neubildung während des jüngsten Pleistozäns hin.

6. Das Einzugsgebiet der Oberösterreichischen Malmwässer liegt zum Teil im Gebiet des Sawaldes, die Dischargezone liegt westlich von Linz.

7. In einzelnen Bereichen besteht zwischen dem Malmaquifer und den hangenden Öllagerstätten des Cenoman hydraulischer Kontakt, sodaß Änderungen der Druckverhältnisse in den cenomanen Öllagerstätten bei Abförderung größerer Mengen an Thermalwässern aus dem Malmaquifer möglich sind. Die Einrichtung von Reinjektionsbohrungen ist eine wirkungsvolle Gegenmaßnahme zur Verhinderung von Druckabsenkungen.

8. Durch die vorliegenden Untersuchungen konnte erstmals im Molassebecken nachgewiesen werden, daß gering mineralisierte Wässer und Kohlenwasserstoffe gemeinsam vorkommen können.

9. Die starken geochemischen Unterschiede zwischen den Wässern der Innviertler Serie einerseits und den Formationswässern der Haller und Puchkirchener Serie andererseits zeigen, daß Vertikalbewegungen größerer Mengen von meteorischen Wässern im Oberösterreichischen Molassebecken auszuschließen sind.

10. Hydrochemische und isotopenhydrologische Untersuchungen der mit Kohlenwasserwasserstoffen zusammen vorkommenden Tiefengrundwässer und Formationswässer sind geeignet, Aussagen über die Wasserzirkulation in einem Sedimentbecken zu treffen.

3.2.2.8. Vergleich mit den Ergebnissen aus dem süddeutschen Molassebecken (Bayern und Baden-Württemberg)

In Fig. 27 wurden die Ergebnisse der Untersuchungen der stabilen Isotope Deuterium und Sauerstoff an Tiefengrundwässern und Formationswässern des süddeutschen-oberösterreichischen Molassebeckens zusammengefaßt. Als Ergänzung wurden noch Werte aus dem Molasseanteil der Schweiz in das Diagramm eingetragen.

Die Tiefengrund- und Formationswässer der drei Regionen (Baden Württemberg, Bayern und Oberösterreich) unterscheiden sich erheblich in ihren D- und O-18-Gehalten. Die Proben aus Baden Württemberg zeigen die geringsten Abweichungen von der globalen meteorischen Linie, ihre Neubildung erfolgte jedoch unter wärmeren Klimabedingungen als heute.

Die Wässer aus dem benachbarten Bayern zeigen völlig andere Charakteristika. Das Wertpaar der Sonde Endorf, die ein „geopressed system“ im Rupel aufgeschlossen hat, repräsentiert unvermishtes konnates Wasser und wird als Endpunkt einer Mischungslinie mit glazialen Wässern mit einem δD von -100 ‰ (wie in Fig. 27

dargestellt) bzw. interglazialen Wässern mit einem δD von -40‰ angesehen (B. BERTLEFF et al., 1987).

Es muß festgestellt werden, daß sowohl die Formationswässer als auch die durch Mischung von Formationswässern und meteorischen Wässern entstandenen Tiefen-

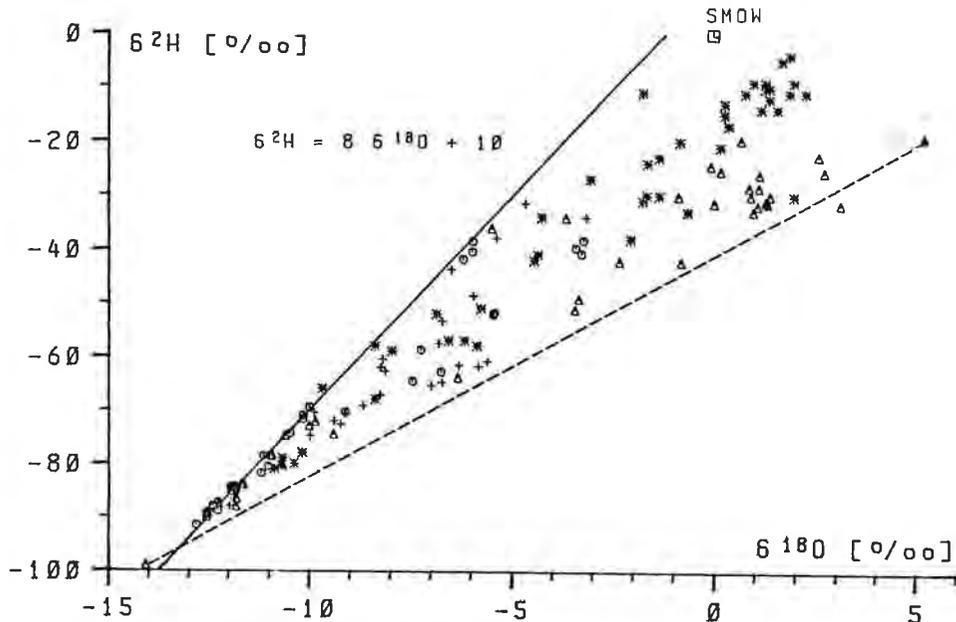


Fig. 27: Die Beziehung der stabilen Isotope Deuterium (H-2) und Sauerstoff-18 (O-18) von Tiefengrundwässern und Formationswässern aus dem Molassebecken der Schweiz (Kreuz), Baden-Württembergs (Kreise), Bayerns (Dreiecke) und Oberösterreichs (Sterne). Die gestrichelte Linie repräsentiert die Mischungslinie zwischen dem Formationswasser der Bohrung Endorf (Bayern) und pleistozänem, meteorischem Wasser; nach B. BERTLEFF, et al. (1987).

grundwässer des Oberösterreichischen Molassebeckens eine gegenüber den bayerischen Wässern völlig abweichende Genese aufweisen, zumal die oberösterreichischen Formationswässer bedeutend höher mineralisiert sind als das konnate Wasser von Endorf.

3.2.3. Die geothermischen Verhältnisse und die Möglichkeiten zur Erschließung geothermischer Energie im Oberösterreichischen Molassebecken

Der erste umfassende Überblick über die thermischen Verhältnisse des Oberösterreichischen Molassebeckens stammt von B. KUNZ (1978), der im Auftrag der RAG die Temperatur-Daten aus ca. 250 Tiefbohrungen zu einer Isothermenkarte für die Teufe 1.000 m verarbeitete (Fig. 28).

Besonders auffällig an dieser Darstellung ist die im Bereich Kohleck-Hoheck-Atzbach ausgebildete Minimum-Zone mit 1.000-m-Temperaturen von 45°C . Dies entspricht einer geothermischen Tiefenstufe von $28\text{ m}/^\circ\text{C}$. Der Bereich deckt sich mit den Erhebungen des Hausruck und Kobernaußerwaldes, welche die Einzugsgebiete für die Tiefengrundwässer der Innviertler Serie darstellen. Die Potentialverteilung im Bereich orographischer Erhebungen führt zu einer Tiefenversenkung von meteorischen Regenerationswässern und damit zu einer Abkühlung der Formation (vgl.

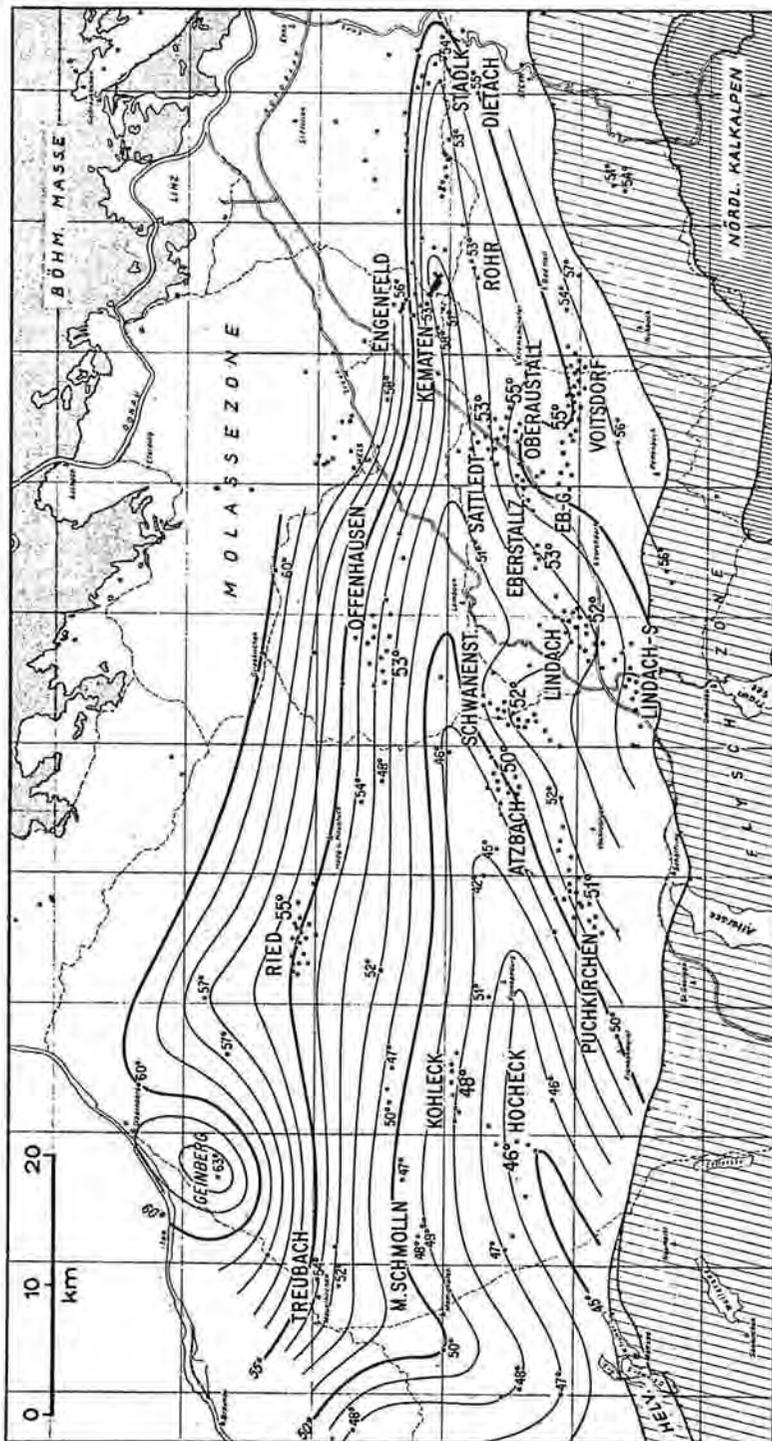


Fig. 28: Karte der 1.000 m-Temperaturen des Oberösterreichischen Molassebeckens; nach B. Kunz (1978).

Fig. 8). Im Fall der Fließsysteme der Innviertler Serie kommt als weiteres Faktum hinzu, daß die Neubildung eines Teils der Wässer im Jungpleistozän unter bedeutend kühleren Klimabedingungen als heute erfolgte (siehe Kap. 3.2.1.). Dieser Paläotemperatureinfluß kommt noch rezent durch die bei geothermischen Untersuchungen

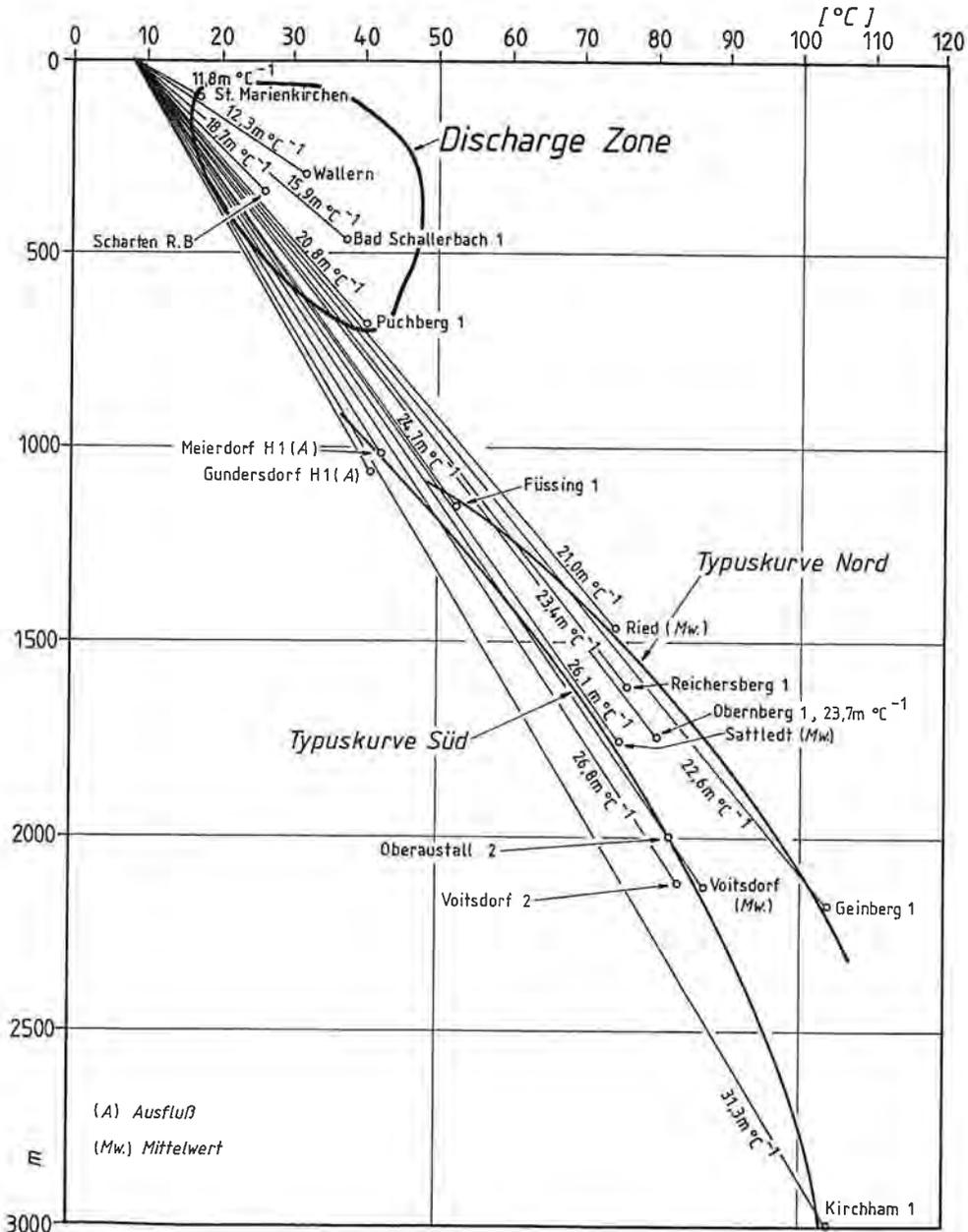


Fig. 29: Die Tiefen-Temperatur-Beziehung von Bohrungen des Oberösterreichischen Molassebeckens; nach J. GOLDBRUNNER (1987).

(J. E. GOLDBRUNNER & J. G. ZÖTL, 1982) festgestellten niedrigen Gradienten im Bereich der Innviertler Serie zur Geltung.

Zu beachten ist weiters, daß die Karte von B. KUNZ eine **Teufenkarte** und keine Niveauekarte darstellt. Dadurch ergeben sich zwischen im Hausruck-Kobernaußerwald und im Vorland gelegenen Bohrungen Teufenunterschiede von nahezu 400 m. Aufgrund der großen Mächtigkeit der Schichten der Oberen Süßwassermolasse sind die 1.000-m-Temperaturen im Raum Hausruck-Kobernaußerwald für den Grenzbe-
reich Innviertler Serie-Haller Serie repräsentativ und werden hier noch durch das Fließsystem in den Aquiferen der Innviertler Serie thermisch beeinflusst.

Die höchsten 1.000-m-Temperaturen (bis zu 60°C) treten am Nordrand des Molassebeckens auf. In diesem Bereich läßt sich die erhöhte Temperatur des Untergrundes durch den Aufstieg von Wässern aus tieferen Beckenbereichen erklären (Braunauer Becken, Rieder Abbruch). In Fig. 29 wurde die Teufen-Temperaturbeziehung von einzelnen Tiefbohrungen des Oberösterreichischen Molassebeckens dargestellt, aus der deutlich die positive Temperaturanomalie der Discharge Zone W von Linz hervorgeht. Im Vergleich dazu weisen die Bohrungen im Süden des Molassebeckens generell schlechtere geothermische Tiefenstufen auf.

Aufgrund der durchgeführten geothermischen Untersuchungen konnte die von B. KUNZ l.c. und von F. RONNER (1980) postulierte „Anomalie von Geinberg“ nicht bestätigt werden. Eine in der dargestellten Form auftretende Anomalie ist bei den gegebenen geologischen Verhältnissen (Fehlen eines Vulkanismus) auch nicht denkbar.

Hinsichtlich der Gewinnungsmöglichkeiten von geothermischer Energie weisen die Karbonate des Malm aufgrund ihrer Tiefenlage und der nachgewiesenen örtlichen guten Durchlässigkeiten die besten Voraussetzungen auf (Fig. 30). So sind im Braunauer Becken, wo mobile Wässer im Malm auftreten, Temperaturen von über 100°C erzielbar (Aquifertemperatur der ca. 2.200 m tiefen Bohrung Geinberg 1 104°C).

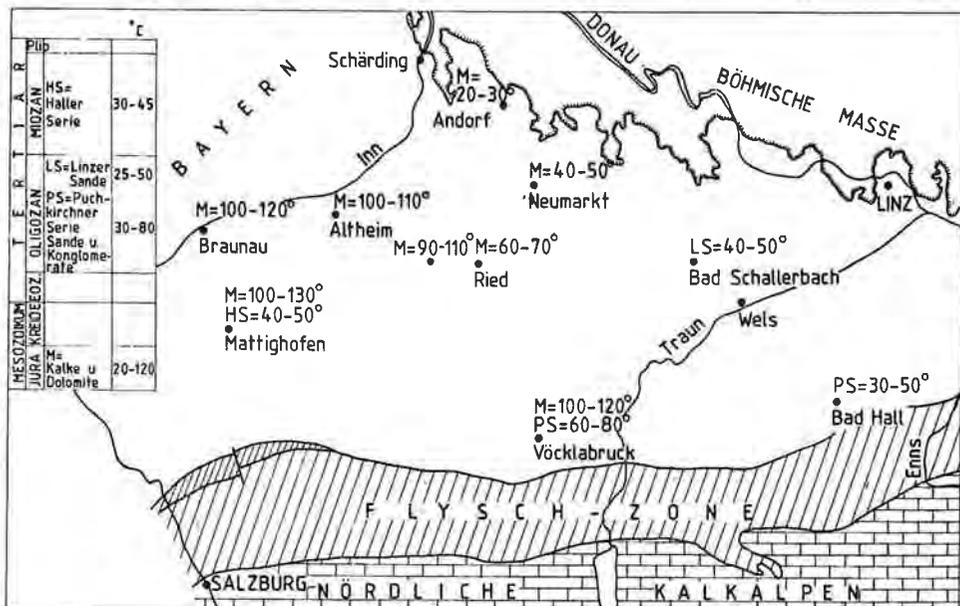


Fig. 30: Oberösterreichisches Molassebecken – Nutzbare Heißwasserleiter und erzielbare Temperaturen; nach J. GOLDBRUNNER, R. SONNEK & J. ZÖTL (1986).

Da sich jedoch die Wasserführung in den Karbonaten nach den bisherigen Erfahrungen auf Störungszonen konzentriert, ist der Tiefenaufschluß von Heißwasser-Lagerstätten mit gewissen Risiken verbunden. Die geplanten Geothermie-Explorationsbohrungen von Braunau (J. E. GOLDBRUNNER, F. WEBER & J. ZÖTL, 1983) und Altheim (J. E. GOLDBRUNNER, 1986 a) wurden daher nach den Ergebnissen reflexionsseismischer Untersuchungen im Nahbereich von großen Störungszonen loziert.

Die über den Malmkarbonaten liegenden Sandsteine des Cenoman stehen zumeist mit dem Malm in hydraulischer Verbindung und können zusammen mit diesem erschlossen werden.

Von Bedeutung in der sonst überwiegend tonmergelig ausgebildeten kretazischen Schichtfolge ist die im Raum Obernberg–Senftenbach–Geinberg auftretende Sandsteinfazies des Obercampan, die für die Erschrotung von Wässern für balneologische Zwecke herangezogen werden könnte (Bohrung Obernberg Thermal 1, siehe Fig. 3).

Die Sandsteine und Lithothamnienkalksteine des Obereozän weisen örtlich gute Durchlässigkeiten und entsprechend der Versenkungstiefe hohe Temperaturen auf. Sie stellen jedoch den Haupt-Ölträger des oberösterreichischen Molassebeckens dar. Konflikte mit den Interessen der KW-Industrie sind daher möglich.

Ähnliches gilt für die Aquifere in den Konglomerathorizonten der Sand-Schotter-Gruppe der Puchkirchener Serie. Diese teilweise sehr gut durchlässigen Klastika weisen aufgrund ihrer Tiefenlage im Süden des Molassebeckens Temperaturen auf, die auch für Wohnraumbeheizungen geeignet wären. Da es sich um isolierte Formationswässer handelt, sind Reinjektionsmaßnahmen zur Erhaltung der Lagerstättenenergie und der Ergiebigkeit notwendig.

Besonderes Interesse bezüglich der Nutzung der Niedertemperatur-Geothermie ist der durch ihre positive Temperaturanomalie gekennzeichneten Tiefengrundwasser-Aufstiegszone westlich von Linz zu schenken. Nutzbare Aquifere stellen in diesem Bereich die Basissande des Rupel und die flächenhaft weitverbreiteten Linzer Sande dar. Ihre Aufschließung ist mit geringem Risiko verbunden. Temperaturen bis zu 50° C sind erzielbar.

Von den in der Haller Serie auftretenden Silt- und Sandhorizonten ist der im Westen des Oberösterreichischen Molassebeckens auftretende Gendorfer Sand von geothermischem Interesse. Aus diesen Sanden wäre die Erschrotung von Wässern mit einer Temperatur bis zu 35° C möglich. Eine Aufschließung müßte in strukturtiefer Lage erfolgen, um Beeinträchtigungen von Gaslagerstätten zu vermeiden. Die Reinjektion der hoch mineralisierten Wässer ist notwendig.

Die süßwasserführenden Horizonte der Innviertler Serie haben aufgrund der niedrigen erzielbaren Temperaturen (bis max. 25° C) für eine geothermische Nutzung keine Bedeutung und sollten der Trinkwassererschließung vorbehalten bleiben.

4. Das oststeirische Tertiärbecken

4.1. Die Tiefbohrung Fürstenfeld Thermal 1

4.1.1. Allgemeines – Zweck der Bohrung

Die Bohrung Fürstenfeld Thermal 1 ist die bislang erste und einzige Geothermiebohrung Österreichs. Sie hatte die Aufgabe, einen Heißwasseraquifer mit einer in den Bohrungen Waltersdorf 1 und Blumau 1a nachgewiesenen Kluftwasserführung in den

paläozoischen Karbonaten des Beckenuntergrundes aufzuschließen. Vorgaben von technischer Seite waren die Erschließung von Tiefengrundwässern mit einer Temperatur von über 100° C und einer Schüttung von mindestens 40 l/s.

Obwohl die Bohrung den Charakter einer Aufschlußbohrung trug, wurde sie gemäß den Vorgaben des Auftraggebers, der Steirischen Wasserkraft- und Elektrizitätsgesellschaft (STEWEAG) im Verrohrungsschema und dem begleitenden Untersuchungsprogramm wie eine Produktionsbohrung behandelt.

Der Festlegung des Standortes der Bohrung waren umfangreiche geophysikalische Untersuchungen und Interpretationen des Institutes für Geophysik der Montanuniversität Leoben und des Institutes für Angewandte Geophysik der FGJ (F. WEBER & G. WALACH, 1981), Obertage-Lokalisierungen von Störungszonen durch Bodengasmessungen durch die Geologische Bundesanstalt (F. WEBER & J. ZÖTL, 1982) und Bestimmungen des geothermischen Gradienten durch das Institut für Geothermie und Hydrogeologie der FGJ (H. ZOJER & J. ZÖTL, 1982) vorangegangen.

Der Ansatzpunkt der Bohrung liegt im Zentralbereich des Fürstenfelder Beckens auf einer Hochscholle des Paläozoikums, deren Ost-Begrenzung durch ein ca. 900 m von der Bohrung entferntes, NNE-SSW-streichendes Bruchsystem mit Sprunghöhen bis zu 500 m gegeben ist. Gegen Südosten wird die Struktur durch einen Bruch mit geringerer Sprunghöhe begrenzt.

Weiter südlich ist in den Strukturplänen gegen die Bohrung Übersbach 1 ein E-W-streichender Bruch ausgewiesen, an dem bedeutende Horizontalbewegungen stattgefunden haben.

Der unmittelbare Bereich um die Bohrung ist frei von Störungen.

Die Oberkante der paläozoischen Karbonate wurde nach der Reflexionsseismik in einer Tiefe von 2.800 m erwartet; es war mit einer Gesamtmächtigkeit des Paläozoikums (Karbonate und liegende vulkanogen-klastische Serie) von nahezu 1.000 m zu rechnen.

4.1.2. Ergebnis der Bohrung

Die Bohrung erreichte nach Durchteufen der neogenen Schichtfolge den Top des karbonatischen Paläozoikums bei 2.747,7 m und durchfuhr bis zu ihrer Endteufe bei 3.145 m eine Folge von Dolomiten, Dolomitsandsteinen und Kalken mit Einschaltungen geringmächtiger Lagen von Tuffiten. Aufgrund nahezu völlig fehlender Kluftporositäten erwies sich die Karbonatfolge im durch die Bohrung aufgeschlossenen Bereich als unproduktiv. Ein am 23.1.1985 mit Halliburton durchgeführter Open-Hole-Test erbrachte ein negatives Ergebnis. Daraufhin wurde die Bohrung durch den Auftraggeber abgebrochen.

In einzelnen Abschnitten der Konglomeratgruppe des Karpat war nach Log-Interpretationen und nach den Aufzeichnungen des Gasspürgerätes Gasführung (Methan und CO₂) zu erwarten. Ein im Dezember 1986 von der Rohöl-Aufsuchungsgesellschaft im Intervall zwischen 2.351,5 und 2.354,5 m durchgeführter Casing-Test mußte jedoch mit einem negativen Ergebnis abgeschlossen werden.

Nach Log-Interpretationen und der Untersuchung der Spülproben waren reiche Netto-Schichtmächtigkeiten (über 200 m) im Bereich der Sandschalerzone des Baden erkannt worden. Nach langen Vorbereitungsarbeiten wurde die Bohrung zur Jahreswende 1986/87 im Teufenabschnitt zwischen 1.525 und 1.631 m (80,5 m netto) perforiert und ein Pumpversuch durchgeführt, der die gute Durchlässigkeit und Ergiebigkeit der Schichtfolge zeigte (J. E. GOLDBRUNNER, 1987b).

Damit ist erstmals im Steirischen Becken der Nachweis gelungen, daß auch Aquifere in der neogenen Beckenfüllung eine ausreichende Transmissivität aufweisen, um auch für geothermische Zwecke herangezogen zu werden. Das Ergebnis von Fürstenfeld gewinnt dadurch überregional an Bedeutung.

4.1.3. Allgemeine Daten der Bohrung

4.1.3.1. Geologisches Profil

Das geologische Profil (Tab. 11) wurde aufgrund der im Abstand von 2 m genommenen Spülproben in Verbindung mit den durchgeführten geophysikalischen Bohrlochmessungen erstellt. Die stratigraphischen Grenzen wurden aufgrund der Mikro-

Tab. 11: Geologisches Profil der Tiefbohrung Fürstenfeld Thermal 1 (nach geophysikalischen Meßteufen).

		Mächtigkeiten (m)
-8,0 m	Quartär-Niederterrasse	8,0
-194,5 m	Unterpannon-Zone B	186,5
-1092,6 m	Sarmat	898,1
	- 566,9 m Obersarmat	372,4
	-1092,6 m Mittel- und Untersarmat	525,7
	davon 1048,0-1092,6 m Anomalinoïdeszone	44,6
-2243,9 m	Badener Serie	1151,3
	-1325,1 m Verarmungszone und Bulimina-Bolivina-Zone	232,5
	-1640,0 m Sandschalerzone	314,9
	-2243,9 m Lagenidenzone	603,9
	davon 1917,5-2243,9 m Basiskonglomerat	326,4
Steirische Diskordanz, Transgression		
-2747,7 m	Karpatische Serie – Konglomeratgruppe	503,8
Transgression		
-3145,0 m	Paläozoikum (? Oberes Ordovizium-Unterdevon)	397,3
	-3085,5 m Dolomit, Dolomitsandstein, kalkige Dolomite und Kalke	337,8
	-3145,0 m (E.T.) Serizitschiefer, Tonschiefer und Kalkschiefer	

fauna und mit Hilfe von Log-Korrelationen mit den benachbarten Bohrungen Blumau 1,1a und Übersbach 1 gezogen.

4.1.3.2. Zusammenfassung der geologischen und hydrogeologischen Daten der Tiefbohrung Fürstenfeld Thermal 1

Die Bohrung Fürstenfeld Thermal 1 hat als erster Tiefenaufschluß geologische und hydrogeologische Ergebnisse über den Zentralraum des Fürstenfelder Beckens geliefert.

Quartär-Niederterrasse (0,0–8,0 m = 8,0 m)

Quartäre Ablagerungen wurden in Form von wahrscheinlich würmzeitlichen Grobkiesen bis Steinen in einer braunen, schluffig-tonigen Matrix durchteuft. Das Material der Grobklastika besteht aus Quarz und Kristallin; Karbonate fehlen. Aufgrund der stark bindigen Matrix ist die Durchlässigkeit dieser Terrassensedimente stark herabgesetzt.

Unterpannon – Zone B (8,0–194,5 m = 186,5 m)

Diese Serie wird aus grauen bis grüngrauen, schluffigen Tonen und Tonmergeln aufgebaut, in die mehrere Sand-Kieshorizonte eingeschaltet sind. Von hydrogeologischer Bedeutung sind die in den Intervallen 72,3 – 76,9, 103,6 – 106,5, 113,3 – 118,3 und 170,8 – 181,8 m auftretenden, gut permeablen Horizonte. Bei dem kiesigen Intervall zwischen 72,3 und 76,9 m handelt es sich wahrscheinlich um ein Äquivalent des „Aquifers von Blumau“ (J. N. ANDREWS et al., 1984), der im Gebiet von Großwilfersdorf im Feistritztal aushebt und dessen Regenerationsbedingungen durch Isotopenuntersuchungen studiert werden konnten. Nach den SP-Ausschlägen führen die Horizonte in der F5 Therm 1 eindeutig gering mineralisierte Wässer.

Lagenweise sind in die Folge Kohleschmitzen eingeschaltet. Auch dies ist aus den Bohrungen von Blumau und Jobst bekannt. Die Abgrenzung gegen das liegende Obersarmat wurde mit Hilfe der eindeutigen pannonen Ostracodenfauna vorgenommen.

Sarmat (194,5–1092,6 m = 898,1 m)

Mit Hilfe der Mikrofauna konnte unter Zuhilfenahme von Log-Korrelationen mit den Bohrungen Übersbach 1 und Blumau 1 der RAG eine Differenzierung der Schichtfolge in Ober- bzw. Mittel- und Untersarmat durchgeführt werden. Die Sarmatentwicklung ist insgesamt mit anderen steirischen Bohrungen gut vergleichbar.

Dem Obersarmat (Zone des Nonion granosum) ist das Schichtpaket zwischen 194,5 und 566,9 m zuzuordnen. Der hangende Teil bis ca. 330 m stellt eine Wechselfolge von oolithischen Sandsteinen, feinsandigen Tonmergeln, meist schluffigen Sanden und sandigen Kiesen dar.

Der darunter folgende Abschnitt ist charakterisiert durch die Wechselfolge von Tonmergeln und Sand-Kieshorizonten, welche gute Aquifere darstellen. Die an der Basis des Obersarmats auftretenden Kieshorizonte gehören den von K. KOLLMANN (1965) aus der Bohrung Übersbach 1 beschriebenen „Karinthischen Schottern“ an.

Im Mittel- und Untersarmat der Bohrung dominiert eine Wechselfolge von schluffigen Sanden und Tonmergeln, die zumeist scharf gegeneinander abgegrenzt sind. Wie auch aus der Bohrung Übersbach 1 (K. KOLLMANN, l.c.) beschrieben, treten in der Abfolge einige Kieshorizonte auf, die neben Geröllen aus Quarz und Kristallin auch (?triassische) Karbonate führen. Von 1.048,0 bis 1.092,6 m konnte die Zone mit *Anomalinoides transcarrpathicus* PISHV. ausgeschieden werden. Dieser Abschnitt wurde früher als *Cibicides*-Rotalienzone bezeichnet und dem Baden zugeordnet.

Von hangend nach liegend ist eine eindeutige Zunahme der Salinität der Tiefengrundwässer (Zunahme der SP-Amplituden) festzustellen. Im Obersarmat ist mit dem Auftreten von Süßwässern zu rechnen.

Badener Serie (1092,6 – 2243,9 m = 1151,3 m)

Die Schichtfolge zwischen 1092,6 und 1325,1 m ist durch eine starke Verarmung der Fauna gekennzeichnet, so daß in Ermangelung der typischen Formen der Buli-

minen-Bolivinenzone keine mikropaläontologische Untergliederung durchgeführt werden konnte (Verarmungszone).

Im hangenden Abschnitt dieser Schichtfolge dominiert eine häufig sehr enge Wechselfolge von schluffigen Feinsanden und Tonmergel; Kieshorizonte fehlen im Gegensatz zum Sarmat völlig.

Im liegenden Abschnitt der Verarmungszone wird die Mächtigkeit der arenitisch dominierten Lagen auf Kosten der Tonmergellagen größer.

Der Sandschalerzone ist der Abschnitt zwischen 1.325,1 und 1.640 m zuzuordnen. Auch dieser Bereich ist im Gegensatz zu anderen Bohrungen im Steirischen Becken nur durch eine spärliche Mikrofossilführung (vereinzelte Lagen mit Sandschalerformen) gekennzeichnet.

In diesem Abschnitt wurden durch die Bohrung überreiche Nettoschichtmächtigkeiten in Form von tonfreien Mittel- bis Grobsanden, die nur von geringmächtigen dichten Tonmergellagen unterbrochen werden, angetroffen. Nach dem raschen Bohrfortschritt (im Durchschnitt ca. 0,5 m pro Minute) ist die Kompaktion der Sande gering. Dem widerspricht das Ergebnis des in diesem Abschnitt durchgeführten Casing-Tests. Während des Pumpversuches waren kaum Spuren von Sand im Förderstrom zu beobachten.

Lithologisch handelt es sich um graue bis grüngraue, karbonatisch gebundene Quarzsande bis Sandsteine mit reichlicher Glimmerführung. Typisch ist auch das Auftreten von inkohlten Pflanzenresten.

Von einzelnen Spülproben wurde vom Institut für Hydraulik, Siedlungswasserbau, Flußbau und landwirtschaftlicher Wasserbau (Prof. Dr. E. P. NEMEČEK) Korngrößenanalysen und Permeameterversuche durchgeführt, die Gebirgsdurchlässigkeiten in der Größenordnung von 10^{-4} m/s ergaben. Nach der Korngrößenverteilung handelt es sich um gut sortierte, feinsandige, feinkiesige Mittel- bis Grobsande; der Schluff-Tongehalt liegt unter 1%. Damit werden die Ergebnisse des SP- und Gamma-Ray-Messungen bestätigt.

Die durchgeführten Förderversuche haben die aufgrund der Spülprobenuntersuchungen und der Loginterpretationen vorausgesagten Ergiebigkeiten (J. GOLDBRUNNER & J. G. ZÖTL, 1985) bestätigt. Auch die aufgrund der Ergebnisse des Sonic-Logs berechneten Porositäten in der Größenordnung von 25% konnten verifiziert werden.

Offensichtlich hat die Bohrung FÜ Therm 1 die Sandschalerzone im Bereich oder nahe des Muldentiefsten aufgeschlossen. Auf die regionalen Beziehungen wird im folgenden Kapitel 4.2.2. eingegangen.

Durch eine scharfe lithologische Grenze heben sich die Tonmergel der Lagenidenzone von der hangenden Sandschalerzone ab. Die Tonmergel weisen geringmächtige und dichte Sandsteinlagen auf.

Innerhalb der Tonmergelstrecke finden sich bis zu zwei m mächtige, auffallend weiße, feldspatreiche Lagen, bei denen es sich mit großer Wahrscheinlichkeit um Tuffe handelt, die aus dem westlich der Bohrung gelegenen Schildvulkan von Kalsdorf-Ilz stammen. In der Bohrung Walkersdorf 1, welche den Vulkan randlich erbohrt hat, verzahnen Tonmergel der Lagenidenzone mit Latiten. Nach den Darstellungen von K. KOLLMANN (1965) verläuft die östliche Verbreitungsgrenze des Schildvulkans ca. 2 km westlich der FÜ Therm 1. Dies wurde durch neuere Messungen in jüngster Zeit von G. WALACH (1986) unter Heranziehung der Ergebnisse von Fürstenfeld bestätigt.

In den feldspatreichen Lagen der F5 Therm 1 konnten durch röntgendiffraktometrische Untersuchungen des Institutes für Technische Geologie und Angewandte Mineralogie Analcim nachgewiesen werden (H. HÖLLER, 1985, frdl. mdl. Mitteilung; siehe auch Kap. 4.2.2.).

Im liegenden Abschnitt der Tonmergel ist ein schmutziggrauer, ca. 7 m mächtiger Lithothamnienkalksandstein entwickelt, der eindeutig salzwasserführend ist.

Im Abschnitt zwischen 1.917,5 und 2.243,9 wurde das über 326 m mächtige Basiskonglomerat der Lagenidenzone durchfahren. Es handelt sich um polymikte Konglomerate in einer aus Sandstein gebildeten Matrix. Die Korngröße der Konglomerate dürfte im Fein- bis Mittelkiesbereich liegen. Eingeschaltet in die Grobsedimentfolge finden sich meist geringmächtige, graue Tonmergel.

Einige Abschnitte der Konglomerate sind nach den SP-Ausschlägen eindeutig salzwasserführend.

Das Sonic-Log zeigt mit Ausnahme der obersten wasserführenden Horizonte deutlich erniedrigte Porositäten.

Karpatische Serie-Konglomeratgruppe (2.243,9–2.747,7 m = 503,8 m)

Die Karpatische Serie der Bohrung Fürstenfeld Thermal 1 ist wie jene der Sonde Blumau 1a durchgehend konglomeratisch entwickelt. Durch die Fürstenfeld Thermal 1 wurde der distale Anteil des von Blumau ausgehenden „alluvial fan“ aufgeschlossen, wobei sich hier die fluviatilen Konglomerate mit durch die Mikrofauna eindeutig als marin charakterisierte Tonmergel verzahnen.

Die Wechselfolge von dichten und permeablen Lagen stellt gute Vorbedingungen für die Akkumulation von Gas dar; während des Durchteufens der Konglomeratgruppe wurden im Gasspürgerät Spitzenwerte bis 2,5 Vol-% Methan und 2,2 Vol-% CO₂ registriert.

Der von der Rohöl-Aufsuchungsgesellschaft im Dezember 1986 im Intervall zwischen 2.351,5 und 2.354,5 m durchgeführte Test brachte ein negatives Ergebnis. Damit konnten auch die Sonic-Porositäten (Größenordnung 10%) nicht bestätigt werden.

Als eindeutig wasserführend wurden nur 2 Konglomeratlagen zwischen ca. 2.644 und 2.675 m charakterisiert. Sie sind jedoch für eine Nutzung nicht von Interesse.

Besonders auffällig ist der starke SP-Sprung bei ca. 2.569 m, welcher mit einer Verminderung der Sonic-Intervallgeschwindigkeit von mindestens 10 µs/ft einhergeht. Diese Änderung wird als Folge eines Wechsels in der Matrix der Konglomerate interpretiert: vor der 2.569-m-Teufe wird die Matrix der Konglomerate aus roten Silt- bis Sandsteinen gebildet, darunter ist das Zwischenmittel karbonatisch.

Das Material der Konglomerate wird überwiegend aus (wohl paläozoischen) hellgrauen bis dunklen Karbonaten aufgebaut, nur selten wurden Kristallinkomponenten im Spülprobenspektrum beobachtet.

Die Korngröße der Konglomerate liegt – soweit erkennbar – im Fein- bis Mittelkiesbereich. Die somit gegenüber Blumau deutlich reduzierte Korngröße spricht ebenfalls für den distalen Charakter der Klastika.

Bei einer Teufe von ca. 2.700 m war eine deutliche Vereinheitlichung des Spülprobenspektrums zu beobachten; nunmehr wurden weißgraue bis weiße Dolomite dominant. Offensichtlich wurde hier die Aufarbeitungsbrekzie über dem paläozoischen Grundgebirge erschlossen. Der Übergang von der Brekzie zum Grundgebirge kommt im Widerstands- und Sonic-Log deutlich zum Ausdruck.

Im Gegensatz zur weiter südlich stehenden Bohrung Übersbach fehlen die limnischen bzw. limnisch-fluviatilen Ablagerungen des Ottangiums („Helvet“) in der Fürstenfeld Thermal 1 völlig.

Paläozoikum (2.747,7–3.145 m E.T. = 397,3 m)

Aufgrund der Log-Befunde ist die Grenze zwischen dem Neogen und dem paläozoischen Grundgebirge bei 2.747,7 m zu ziehen.

Bis zu einer Teufe von 3.085,5 m wurde eine Folge von Dolomiten, Dolomitsandsteinen (mit Einschaltungen geringmächtiger Lagen von Tuffiten), kalkigen Dolomiten und Kalken durchfahren, die sich aufgrund der Log-Befunde (DLL, Sonic und WF-Sonic) und des Tests als nahezu dicht erwiesen hat. Nach dem Wave-Form Sonic ist wahrscheinlich nur ein 1-m-Intervall im Bereich 2.804,5 m klüftig.

Untersuchungen des im Teufenbereich zwischen 2.759,2 und 2.762,2 m gezogenen Kerns (Gewinn 4,5 m = 90 %) haben gezeigt, daß es sich bei den auftretenden karbonatischen und silikatischen Klüftfüllungen um frühdiagenetische Bildungen handelt. Anzeichen der Wirksamkeit einer späteren tektonischen Beanspruchung konnten nicht gefunden werden.

Aufgrund der lithofaziellen Untersuchungen (A. FENNINGER & W. TSCHELAUT in J. E. GOLDBRUNNER, 1985a) und Vergleichen mit dem obertägig anstehenden Paläozoikum steht außer Zweifel, daß die durch die Bohrung in den hangenden Bereichen angefahrenen karbonatischen Gesteine lithologische Äquivalente der Dolomit-Sandsteinfoolge des Unterdevons der Rannachgruppe des Grazer Paläozoikums darstellen. Der tiefere Abschnitt zwischen ca. 2.990 m bis zur Endteufe repräsentiert entweder tiefe Horizonte der Dolomit-Sandsteinfoolge oder ist aufgrund seines besonders im liegenden Teil erkennbaren Phyllitanteils bzw. der angetroffenen Kalkentwicklung den Oberen Schichten von Kher (Obersilur bis Unterdevon) respektive den Crinoidenschichten zuzuordnen (Abschnitt zwischen ca. 2.990 und 3.085,5 m).

Die Dolomit-Sandsteinfoolge, die obertags eine Mächtigkeit zwischen 500 und 1.000 m aufweist, stellt eine supratidale bis flachmarine Entwicklung dar (A. FENNINGER & H.-L. HOLZER, 1978). Darauf ist nach A. FENNINGER & W. TSCHELAUT, l.c. das negative Ergebnis der durchgeführten biostratigraphischen Untersuchungen zurückzuführen.

4.2. Die geologischen und hydrogeologischen Verhältnisse des oststeirischen Tertiärbeckens

4.2.1. Beckenuntergrund

Tab. 12 gibt einen Überblick über die Schichtfolgen des oststeirischen Tertiärbeckens mit den geothermisch zu nutzenden Horizonten. Die Lage der Bohrungen und Angaben über die bei Endteufe erreichte Schichtfolge können Fig. 31 entnommen werden.

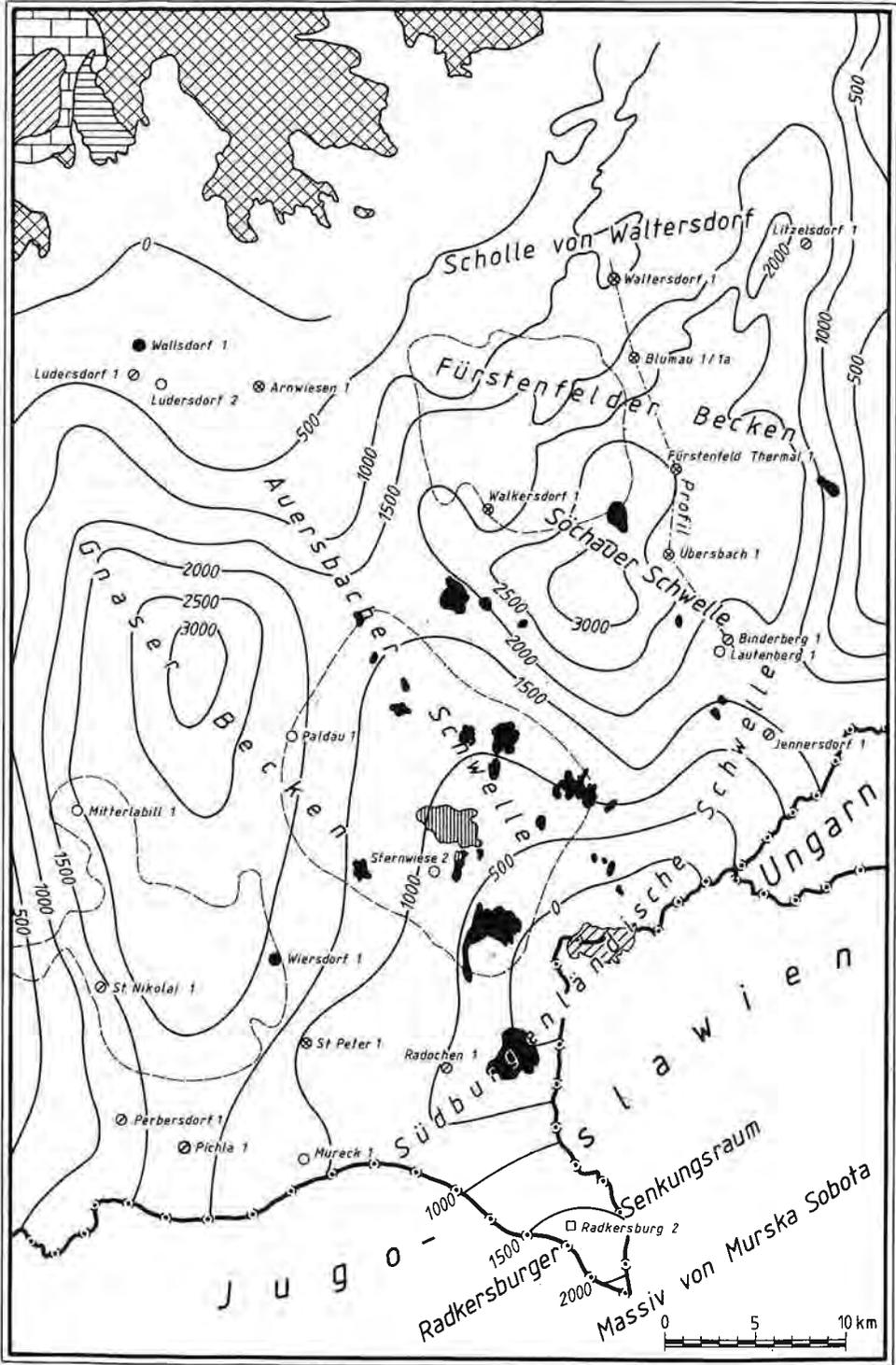
Das kristalline Basement, bestehend aus Granitgneisen, Amphiboliten und Marmoren wurde bisher durch einige Tiefbohrungen wenige Zehnermeter durchteuft. In keiner Bohrung war eine nennenswerte Wasserführung nachweisbar. Testarbeiten wurden keine unternommen. Aufgrund der in der Bohrung Fürstenfeld Thermal 1 festgestellten hohen Temperaturen (140° C bei 3.145 m) würde sich das kristalline Basement des Fürstenfelder Beckens für die Dampferzeugung durch Hot Dry Rock

Tab. 12: Stratigraphisches Schema der Schichtfolgen im oststeirischen Becken mit den wichtigsten Thermalwasserleitern und den erzielbaren Temperaturen; nach J. GOLDBRUNNER (1987 c).

		QUARTÄR	Holozän Pleistozän		sandig - kiesige Terrassenablagerungen und Alluvionen	0-100m	AQUIFER	Temperatur °C		
		PLIOZÄN		DAZ		0-200m				
		PANNON		Ober-		0-?				
				Mittel-		0-?				
				Unter-		Karnberger Niveau Schotter: Kirchberger N. Kapfensteiner N. Tonmergel, Lignit	0-500m			
		SARMAT		Ober- und Mittel-		0-750m		20-60		
				Unter-		Tonmergel, Sande, Schotter, Braunkohle	0-300m		20-60	
				Ober-		Tonmergel, Sandstein	0-150m			
		BADEN		Mittel-		0-600m		40-80		
				Unter-		Nulliporenkalk, Tonmergel, Sandsteine Basiskonglomerat Vulkanite: Latite und Tuffe	0-160m		45-80	
				KARPAT "Ober-Helvet"		Konglomerate, Sandsteine Vulkanite: Latite und Tuffe Tonmergel und Sandsteine "Tonmergelgruppe"	0-230m		45-100	
		OTTNANG Helvet. St.		Konglomeratfreie Gruppe:		Konglomerate Sandsteine Tonmergel Rotlehme	0-700m 0-800m			
				Mergelsandsteine, Tonmergel Glanzkohle		0-160m				
				Bituminöse Mergel, Glanzkohle		0-65m				
				Brekzien, lateritische Tonsteine Glanzkohle		0-60m				
vortertiärer Beckenuntergrund		MESOZOIKUM		TRIAS		Kalke, Dolomite, Sandstein	Raum Radkersburg	0-70m		60-90
				Skyth		Sandstein	0-30m			
				DEVON		Unter- bis Mittel-		Dolomite und Bänderkalke	0-340m	
		ORDOVICIUM?		Unter Devon- Ob. Ordoviciem		Tonschiefer und Phyllite Tuffitschiefer	0-700m			
		KRISTALLIN, METAMORPHER UNTERGRUND				Granatgneis, Amphibolit, Marmor	?	?	?	

eignen. Für den durch seismische Untersuchungen zu erwartenden Top des kristallinen Basements bei 3.800 m im Bereich der Bohrung Fürstenfeld Thermal 1 läßt sich eine Temperatur von über 160° C anschätzen.

Die Gesteine des Grazer Paläozoikums bilden die nächste tektonische Einheit über dem kristallinen Basement. Als Liegendes dieser Einheit treten in fast allen Bohrungen vulkano-klastische Gesteine (Tonschiefer, Tuffitschiefer und Phyllite) auf, die vor allem im Südteil des oststeirischen Beckens die unmittelbare Unterlage des Neogens bilden. Die größte Mächtigkeit dieser Schichtfolge wurde bisher durch die Bohrung



Radochen 1 mit über 700 m nachgewiesen (Lage siehe Fig. 31). Aufgrund ihrer äußerst geringen Durchlässigkeiten sind diese Gesteine geothermisch nicht von Interesse.

Im nördlichen Teil des Beckens folgen über der vulkano-klastischen Serie mit im Detail noch ungeklärtem tektonischem Kontakt karbonatische Gesteine. Dazu gehören die Flaserkalke und Bänderkalke der Bohrung Arnwiesen 1, die Dolomite von Walkersdorf 1 und Blumau 1a und die durch ihre Conodontenführung in das Untere Mitteldevon einzustufenden Dolomite und kalkigen Dolomite der Bohrung Waltersdorf 1 (F. EBNER, 1978).

Die größte Mächtigkeit der Karbonate wurde durch die Geothermie-Bohrung Fürstenfeld Thermal 1 mit 308 m durchfahren. Es handelt sich um eine Folge von Dolomiten, Dolomitsandsteinen, kalkigen Dolomiten und Kalken mit Einschaltungen geringmächtiger Tuffitlagen.

Ungeklärt ist derzeit noch die Stellung der Karbonatserie der Fü Therm 1 zu den durch die weiter südlich stehende RAG-Bohrung Übersbach 1 angetroffenen Bänderkalken.

Aufgrund der regional-geologischen Verhältnisse kann nicht ausgeschlossen werden, daß die den Schöckelkalken vergleichbaren Bänderkalke von Übersbach das tektonische Liegende der Karbonate der Fürstenfeld Thermal 1 bilden.

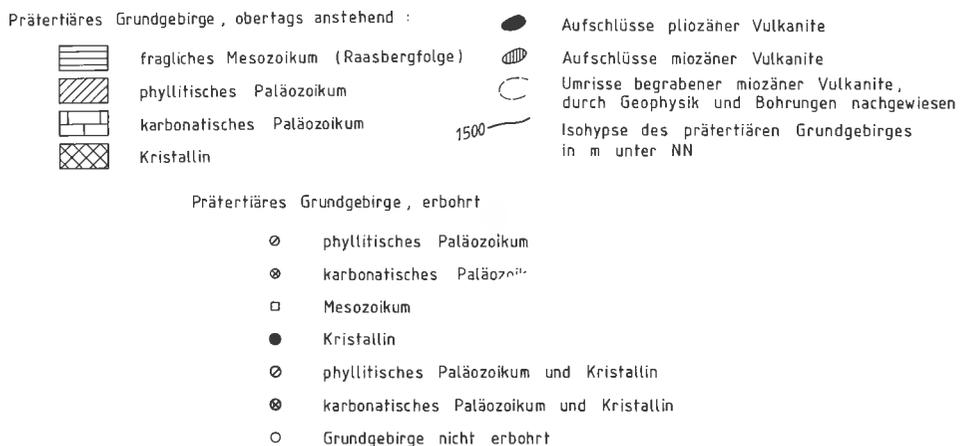
Eine solche Abfolge wurde durch die östlich von Gleisdorf lozierte RAG-Bohrung Arnwiesen 1 angetroffen. Hier liegen Flaserkalke der Rannachserie über Gesteinen der Schöckeldecke.

Eine weitere Möglichkeit wäre ein lateraler tektonischer Kontakt der beiden Schichtfolgen an einem Bruch, wie dies in Fig. 32 dargestellt ist. Nach aufgrund von reflexionsseismischen Messungen erstellten Strukturkarten (F. WEBER & G. WALACH, 1981) haben im Bereich nördlich von Übersbach bedeutende Horizontalbewegungen stattgefunden.

Aufgrund fehlender Kluftporositäten haben sich die Karbonate der Bohrung Fürstenfeld Thermal 1 im aufgeschlossenen Bereich als nahezu dicht erwiesen.

Im Gegensatz dazu wurden in den zur Aufsuchung von Kohlenwasserstoffen niedergebrachten Bohrungen Waltersdorf 1 und Blumau 1a Kluftporositäten und gute Durchlässigkeiten der paläozoischen Karbonate nachgewiesen.

Fig. 31: Struktur des Beckenuntergrundes und Tiefbohrungen des oststeirischen Tertiärbeckens; nach J. GOLDBRUNNER (1987 c).



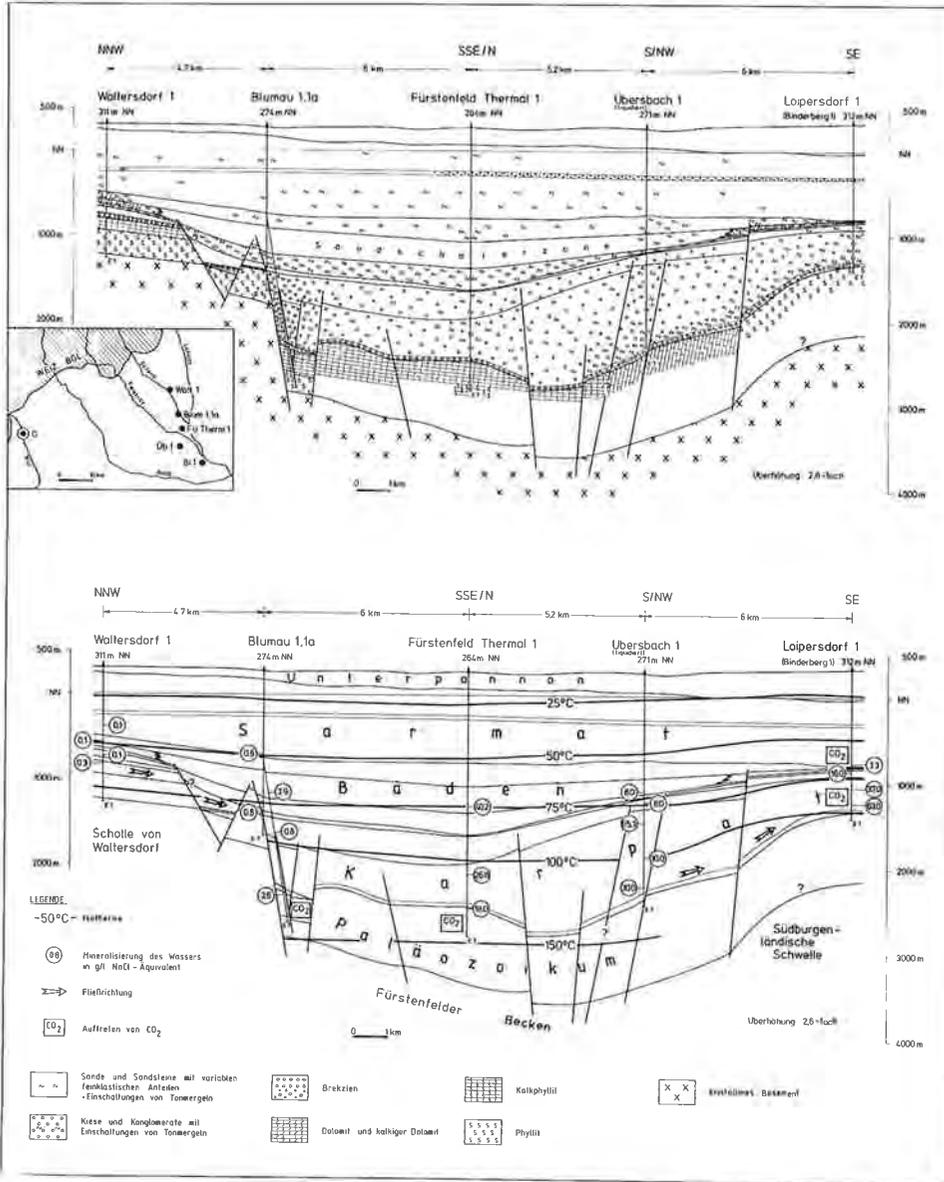


Fig. 32: Geologisch-hydrogeologischer Profilschnitt durch das Fürstenfelder Becken.

In der Bohrung Waltersdorf 1 führte die starke Zerbrechung des Dolomits zu starken Kalibererweiterungen des Bohrloches, welche das Absetzen von Packern unmöglich machte. Bei Produktionsversuchen aus der unverrohrten Dolomitstrecke wurden im Förderstrom bis zu mittelkiesgroße Dolomitstücke mitgerissen.

Totale Spülungsverluste in einzelnen Abschnitten des dolomitischen Paläozoikums der Blumau 1a führten zum Abbruch der Bohrung (Interner RAG-Bericht 1979).

Ein in Waltersdorf durchgeführter Langzeitpumpversuch ergab eine Durchlässigkeit der Karbonate von $k_f = 3 \times 10^{-6}$ m/s (H. BERGMANN, 1981).

Dieser Wert repräsentiert Gebietsdurchlässigkeiten, in die durch die strukturellen Komplikationen im Bereich der Hochscholle von Waltersdorf auch Schichten der neogenen Beckenfüllung einbezogen sind. Die Gebirgsdurchlässigkeit des geklüfteten Dolomits liegt mit aller Wahrscheinlichkeit höher. Im Bereich der Hochscholle von Waltersdorf ist aus paläogeographischen Überlegungen auch eine Verkarstung der Karbonate denkbar. Zur Zeit des Karpat stellte das zur dortigen Zeit freiliegende Karbonat das Liefergebiet für den sich in das absenkende Becken vorbauenden Alluvialfächer von Blumau dar und unterlag für längere Zeit einem Süßwassereinfluß. Die Erosionsbasis lag zu dieser Zeit im Raum Fürstenfeld.

Aufgrund der örtlich guten Wasserführung und der durch die Tiefenversenkung der Schichtfolge erzielbaren hohen Temperaturen stellen die paläozoischen Karbonate des Beckenuntergrundes trotz der Erfahrungen von Fürstenfeld ein Hauptziel der geothermischen Exploration dar. Die Exploration wird sich in nächster Zeit aber wegen des erhöhten Aufschlußrisikos auf die seichteren Bereichen des Beckens (z. B. Scholle von Waltersdorf) beschränken müssen.

In den tieferen Teilen des Fürstenfelder Becken ist eine weitere geothermische Exploration auf die Karbonate nur bei Vorliegen eindeutiger tektonischer Indikationen (Bruchstrukturen) zu verantworten. Eine allfällige Bohrung sollte auf jeden Fall mehrere Ziele in der neogenen Beckenfüllung und im Beckenuntergrund verfolgen.

Südlich der Südburgenländischen Schwelle hat die 1978/79 abgeteufte Thermalwasserbohrung Radkersburg 2 als Liegendes der neogenen Beckenfüllung in einer Teufe von 1.788 m eine Gesteinsfolge aufgeschlossen, die aufgrund lithologischer Vergleiche mit obertägig anstehenden mesozoischen Gesteinen in das Skyth (Sandsteine vergleichbar den Werfener Sandsteinen) und das Anis (helle Kalke und Dolomite mit sandigen Lagen) eingeordnet werden (H. W. FLÜGEL & F. NEUBAUER, 1984). Sie transgredieren über paläozoischen, pyritführenden Schwarz- und Tonschiefern.

Die bisher nur durch die Bohrung Radkersburg 2 erschlossenen autochthonen mesozoischen Sedimente gehören dem NE-SW-streichenden Triaszug an, der nach ungarischen Strukturkarten (V. DANK & I. FÜLLÖ, 1967) über jugoslawisches Gebiet nach Westungarn streicht und im Bakonywald obertags aufgeschlossen ist. Ein direkter Nachweis der Trias NE von Radkersburg erfolgte durch eine jugoslawische Tiefbohrung, welche Dolomite aufgeschlossen hat (A. KRÖLL, 1982, mündliche Mitteilung, zitiert in T. HARUM & H. P. LEDITZKY, 1982).

Einblick in die strukturellen Verhältnisse gibt das Profil in Fig. 33, das aufgrund von Unterlagen der ÖMV AG und seismischen Untersuchungen der ÖMV AG und der PRAKLA SEISMOS zusammen mit Bohrergebnissen für die Abgrenzung des Schongebietes des Radkersburger Thermalwasservorkommens (J. E. GOLDBRUNNER, 1986 b) entworfen wurde.

Im NE schneidet das Profil die Südburgenländische Schwelle. Aufgrund der Ergebnisse der im Schwellenbereich angesetzten KW-Explorationsbohrung Radochen 1 der ÖMV-AG ist es wahrscheinlich, daß auch im Bereich des Profils als Liegendes der neogenen Beckenfüllung paläozoische Schichten (Tonschiefer und Phyllite) auftreten.

Die südöstliche Begrenzung des Schwellenbereichs ist durch einen mittelsteil einfallenden, synthetischen Bruch gegeben, an dem die mesozoischen Sedimente des Radkersburger Raumes und ihre paläozoische Unterlage gegen das Kristallin und das Paläozoikum der Schwelle abstoßen.

Gegen Süden wird der Radkersburger Senkungsraum durch zwei antithetische Brüche begrenzt, welche den Anstieg des Kristallins gegen SE (Massiv von Murska

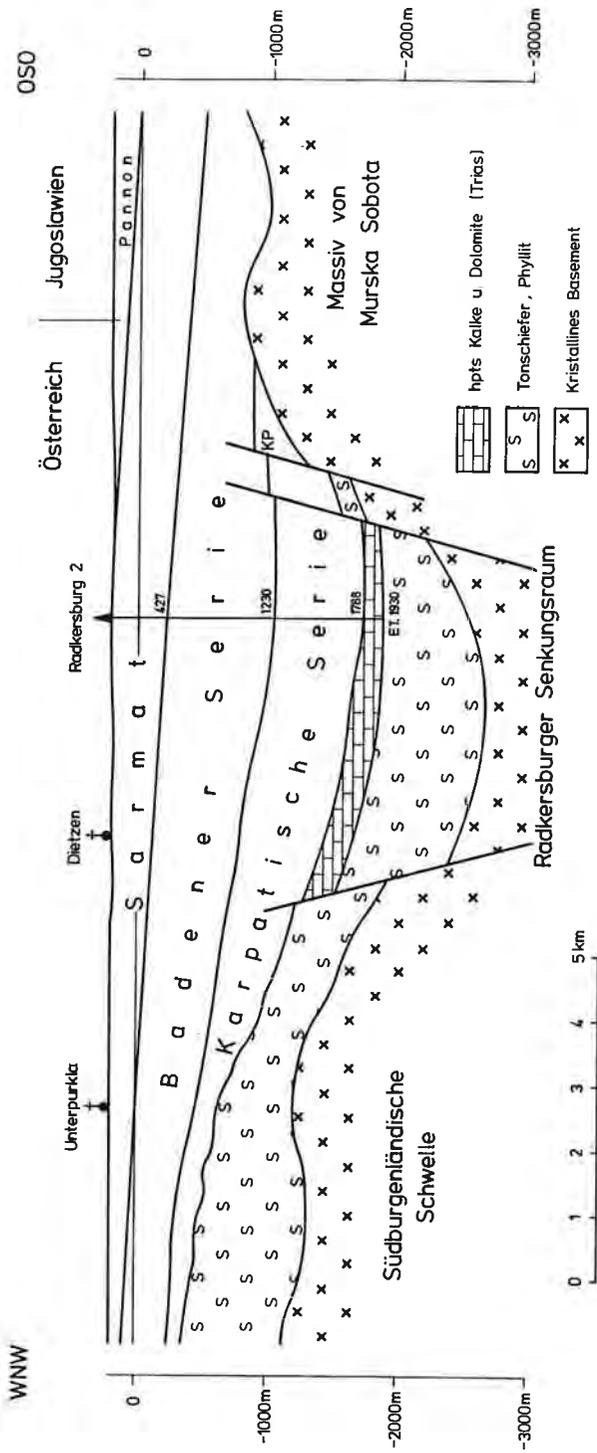


Fig. 33: Geologisch-strukturelle Situation des Radkersburger Senkungsraumes und seiner Randbereiche.

Sobotka) markieren. Auf diesem Kristallinrücken fehlen nach der Bohrung Murska Sobotka 1 paläozoische oder mesozoische Schichtfolgen.

Im Raum Radkersburg besitzen die mesozoischen Karbonate eine Breiten-erstreckung von mindestens 6 km. Sie erwiesen sich in der Bohrung Radkersburg 2, wo sie eine Mächtigkeit von 75 m erreichen, als sehr ergiebige Heißwasserleiter, wobei neben Kluftporositäten auch mit dem Vorhandensein von verkarsteten Hohlräumen zu rechnen ist. Bei den Bohrarbeiten traten Spülungsverluste auf.

Das aufgeschlossene Wasser ist ein Natrium-Chlorid-Typus mit hohen Hydrogencarbonatgehalten und hohem Anteil an freiem CO_2 . Die Gesamtmineralisierung beträgt 8,9 g/l, der NaCl-Gehalt (berechnet aus der Chlorid-Konzentration) jedoch nur 0,6 g/l.

Der hohe Anteil an CO_2 bewirkt einen Gaslift-Effekt und erzeugt einen Kopf-Fließdruck von 15 bar; die Austrittstemperatur des Wassers beträgt ca. 78°C ; im Aquifer wurde bei ca. 1.890 m eine Temperatur von $81,5^\circ\text{C}$ gemessen. Dies entspricht einer geothermischen Tiefenstufe von 25 m pro $^\circ\text{C}$.

Mit hoher Wahrscheinlichkeit liegt das Neubildungsgebiet des aus den Trias-Aquifer von Radkersburg erschlossenen Thermalwassers im Bereich des Bakonywaldes. Auf eine relativ rasche Versenkung von Karstwässern in diesem Gebiet weist die 78 km nordöstlich von Radkersburg stehende ungarische Bohrung Vasvar hin, die in rund 2200 m Tiefe aus altersgleichen Dolomiten ein Mg-Ca-Na- HCO_3 -Wasser mit einer Gesamtmineralisierung von nur 0,6 g/l aufgeschlossen hat (Analyse zitiert in T. HARUM & H. P. LEDITZKY, 1982).

Über ähnliche Phänomene wurde aus dem Bereich des Westrandes des Wiener Beckens berichtet, wo die unter einer mächtigen neogenen Beckenfüllung liegenden Karbonate der Nördlichen Kalkalpen gering mineralisierte Wässer mit Trinkwasserqualität führen (G. WESSELY, 1983).

Das Wasser von Bad Radkersburg 2 ist nach Analysen der stabilen Isotope Deuterium und Sauerstoff-18 rein meteorisch. Der Anteil an CO_2 und der hohe Natriumgehalt sind auf den Einfluß der nahegelegenen pliozänen Vulkanite zurückzuführen.

4.2.2. Neogene Beckenfüllung

Als älteste Sedimente der neogenen Beckenfüllung liegen im oststeirischen Becken über dem Beckenuntergrund Rotlehme und Aufarbeitungsbrekzien, bituminöse Mergel und Mergelsandsteine, welche einem limnisch-fluviatilen Milieu entstammen und dem Otttnang zugeordnet werden. Aufgrund des hohen feinklastischen Anteils sind diese Sedimente als nahezu undurchlässig anzusehen.

Darüber folgt in der Bohrung Übersbach eine ebenfalls unter Süßwasserbedingungen sedimentierte Folge von Mergeln, Mergelsandsteinen und Tonmergeln mit Einschaltungen von Glanzkohle. In dieser Folge sind nur einzelne isolierte Sandsteinhorizonte nach dem SP-Log wasserführend. Die Auswertung ergab einen NaCl-Gehalt von 30 g/l (siehe Fig. 32).

In den Bohrungen Übersbach 1 und Binderberg 1 liegt darüber eine von K. KOLLMANN (1965) als „Limnische Konglomeratreiche Gruppe“ bezeichnete Abfolge von Sandsteinen, Konglomeraten und Tonmergeln. Ein durch eindeutige negative SP-Ausschläge gekennzeichnete Horizont zwischen 1.516 und 1.551 m wurde durch die RAG durch einen Casing-Test auf seinen Formationsinhalt untersucht. Es ergab sich ein Zufluß von 2.120 l Salzwasser in 208 Minuten. Das Wasser wies eine Mineralisierung von 67 g/l (vorwiegend NaCl) auf.

Über der „Limnischen Konglomeratreichen Gruppe“ liegt in Übersbach 1 und Binderberg die „Marine Konglomeratreiche Gruppe“, welche in der Bohrung Fürstenfeld Thermal unter Dazwischenschaltung eines geringmächtigen Brekzienhorizontes direkt über den paläozoischen Dolomiten des Beckenuntergrundes folgt. Das Liefergebiet der Grobklastika lag im Norden bzw. Nordwesten.

Ab dem Karpat begann das Fürstenfelder Becken an der großen Randstörung von Blumau stark abzusinken. Die Folge der sich dadurch einstellenden Reliefunterschiede war die Abtragung der paläozoischen Karbonate im Bereich der späteren Scholle von Waltersdorf und der Vorbau eines „alluvial fan“ in das Becken.

Die Bohrkernkerne der im proximalen Teil des Fächers gelegene Bohrung Blumau 1a zeigen schlecht gerundete Grobklastika in einer rötlichen, sandig-schluffigen Matrix. Im distalen Bereich verzahnen die fluviatilen Klastika mit Tonmergeln. In der Bohrung Fürstenfeld konnten aus den einzelnen Tonmergellagen eindeutig marine Mikrofaunen isoliert werden.

Nach den Sonic-Log-Befunden weisen einzelne Konglomeratlagen in den Bohrungen Blumau 1a und Fürstenfeld Thermal 1 Gesamtporositäten in der Größenordnung zwischen 8 und 10% auf. Diese Porositätswerte konnten durch in beiden Bohrungen durchgeführte Produktionstests jedoch nicht verifiziert werden.

Nach den schlechten Resultaten der Tests in den karpatischen Konglomeraten muß diese Schichtfolge sowohl aus erdölgeologischer als auch geothermischer Sicht negativ beurteilt werden. Von der Fazies her wären durch den Wechsel von Speicherlagen und dichten Deckschichten gute Voraussetzungen für Kohlenwasserstoff-Akkumulationen gegeben.

Für eine geothermische Nutzung sind die Durchlässigkeiten in den Konglomeraten zu gering. Verantwortlich hierfür ist die sandig-schluffige Matrix der Konglomerate.

Durch die „Steirische Diskordanz“ vom tieferen neogenen Stockwerk getrennt, folgen die Sedimente des Badenien. Ab diesem Zeitpunkt erfolgte nach K. KOLLMANN (1965, 1980) die Absenkung des Beckens weitgehend bruchlos. B. KRAINER (1984) gelang im Bereich des Gleisdorfer Sarmatosporns der paläontologische Nachweis einer postuntersarmatischen Bruchtektonik. Reflexionsseismische Messungen im Raum von Bad Tatzmannsdorf (Burgenland) zeigen ebenfalls eindeutig eine Verstellung der sarmatischen Schichten. Es ist somit zumindest in grundgebirgsnaher Lage mit dem Auftreten von bruchtektonischen Erscheinungen in sarmatischen Schichten zu rechnen.

Im Fürstenfelder Becken treten im Unteren Baden als mögliche nutzbare Aquifere die Basiskonglomerate in Erscheinung, welche nach Log-Interpretationen in den Bohrungen Blumau 1 und 1a, Fürstenfeld Thermal 1 und Übersbach 1 eindeutig wasserführend sind.

Open-Hole Tests in den Basiskonglomeraten der Bohrung Blumau 1a ergaben einen nur geringen Zufluß eines relativ gering mineralisierten Wassers.

Hinsichtlich ihrer geothermischen Nutzbarkeit sind die Konglomerate des Badenien ähnlich negativ zu beurteilen wie die Konglomerate des Karpat, obwohl auch hier die Sonic-Logs Porositäten bis zu 10% erwarten lassen.

In der Bohrung Waltersdorf 1 liegen badenienische Sedimente in Form einer über 20 m mächtigen Basisbrekzie über den paläozoischen Dolomiten. Diese ist jedoch nicht wasserführend. Durch einen Open-Hole-Test wurden die im Hangenden folgenden sandigen Äquivalente der Basis-Konglomerate getestet. Die Auswertung der Druckaufbaukurven durch die RAG ergab eine Durchlässigkeit von 304,7 mDarcy, entsprechend einem k_f -Wert von 3×10^{-6} m/s bei 20° C.

Über den Basiskonglomeraten folgt unter Einschaltung eines in den Bohrungen Fürstenfeld Thermal 1, Übersbach 1 und Binderberg 1 bis zu 10 m mächtigen Lithothamnien-Kalksandsteines die Tonmergelserie der Oberen Lagenidenzone, die in der Bohrung Fü Therm 1 mit über 250 m die größte Mächtigkeit erreicht.

In die Tonmergel sind geringmächtige Sandsteinlagen eingeschaltet, die nach Log-Interpretationen jedoch überwiegend dicht sind.

Nur in der Bohrung Waltersdorf 1, wo die Tonmergelserie insgesamt geringmächtiger ausgebildet ist, sind die hier in größerer Schichtmächtigkeit vorliegenden Sandsteinhorizonte eindeutig süßwasserführend (siehe auch Fig. 32). Hier ist somit die Deckschichtenfunktion der Schichtfolge nicht gegeben.

Eingeschaltet in die Tonmergelserie und in die Basiskonglomerate der Lagenidenzone fanden sich in der Bohrung Fürstenfeld Thermal mehrere 1 bis zu 2 m mächtige feldspatreiche Lagen, die mit den von K. KOLLMANN (1965) aus der Bohrung Übersbach 1 beschriebenen Bentonit-Tufflagen parallelisiert werden.

Die durch petrographische Untersuchungen nachgewiesene, wohl postsedimentäre Umwandlung der Feldspäte zu Analcim zeigt, daß das dafür notwendige hypersalinare Milieu (H. FÜCHTBAUER & G. MÜLLER, 1977), wie wir es noch rezent in den Schichten des Mittleren und Unteren Badenien der Bohrung Fürstenfeld Thermal in struktur tiefer Lage vorfinden, seit der Ablagerung der Schichtfolge keiner Veränderung unterlag. Die paläo-hydrogeologische Situation unterschied sich somit nicht wesentlich von der heutigen, wo wir im Flankenbereich (Übersbach und Blumau) geringer mineralisierte Wässer finden. In dem geringer salinaren Environment von Übersbach erfolgte die Umwandlung der Tuffe in Montmorillonit.

Über der Tonmergelserie der Lagenidenzone folgt in den Bohrungen Blumau 1, 1a, Fürstenfeld Thermal 1 und Übersbach 1 eine mächtige Sandentwicklung, die stratigraphisch der Sandschalerzone des Mittelbadens zuzuordnen ist.

In der Bohrung Fürstenfeld Thermal 1 wurden die Sande im Bereich des Muldentiefsten des Fürstenfelder Beckens aufgeschlossen. Die Nettoschichtmächtigkeit beträgt hier 230 m oder 73% der Gesamtmächtigkeit der Schichtfolge.

Nach den an Bohrproben der Fü Therm 1 durchgeführten Korngrößenanalysen handelt es sich bei den Sanden um gut sortierte Mittel- bis Grobsande mit geringen Anteilen von Feinkiesen und Gebirgsdurchlässigkeiten von 2×10^{-4} m/s, die Gebietsdurchlässigkeit liegt nach den Pumpversuchsergebnissen bei 2.5×10^{-5} m/s.

Wie der Log-Korrelation in Fig. 34 zu entnehmen ist, reduziert sich in Richtung zur Südburgenländischen Schwelle sowohl die Gesamt- als auch die Netto-Mächtigkeit der Sandschalerzone. In der Bohrung Übersbach 1 wird die Mächtigkeit der Tonmergellagen größer, Richtung Binderberg vermergelt die Schichtfolge völlig. In der Bohrung Binderberg 1 liegt der Top der Sandschalerzone um 269 m höher als in der Fü Therm 1. Darin und in der starken Verkürzung des Schichtpaketes auf 12 m kommt der primäre Anstieg zum Ostrand des Steirischen Beckens zum Ausdruck.

Richtung Blumau bleibt die Mächtigkeit gegenüber Fürstenfeld in etwa gleich, die Nettomächtigkeit reduziert sich jedoch auf 62%. Generell ist in der Blumau 1 ein Rückgang in der Mächtigkeit der einzelnen Sandpakete zu bemerken.

In den Labors der Rohöl-Aufsuchungs Gesellschaft wurden 3 Proben eines im Teufenintervall 1.298–1.308 m in der Bohrung Blumau 1 gezogenen Kerns (Gewinn 100%) untersucht. Die Ergebnisse sind in Tabelle 13 wiedergegeben.

Die hier gemessenen Gebirgsdurchlässigkeiten liegen um 2 Zehnerpotenzen unter jenen der Bohrproben der Bohrung Fürstenfeld Thermal 1. Produktionstests wurden in Blumau nicht durchgeführt.

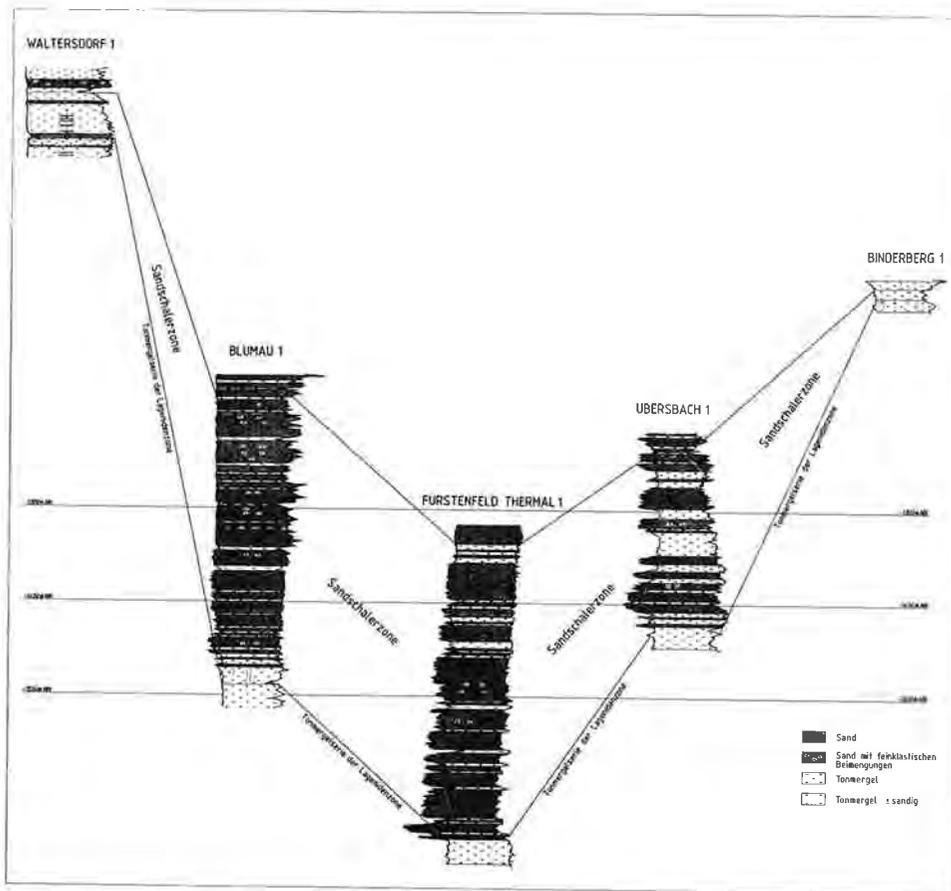


Fig. 34: Log-Korrelationen (Widerstand und SP) im Bereich der Sandschalerzone des Baden, begründet auf die Bohrungen Waltersdorf 1, Blumau 1, Fürstenfeld Thermal 1, Übersbach 1 und Binderberg 1.

In der Bohrung Waltersdorf 1 liegt der Top der Sandschalerzone um 474 m höher als in der Fürst Therm 1, die Mächtigkeit ist auf 44 m verkürzt. Die Folge ist in dieser grundgebirgsnahen Bohrung vermergelt und weist keine Nettomächtigkeiten auf.

Die Sandschalerzone zeigt somit im Nord-Süd-Schnitt in den beiden strukturhohen Enden schlechte Durchlässigkeiten, die die Möglichkeit einer Regeneration der becken tieferen Abschnitte im Raum Altenmarkt-Fürstenfeld zumindest einschränkt. Auf die hydrodynamischen Verhältnisse des Fürstenfelder Beckens wird im folgenden Kapitel 4.2.3. eingegangen.

Tab. 13: Ergebnisse von Laboruntersuchungen an Kernproben der Bohrung Blumau 1 (Kern Nr. 2, Micro-Log-Teufe 1.298–1.308 m, Gewinn 100%), Untersuchungen durch die Roböl-Aufsuchungs Ges. m.b.H.

Probe Nr.	Teufe m (ML)	Porosität %	Permeabilität mD	kf m/s bei 20° C	Dichte g/cm ³
1	1298,1	19,9	210	2,1×E ⁻⁶	2,73
2	1307,7	21,5	289	2,8×E ⁻⁶	2,74
3	1308,0	23,8	260	2,5×E ⁻⁶	2,74

In der ca. 10 km SSE der Fürstenfeld Thermal 1 gelegenen Bohrung Walkersdorf 1 liegt der Top der Sandschalerzone zwar um 631 m höher, sie weist jedoch eine hohe Nettomächtigkeit auf. Die Salinität des Formationswasser liegt nach SP-Analysen bei max. 6 g/l NaCl.

Die ca. 15 km NNE von Fürstenfeld im Burgenland situierte ÖMV-Aufschlußbohrung Litzelsdorf 1 hat den Top der Sandschalerzone um 327 m tiefer aufgeschlossen als die Fü Therm 1, jedoch bei annähernd gleicher Gesamt- und Nettomächtigkeit. Durch einen im Intervall zwischen 1.859 und 1.909 m in der Sandschalerzone durchgeführten Open-Hole-Test wurde Wasser mit einer Mineralisierung von nur 247 mg/l NaCl (Gesamtproduktion: 4,7 m³ Wasser) erschlossen. Dieses Wasser erwies sich als süßer als bei Casing-Tests im Sarmat produzierte Wässer.

Die hangenden Schichten des Badenien weisen in den Bohrungen Blumau 1,1a, Fürstenfeld Thermal 1 und Übersbach 1 überreiche wasserführende Nettomächtigkeiten auf. Über die Durchlässigkeitsverhältnisse ist jedoch mangels Produktionstests sehr wenig bekannt.

Von der Rohöl-Aufsuchungs-Gesellschaft wurde in der Bohrung Waltersdorf 1 im Intervall zwischen 846 und 861 m in der Bulimina-Bolivinazone ein Open-Hole-Test durchgeführt, der einen Zufluß von 5,5 m³ Süßwasser in 103 min brachte. Die hydraulische Auswertung der Druckaufbaukurven ergab eine Durchlässigkeit von 838 mD, entsprechend einem k_f -Wert von $8,2 \times 10^{-6}$ bei 20°C.

Über die hydrogeologischen und geothermischen Verhältnisse der tieferen Sarmatschichten liegen durch die Thermalwasserbohrung Loipersdorf 1 (Binderberg 1) und die benachbarte Lautenberg 1 Informationen vor. Die nicht fündige Erdgasbohrung Binderberg 1 der RAG wurde im Teufenintervall zwischen 1.038 und 1.092 m in dem den Tonmergeln der Rotalia-Cibicideszone unmittelbar auflagernden brackischen Mittelsarmat, bestehend aus feinkörnigen Sandsteinen bis Mergelsandsteinen mit Einschaltungen von Tonsteinen und Tonmergelsteinen perforiert und anschließend als Thermalwassersonde ausgebaut. Das geförderte Wasser ist vom Na-Cl-HCO₃-Typus mit einer Gesamtmineralisierung von über 8 g/l; der Gehalt an freiem CO₂ liegt bei 330 mg/l.

Aus den durchgeführten Produktionstests und Langzeitpumpversuchen läßt sich eine Gebietsdurchlässigkeit von $k_f = 4 \times 10^{-7}$ m/s (J. E. GOLDBRUNNER, 1985 b) errechnen.

Auch die in ca. 700 m Entfernung von der Binderberg 1 im Jahre 1977 niedergebrachte Lautenberg 1, welche ein identisches Sarmatprofil aufgeschlossen hat, weist ähnliche Durchlässigkeitsverhältnisse auf. Die Bohrungen beeinflussen sich in ihrem Absenkungsgeschehen gegenseitig.

Die Ursache der gefundenen schlechten Durchlässigkeiten und spezifischen Ergiebigkeiten des Aquifers von Loipersdorf liegt in dem hohen feinklastischen Anteil der Sandsteine und generell in der hier auftretenden brackischen Fazies des Mittelsarmat mit sehr unruhiger Sedimentation und damit sehr stark wechselnden Korngrößenverhältnissen.

Schlechte Durchlässigkeiten der mittelsarmatischen Schichten zeigte auch ein Wassertest in der Bohrung Waltersdorf 1. Hierbei wurde ein sandiges Intervall zwischen 670 und 696,5 m (26,5 m Netto) untersucht (H. ZOJER & J. ZÖHL, 1977).

Eine überschlägige hydraulische Auswertung des Förderversuchs ergibt für das untersuchte Intervall einen k_f -Wert von 1×10^{-7} m/s.

Von den höheren Sarmatschichten sind für geothermische Nutzungen die Kieshorizonte der „Carinthischen Schotter“ des Obersarmat von Interesse. Sie können

Mächtigkeiten von mehreren Zehnermetern erreichen. In der Bohrung Fürstenfeld Thermal 1 wurden die Kieshorizonte in einer Tiefe von ca. 550 m erschlossen.

Die nutzbaren Temperaturen liegen in diesem Teufenbereich zwischen 30 und 35°C. Damit wäre bei entsprechender Ergiebigkeit eine Niedertemperaturnutzung mit Wärmepumpen möglich (vgl. J. E. GOLDBRUNNER, R. SONNEK & J. ZÖTL, 1986).

Die darüberliegenden Horizonte des Obersarmat und des Pannon sollten aufgrund ihrer geringeren Temperatur und ihrer niederen Mineralisierung der Trinkwasserversorgung vorbehalten bleiben. Isotopenuntersuchungen (z. B. J. ANDREWS et al., 1984) haben gezeigt, daß auch Wässer seichterer gespannter Tertiär-Horizonte aus der präindustriellen Ära stammen. Damit gewinnen diese Wässer unermesslichen Wert als Trinkwasserreserve im Falle einer großregionalen Verunreinigung seichtliegender Grundwässer.

4.2.3. Die hydrodynamischen und geothermischen Verhältnisse des Fürstenfelder Beckens

Infolge des weitgehenden Fehlens prospektionswürdiger Kohlenwasserstoff-Lagerstätten im Steirischen Becken ist die Bohrdichte und damit die Zahl der vorhandenen und hydrogeologisch auswertbaren Tiefengrundwasseraufschlüsse im Vergleich zum Oberösterreichischen Molassebecken sehr gering. Die vorliegenden Ergebnisse aus dem Fürstenfelder Becken ermuntern jedoch, eine Übersicht über die hydrodynamischen und geothermischen Verhältnisse des Fürstenfelder Beckens zu geben.

In Fig. 32 wurden in das ungefähr N-S verlaufende Profil die Mineralisierungen der aufgeschlossenen Tiefengrundwässer und Formationswässer eingetragen. Ein Teil der Daten stammt von Produktionstests der Rohöl-Aufsuchungs Gesellschaft.

Besonders auffällig ist die geringe Mineralisierung der Wässer der am nächsten dem Grundgebirge gelegenen Bohrung Waltersdorf, deren gesamtes Profil vom Sarmat bis zum paläozoischen Beckenuntergrund Süßwässer enthält (NaCl-Gehalte von 0,1 bis 0,3 g/l). Das Thermalwasser aus dem paläozoischen Dolomitaquifer ist vom Na-HCO₃-Cl-Typus mit einer Gesamtmineralisierung von 1,4 g/l (siehe Tab. 14).

Vom Typus und der Mineralisierung entspricht dieses Wasser den mobilen Malmwässern des Oberösterreichischen Molassebeckens, es handelt sich wie bei jenen um meteorische Wässer.

Tab. 14: Chemische Analysen der aus dem karbonatischen Paläozoikum stammenden Wässer der Tiefbohrungen Waltersdorf 1, Blumau 1 a und Fürstenfeld Thermal 1 (Werte in mg/l).

Bohrung Intervall	Waltersdorf 1 1120–1260 m	Blumau 1a 2669,0–2680,9 m	Fürstenfeld Thermal 1 2745–3145 m
Ammonium	2,1	6,9	–
Natrium	375	4160	7200
Kalium	7,3	114	191
Calcium	12,0	16,0	103
Magnesium	4,1	9,7	36
Bicarbonat	765	6804	4452
Chlorid	180	2198	9230
Sulfat	7	456	–
Summe	1352,5	13.764,6	21.212
Typus	Na-HCO ₃ -Cl	Na-HCO ₃ -Cl	Na-Cl-HCO ₃

Auch die am südlichen Rand der Scholle von Waltersdorf stehende RAG-Bohrung Blumau 1/1a zeigt im Sarmat und im tieferen Baden noch relativ gering mineralisierte Wässer mit einem NaCl-Gehalt von 0,8 g/l. Im Fall des Baden ist dies als Folge eines lateralen Kontaktes mit den Wässern aus dem Dolomitaquifer von Waltersdorf zu interpretieren, wie dies in Fig. 32 dargestellt ist.

Im Bereich der Sandschalerzone der Bohrung Blumau 1a liegen nach SP-Auswertungen mit 3,9 g/l deutlich höhere Mineralisierungen vor als im Hangenden und Liegenden. Dies hängt mit der Vermergelung der Sandschalerzone in Richtung zum Beckenrand zusammen, wodurch eine Regeneration durch meteorische Wässer aus diesem Bereich zumindest erschwert wird. Gegen die gering mineralisierten Wässer des Beckenuntergrundes ist die Sandschalerzone durch die Tonmergel der Lagenidenzone abgeschirmt.

Im über 2.000 m tief versenkten dolomitischen Paläozoikum der Blumau 1a wurde bei Testarbeiten ein mit ca. 13 g/l ein relativ hoch mineralisierter Na-Cl-HCO₃ Wassertyp mit einem NaCl-Gehalt von 3,6 g/l (Analyse siehe Tab. 14) aufgeschlossen. Der Mineralisationsunterschied gegenüber dem Wasser aus den gleichalten aber strukturböheren Schichten von Waltersdorf liegt in der Größenordnung von 1 zu 10. Diese Salinitätsdifferenz und die Tatsache, daß im Thermalwasser von Waltersdorf im Gegensatz zu dem von Blumau 1a kein freies CO₂ auftritt, zeigt, daß zwischen den beiden Aquiferen keine hydraulische Verbindung besteht. Die Konglomerate des Karpat haben sich bei den durchgeführten Tests als dicht erwiesen und sind somit als Aufstiegswege ungeeignet.

Somit endet der Einfluß der postvulkanischen CO₂-Fazies des Fürstenfelder Beckens an dem „growth fault“ von Blumau.

Aus der Bohrung Fürstenfeld Thermal 1 liegen Wasseranalysen aus der Sandschalerzone, den karpatischen Konglomeraten (Tab. 15) und dem karbonatischen Paläozoikum (Tab. 14) vor.

Wie bereits ausgeführt wurde, hat die Bohrung Fürstenfeld die Sandschalerzone im oder nahe dem Muldentiefsten aufgeschlossen. Entsprechend dieser strukturellen Situation findet sich hier die höchste Mineralisierung mit 40,2 g/l NaCl. Dies spricht für das Vorherrschen gravitativer Bewegungen im Aquifer der Sandschalerzone bei geringer lateraler Bewegungstendenz. Mineralogische Befunde (siehe Kap. 4.2.2.) geben den Hinweis, daß dieser Zustand über sehr lange Zeiträume stabil blieb.

Tab. 15: Chemische Analysen der Wässer aus der Sandschalerzone und der Karpat-Konglomerate der Tiefbohrung Fürstenfeld Thermal 1 (Werte in mg/l).

Stratigraphische Einheit Intervall	Sandschalerzone 1524,7–1631,0 m	Karpat, Konglomerate 2351,5–2354,5 m
Natrium	15.292	11.318
Kalium	119	321
Calcium	588	189
Magnesium	53	37
Bicarbonat	208	488
Chlorid	25.099	16.279
Sulfat	604	1.147
Summe	41.963	29.779
Typus	Na-Cl	Na-Cl

Gegen die Annahme vollkommen stagnierender Verhältnisse in der Sandschalerzone von Fürstenfeld spricht die Analyse der stabilen Isotope Deuterium und Sauerstoff-18, die für das Wasser aus der Sandschalerzone einen Wert von $-50 \delta \text{‰}$ für Deuterium und $-5,7 \delta \text{‰}$ für O-18 ergaben. Dieser Wert spricht nach den Erfahrungen aus dem Oberösterreichischen Molassebecken eher für eine 50-zu-50-Mischung zwischen einem konnatem Wasser und meteorischem Wasser. In der Bohrung Litzelsdorf 1 wurde in noch strukturtieferer Lage ein gering mineralisiertes Wasser mit einem NaCl-Gehalt von nur 0,2 g/l aufgeschlossen.

Dies zeigt, daß zumindest Teilbereiche der Sandschalerzone durch meteorische Wässer regeneriert werden. Auch die in Walkersdorf 1 strukturböher gelegene Sandschalerzone führt nach SP-Auswertungen Wässer mit einer gegenüber jenen in der Fürstenfeld Thermal deutlich herabgesetzten Salinität (6 g/l NaCl). Auch die strukturböher gelegene Sandschalerzone von Übersbach führt Wässer mit ähnlicher Mineralisierung (8 g/l NaCl nach SP-Auswertung).

Eine wenn auch nur über lange Zeiträume wirksame Regeneration der Sandschalerzone von Fürstenfeld kann somit angenommen werden.

In den Konglomeraten des Karpat liegen nach den Ergebnissen des RAG-Tests in der Fü Therm 1 (siehe Tab. 14) hoch mineralisierte Na-Cl-Wässer vor. Dieser Befund deckt sich mit den Ergebnissen von Übersbach. Bei einem Test im Intervall zwischen 1.718 bis 1.800 m wurde ein Formationswasser vom NaCl-Typus mit einer Mineralisierung von 65,3 g/l gefördert.

In der strukturböher angesetzten Bohrung RAG-Bohrung Binderberg 1 treten in der karpatischen Schichtfolge ebenfalls sehr hoch mineralisierte NaCl-HCO₃- und NaCl-SO₄-Wassertypen (Horizont bei 1.550 m: 63 g NaCl + 4,3 g Na₂SO₄) mit reicher CO₂-Führung als Folge der Migration von CO₂ aus dem Verbreitungsgebiet des jungtertiären Vulkanismus.

Dieser Bewegungstrend ist auch für die Tiefengrundwässer anzunehmen. Die Folge ist die Ausbildung einer positiven Temperaturanomalie im Scheitelpereich der Südburgenländischen Schwelle (siehe Fig. 32). Aufgrund des konvektiven Wärmetransports liegt die geothermische Tiefenstufe im Raum Binderberg (Loipersdorf) bei 18 m/°C.

Im Beckeninneren (Raum Übersbach -Blumau) herrschen aufgrund der herabgesetzten Hydrodynamik in den tertiären Horizonten ausgeglichene Temperaturverhältnisse.

Die ersten Ansätze zur regionalen Erfassung der Untergrundtemperaturen des oststeirischen Tertiärbeckens stammen von H. ZOJER, 1977. Der von ihm entworfenen Karte der geothermischen Tiefenstufe liegen Messungen der Ausflußtemperatur an artesischen Brunnen zugrunde. Die Methode der Ermittlung von Tiefentemperaturen durch Oberflächenmessungen ohne Berücksichtigung der Abkühlung während der oft beträchtlich langen Aufstiegszeit der Wässer ist bei nachfolgenden thermischen Untersuchungen (z. B. T. HARUM & H. P. LEDITZKY, 1982, H. P. LEDITZKY, 1986) kritisiert worden.

Die in der Karte von H. ZOJER l.c. dargestellten geothermischen Tiefenstufen, die streng genommen nur für das durch die artesische Bohrung erfaßte Tiefenprofil gelten, wurden von F. RONNER, 1980 (Abb.157) zu einer Isothermenkarte für die Teufe 1.000 m verarbeitet.

Nach dieser Darstellung treten im Zentralbereich des Fürstenfelder Beckens die höchsten Temperaturen (bis zu 70°C) auf. Diese Verhältnisse konnten jedoch durch die Bohrung Fürstenfeld Thermal 1 nicht verifiziert werden. Nach den korrigierten

Maximaltemperaturmessungen in den Bohrungen und den Ergebnissen des Pumpversuchs in der Sandschalerzone läßt sich für die Bohrung Fürstenfeld Thermal 1 eine auch mit den Werten aus der Blumau 1a übereinstimmende geothermische Tiefenstufe von $25 \text{ m}/^\circ\text{C}$ berechnet. Demnach ist eine 1.000 m- Temperatur von ca. 50°C für die Bereiche größerer Beckentiefen realistisch.

Es fällt auch auf, daß die Isothermen in der Karte von F. RONNER, l.c., quer zu den Strukturen – wie z.B. zur Großstörung von Blumau – streichen.

Generell ergibt sich somit für das oststeirische Becken eine geothermische Tiefenstufe von $25 \text{ m pro } ^\circ\text{C}$. Dieser gegenüber dem globalen durchschnittlichen Wert von $33 \text{ m pro } ^\circ\text{C}$ stark erhöhte Wert ist auf die geophysikalisch nachgewiesene Ausdünnung der Erdkruste am Ostrand der Alpen (V. CERMAK, 1979) und den damit zusammenhängenden erhöhten Wärmefluß zurückzuführen.

Erhöhte geothermische Gradienten sind an Hochstrukturen gebunden und sind hydrodynamisch bedingt. So zeigt auch die Temperatur des paläozoischen Aquifers von Waltersdorf (61°C in 1.094 m) den Einfluß des konvektiver Wärmetransports.

Zusammenfassung

Als Tiefengrundwässer werden jene Grundwässer definiert, welche aufgrund einer weiträumigen Überdeckung durch minderdurchlässige Schichten nicht unmittelbar durch Infiltrationen von der Oberfläche alimentiert werden. Die Neubildung eines am Wasserkreislauf teilnehmenden Tiefengrundwassers erfolgt in einem vielfach nicht näher bekannten Regenerationsgebiet.

Als primäre Beurteilungskriterien für die Bezeichnung als Tiefengrundwasser werden der fehlende Gehalt an gelöstem Sauerstoff ($\text{O}_2 < 0,1 \text{ mg/l}$) und das Vorliegen von Tritiumkonzentrationen unter 1 T.U. herangezogen.

Die Innviertler Serie des Otnangiums des Oberösterreichischen Molassebeckens führt gespannte Grundwässer und Tiefengrundwässer, die aufgrund ihrer geringen Mineralisierung Trinkwasserqualität aufweisen. Aufgrund von hydrochemischen Untersuchungen und Isotopenanalysen können Wässer lokaler Systeme mit geringer Verweildauer von länger gespeicherten Tiefengrundwässern unterschieden werden. Die jungen Grundwässer haben Edelgasgehalte, wie sie der Equilibrierung mit der Atmosphäre unter heutigen Klimabedingungen entsprechen und zeigen nur geringe He-4- Erhöhungen aufgrund des radioaktiven Zerfalls von Uran und Thorium im Aquifer. Signifikante Tritium- und Sauerstoffgehalte und die gemessenen Redoxpotentiale zeigen weiters die relativ geringe Verweildauer dieser Wässer.

In Grundwasser-Fließrichtung sind Zunahmen des radiogenen He-4- Gehaltes und systematische Änderungen im stabilen Isotopengehalt und in den Edelgas-Infiltrationstemperaturen festzustellen. Die höchst entwickelten und somit am längsten gespeicherten Tiefengrundwässer haben deutlich abgereicherte D- und O-18- Gehalte, die zusammen mit den Edelgas-Infiltrationstemperaturen für eine Grundwasser-Neubildung während des jüngsten Pleistozäns (Würm) sprechen.

Die hydrochemische Evolution wird in den jungen Grundwässern durch die Lösung von Kalzit und Dolomit kontrolliert und in den regionalen Systemen durch die inkongruente Lösung von Dolomit abgelöst. Die höchst entwickelten Tiefengrundwässer zeigen den Einfluß von Kationen-Austauschvorgängen und damit in Verbindung stehend Karbonatlösung im Aquifer. Diese Modellvorstellung wird durch die schweren C-13- Werte und die C-14- Freiheit dieser Wässer gestützt.

Die Untersuchung der tieferliegenden Tiefengrundwässer und Formationswässer im Oberösterreichischen Molassebecken zeigt die Existenz eines Stockwerksbaues. Die in der hangenden Innviertler Serie zirkulierenden Tiefengrundwässer sind rein meteorischen Ursprungs. Die geringen Chloridgehalte der Wässer zeigen, daß die marine Formation komplett geflushed wurde. Die darunter liegenden permeablen Horizonte in der Haller Serie und Puchkirchener Serie führen chemisch und isotopisch veränderte konnate Wässer, die keinen Kontakt mit meteorischen Wässern besitzen.

Im nördlichen Teil des Molassebeckens führen die Aquifere der Oberkreide und besonders des Malms Wässer, die einen hohen Anteil einer meteorischen Komponente aufweisen. Im tieferen Südteil des Molassebeckens zeigt sich diese Erscheinung nicht, wodurch Hinweise auf differierende hydrodynamische Bedingungen in beiden Beckenteilen gegeben sind.

Die zusammen mit Öl vorkommenden Formationswässer des Eozäns haben hohe Gehalte an radiogenem Argon-40. Dies zeigt, daß die Öle aus einem Hoch-Temperatur-Environment stammen. Im Gegensatz dazu beweist die Abwesenheit von radiogenem Argon-40 in der Puchkirchener Serie und in der Haller Serie, daß das dort vorkommende biogene Methan in situ produziert wurde.

Hinsichtlich der Gewinnungsmöglichkeit von geothermischer Energie weisen die Karbonate des Malms aufgrund ihrer Tiefenlage und der nachgewiesenen örtlichen guten Durchlässigkeiten die besten Voraussetzungen auf. Im Norden des Molassebeckens unterliegt der Malmaquifer einer aktiven Ergänzung.

Durch die vorliegenden Untersuchungen konnte nachgewiesen werden, daß in einzelnen Bereichen die mobilen Malmwässer mit Kohlenwasserstoff-Lagerstätten im cenomanen Grünsandstein in hydraulischer Verbindung stehen. Bei einer Abförderung von großen Mengen an Thermalwasser sind daher druckmäßige Beeinträchtigungen von KW-Lagerstätten nicht ausgeschlossen. Reinjektion des thermisch abgearbeiteten Wassers wäre eine wirkungsvolle Gegenmaßnahme zur Verhinderung von Druckabsenkungen.

Im oststeirischen Becken sind die unter Neogenbedeckung liegenden Karbonate des Grazer Paläozoikums das primäre Aufschlußziel der geothermischen Exploration. Die devonischen Kalke und Dolomite haben sich in den Bohrungen Waltersdorf 1 und Blumau 1 a als gut durchlässig erwiesen. Die im Jahre 1984 begonnene Geothermiebohrung Fürstenfeld Thermal 1 hat die Karbonate in strukturtiefer Lage aufgrund des Fehlens sekundärer Porositäten nahezu dicht angetroffen. Durch die Bohrung wurde jedoch die große Ergiebigkeit der Sande der Sandschalerzone des Mittelbadens nachgewiesen. Damit rückt dieser relativ leicht zu erschließende Horizont in das Zentrum des geothermischen und balneologischen Interesses.

Die thermischen Verhältnisse im Fürstenfelder Becken werden sehr stark durch den konvektiven Wärmetransport beeinflusst. Diese Erkenntnisse stehen im Gegensatz zu früheren Vorstellungen über die Tiefen-Temperaturverteilung in diesem Bereich.

Literatur

- ABERER, F. (1958): Die Molassezone im westlichen Oberösterreich und in Salzburg.- Mitt. Geol. Ges. Wien, **50** (1957), 23-94, Wien.
- ABERER, F. (1961): Bau der Molassezone östlich der Salzach.- Ztschr. deutsch. geol. Ges., **113** (1961), 266-279, Hannover.
- ANDRES, G. & H. FRISCH (1981): Hydrogeologie und Hydraulik im Malmkarst des Molassebeckens und der angrenzenden Fränkisch-Schwäbischen Alb.- In: G. ANDRES & H. WIRTH: Die Thermal- und Schwefelwasservorkommen von Bad Gögging.- Schriftenreihe Bayer. Landesamt f. Wasserwirtschaft, **H 15**, 108-117, München.
- ANDREWS, J.N. (1985): The isotopic composition of radiogenic helium and its use to study groundwater movement in confined aquifers.- Chem.Geol., **49**, 339-351, Amsterdam.
- ANDREWS, J.N. & D.J. LEE (1979): Inert gases in groundwater from the Bunter sandstone of England as indicators of age and paleoclimatic trends.- J. Hydrol., **41**, 233-252, Amsterdam.
- ANDREWS, J.N., W. BALDERER, A.H. BATH, H.B. CLAUSEN, G.V. EVANS, T. FLORKOWSKI, J.E. GOLDBRUNNER, M. IVANOVICH, H.H. LOOSLI & H. ZOJER (1984): Environmental isotope studies in two aquifer systems. A comparison of groundwater dating methods.- Isotope Hydrology 1983, IAEA-SM-270/93, 535-575, Wien.
- ANDREWS, J.N., J.E. GOLDBRUNNER, W.G. DARLING, P.J. HOOKER, G.B. WILSON, M.J. YOUNGMAN, L. EICHINGER, W. RAUERT & W. STICHLER (1985): A radiochemical, hydrochemical and dissolved gas study of groundwater in the Molasse basin of Upper Austria. Earth and Planet. Sc. Lett., **73**, 317-332, Amsterdam.
- ANDREWS, J.N. & G.B. WILSON (1986): The composition of dissolved gases in deep groundwaters and groundwater degassing.- Geol. Assoc. Canada, Special Publication.
- ANDREWS, J.N., J.E. GOLDBRUNNER, W.G. DARLING & M.J. YOUNGMAN (1987): The Geochemistry of Formation Waters in the Molasse basin of Upper Austria.- Environ. Geol. Water Sci., **10**, 43-57, New York.
- BATH, A.H., W.M. EDMUNDS & J.N. ANDREWS (1979): Paleoclimatic trends deduced from the hydrochemistry of a Triassic Sandstone aquifer, United Kingdom.- Isotope Hydrology 1978, IAEA, 545-568, Wien.
- BERGMANN, H. (1981): Hydraulic problems on improved utilisation of geothermal water resources.- XIX. IAHR-Congress, 6 S., New Dehli.
- BERNATOWICZ, T.J., F.A. PODOSEK, M. HONDA & F.E. KRAMER (1984): The atmospheric inventory of Xenon and noble gases in shales: the plastic bag experiment.- J. Geophys. Res., **89**, 4597-4611, Washington.
- BERTLEFF, B. (1986): Das Strömungssystem der Grundwässer im Malm-Karst des West-Teils des süddeutschen Molassebeckens.- Abh. geol. Landesamt Baden-Württemberg, **12**, 1-271, Freiburg i. Br.
- BERTLEFF, B., W. STICHLER, J.N. ANDREWS, J.E. GOLDBRUNNER & W.G. DARLING (1987): Characterisation of deep groundwater in South Germany and Upper Austria by means of isotopic and hydrochemical investigations.- IAEA-SM-299, 15-16, Wien.
- BEYER, W. & K.H. SCHWEIGER (1969): Zur Bestimmung des entwässerbaren Porenanteils der Grundwasserleiter.- WWT, **19**, 57-60, Berlin.
- BLOCH, S. & R.M. KEY (1981): Modes of formation of anomalously high radioactivity in oil-field brines.- AAPG Bull., **65**, 154-159, Tulsa/Oklahoma.
- BRAUMÜLLER, E. (1961): Die paläogeographische Entwicklung des Molassebeckens in Oberösterreich und Salzburg.- Erdöl-Z., **77/11**, 509-520, Hamburg.
- BRAUMÜLLER, E. & F. ABERER (1949): Die miozäne Molasse am Alpennordrand im Oichten- und Mattigtal nördlich Salzburg.- Jb. Geol. B.-A., **92**, 129-145, Wien.
- CERMAK, V. (1979): Heat Flow Map of Europe.- In: V. CERMAK & L. RYBACH (Hrsg.): Terrestrial Heat Flow in Europe, 3-40, Berlin (Springer).
- CLAYTON, R.N., I. FRIEDMAN, D.L. GRAF, T.K. MAYEDA, W.F. MEENTS & N.F. SHIMP (1966): The origin of saline formation waters: 1. Isotopic composition.- J. Geophys. Res., **71**, 3869-3882, Washington.
- DANK, V. & I. FÜLLO (1967): Geological map of the paleozoic and mesozoic basement of Hungary, 1 : 500.000.- Hungarian Geological Institute, Budapest.

- DANSGAARD, W. (1964): Stable Isotopes in precipitation.- *Tellus*, **16**, 436-468, Stockholm.
- DEGENS, E., J.M. HUNT, J.H. REUTER & W.E. REED (1964): Data on the distribution of amino acids and oxygen isotopes in petroleum brine waters of various geological ages.- *Sedimentology*, **3**, 199-225, Amsterdam.
- EBNER, F. (1978): Der paläozoische Untergrund in der Bohrung Waltersdorf 1 (Hartberg, Oststeiermark).- *Mitt. österr. Geol. Ges.*, **68** (1975), 5-11, Wien.
- EINSELE, G., V. JOSOPAIT, K.P. SEILER & J. WERNER (1983): Tiefe Grundwässer – Bedeutung, Begriffe, Eigenschaften, Erkundungsmethoden.- *Schriftenreihe des Deutschen Verbandes für Wasserwirtschaft und Kulturbau*, **61**, 1-107, Hamburg-Berlin.
- EVANS, G.V., R.L. OTLET, R.A. DOWNING, R.A. MONKHOUSE & G. RAF (1979): Some problems in the interpretation of isotope measurements in United Kingdom aquifers.- *Isotope Hydrology*, IAEA, 1978, 679-708, Wien.
- FENNINGER, A. & H.-L. HOLZER (1978): Die Genese der Dolomit-Sandstein-Folge des Grazer Paläozoikums.- *Mitt. österr. Geol. Ges.*, **69**(1976), Wien.
- FLÜGEL, H. W. & F. NEUBAUER (1984): Steiermark – Erläuterung zur Geologischen Karte der Steiermark 1 : 200.000.- 127 S., 1 Kte., Wien (Geologische Bundesanstalt).
- FRITZ, P., J.F. BARKER, J.E. GALE, J.N. ANDREWS, R.L.F. KAY, D.J. LEE, J.B. COWART, J.K. OSMOND, B.R. PAYNE & P.K. WITHERSPOON (1979): Geochemical and Isotopic Investigations at the Stripa Test Site (Sweden).- *Proc. Symp. Underground Disposal of Radioactive Wastes*, IAEA, 341-365, Helsinki.
- FÜCHTBAUER, H. & G. MÜLLER (1977): Sedimente und Sedimentgesteine.- *Sedimentpetrologie Teil II*, Stuttgart (Schweizerbart).
- GOLDBRUNNER, J.E. (1984): Zur Hydrogeologie des Oberösterreichischen Molassebeckens.- *Steir. Beitr. z. Hydrogeologie*, **36**, 83-102, Graz.
- GOLDBRUNNER, J.E. (1985 a): Bohrung Fürstenfeld Thermal 1. Abschlußbericht der Geologischen Bauaufsicht.- Unpubl. Ber., 24 S.+ Anh., Graz.
- GOLDBRUNNER, J.E. (1985 b): Gutachten zur Einrichtung eines Schutz- und Schongebiets für die Thermalquelle Loipersdorf.- Unpubl. Ber., 11 S., Graz.
- GOLDBRUNNER, J.E. (1986 a): Fixierung des Standortes einer Geothermiebohrung Altheim.- Unpubl. Ber., 9 S., Graz.
- GOLDBRUNNER, J.E. (1986 b): Gutachten betreffend die Einrichtung eines engeren und weiteren Schongebietes für das durch die Sonde Radkersburg 2 aufgeschlossene Thermalwasservorkommen sowie Vorschläge für die Erschließungen weiterer Thermalwasservorkommen.- Unpubl. Ber., 16 S., Graz.
- GOLDBRUNNER, J.E. (1987 a): Hydrogeologische Untersuchungen artesischer Wässer im oberösterreichischen Alpenvorland. Endbericht Detailprogramm 1985.- Unpubl. Ber., 12 S., Graz.
- GOLDBRUNNER, J.E. (1987 b): Bericht über die Perforation der Bohrung Fürstenfeld Thermal 1 und den anschließenden Pumpversuch (Wassertest).- Unpubl. Ber., 22 S., Graz.
- GOLDBRUNNER, J.E. (1987 c): Zum Stand der geothermischen und balneologischen Tiefengrundwassernutzung im Oststeirischen Becken und im Oberösterreichischen Molassebecken. – *Z. dt. geol. Ges.*, **138**, 513–526, Hannover.
- GOLDBRUNNER, J.E & J.G. ZÖTL (1982): Studie zur Erschließung und Nutzung geothermaler Energie im Bereich von Altheim als Ansatz zur systematischen Bearbeitung des gesamten oberösterreichischen Alpenvorlandes.- Unpubl. Ber., 54+4S., Graz.
- GOLDBRUNNER, J.E., F. WEBER & J.G. ZÖTL (1983): Fixierung des Standortes einer Geothermiebohrung in Braunau am Inn.- Unpubl. Ber., 20 S., Kte., Graz.
- GOLDBRUNNER, J.E & J.G. ZÖTL (1985): Bohrung Fürstenfeld Thermal 1. Niederlage oder Hoffnung? *Information Geothermie*, **5**, 8 S., Graz.
- GOLDBRUNNER, J.E., R. SONNEK & J.G. ZÖTL (1986): Geothermale Niedertemperatur.- *Information Geothermie*, **6**, 8 S., Graz.
- GOLDBRUNNER, J.E. & E. MOSER (1987): Beitrag Österreichs zum Geothermie-Ressourcenatlas der Europäischen Gemeinschaft.- Unpubl. Ber., Graz.
- GRAF, D.L. (1982): Chemical osmosis, reverse chemical osmosis, and the origin of subsurface brines.- *Geochim. Cosmochim. Acta*, **33**, 1321-1349, Oxford.
- GRILL, R. & L. WALDMANN (1950): Zur Kenntnis des Untergrundes der Molasse in Österreich.- *Jb. Geol. B.-A.*, **94** (1949, 1950, 1951), 1-40, Wien.

- GRIMM, W.-D. (1983): Sedimentpetrographische Untersuchungen an 5 sandig-tonigen Schluffproben aus einer Bohrung am Krankenhaus Braunau (Oberösterreich).- Unpubl. Ber., 31 S., München.
- GUDDEN, H. (1983): Über Nutzungsmöglichkeiten von Erdwärme in Bayern.- Geol. Jb., C33, 5-25, Hannover.
- HABERSTOCK, G., J. HEINZL, G. KORSCHINEK, H. MORINAGA E. NOLTE, U. RATZINGER, K. KATO & M. WOLF (1986): Accelerator Mass Spectrometry with fully stripped Cl-36 Ions.- Radiocarbon, 28, 2A, New Haven.
- HARUM T. & H.P. LEDITZKY (1982): Untersuchungen der geothermischen Verhältnisse im Verwaltungsbezirk Radkersburg.- Unpubl. Ber., 58+5 S., Graz.
- HEATON, T.H.E. & J.C. VOGEL (1981): „Excess air“ in groundwater.- J. Hydrol., 50, 201-216, Amsterdam.
- HEINRICH, M. & G. ZEZULA (1979): Detailaufnahme und Bewertung der Linzer Sande in bezug auf die Verwendung in der Feuerfest- und Glasindustrie und Bestandsaufnahme der damit in Verbindung stehenden Tonvorkommen. Endbericht 1978.- Unpubl. Ber., Wien.
- HEINRICH, M., K. JILKA, D. MASSIMO, & Th. SPRITZENDORFER (1984): Fazielle Untersuchungen im Ottngang des Innviertels im Hinblick auf seine Kohlehöflichkeit. Endbericht 1983.- Unpubl. Ber., 163 S., Wien.
- HITCHON, B. & E. FRIEDMAN (1969): Geochemistry and origin of formation waters in the western Canada sedimentary basin- I. Stable isotopes of hydrogen and oxygen.- Geochim. Cosmochim. Acta, 33, 1321-1349, Oxford.
- HÖTZL, H. (1973): Die Hydrogeologie und Hydrochemie des Einzugsgebietes der obersten Donau.- Steir. Beitr. z. Hydrogeologie, 25, 5-102, Graz.
- JACOB, C.E. (1963): Determining the permeability of water-table aquifers.- In: R. BENTALL et al., Methods of determining permeability, transmissibility and drawdown. - Geol. Survey Water-Supply Paper, 1536-I, 283-292, Washington.
- JANOSCHEK, R. (1970): Erdöl und Erdgas in Österreich.- Katalog Geologie und Paläontologie d. Linzer Raumes, 92-106, Linz.
- JOHNSON, A.I. (1967): Specific yield - Compilation of specific yields for various materials.- US Geol. Surv. Water-Supply Paper, 1662-D, Washington.
- KANZ, W. (1987): Grundwasserfließwege und Hydrogeochemie in tiefen Graniten und Gneisen.- Geologische Rundschau, 76/1, 265-283, Stuttgart.
- KEREN, R. & R.G. GAST (1981): Effects of wetting and drying, and of exchangeable cations on boron adsorption and release by montmorillonite.- Soil Sci. Soc. Am J., 45, 478-482.
- KOLLMANN, K.(1965): Jungtertiär im Steirischen Becken.- Mitt. geol. Ges. Wien, 57(1964), 497-632, Wien.
- KOLLMANN, K.(1977): Die Öl- und Gasexploration der Molassezone Oberösterreichs und Salzburgs aus regionalgeologischer Sicht.- Erdöl-Erdgas Z., 93, ÖGEW-Sonderausgabe, 36-49, Wien-Hamburg.
- KOLLMANN, K.(1980): Steiermark und Südburgenland.- In: F. BACHMAYER (Hrsgb.): Erdöl und Erdgas in Österreich, 16-223, Wien (Naturhistorisches Museum).
- KÖLBL, L. & G. BEURLE (1925): Geologische Untersuchung der Wasserkraftstollen im oberösterreichischen Mühlviertel.- Jb. Geol. B.-A., 75, 331-364, Wien.
- KRAINER, B.(1984) Zur zeitlichen Einstufung, Stratigraphie und Tektonik im Nordteil des Gleisdorfer Sarmatoporns (Oststeiermark).- Mitt. naturwiss. Ver. Steiermark, 114, 95-106, Graz.
- KRÖLL, A.(1980): Die Molassezone Niederösterreichs.- In F. BACHMAYER (Hrsgb.): Erdöl und Erdgas in Österreich, 202-212, Wien (Naturhistorisches Museum).
- KUNZ, B. (1978): Temperaturmessungen in Erdölbohrungen der Molassezone Oberösterreichs.- Mitt. österr. Geol. Ges., hf68 (1975), 51-58, Wien.
- LEDITZKY, H.P.: Die Temperaturen des seicht- und tiefliegenden Grundwassers im Steirischen Becken.- Vortrag gehalten im Rahmen der Hauptversammlung der Vereinigung für Hydrogeologische Forschungen in Graz am 15.12.1986.
- LEMCKE, K. (1976): Übertiefe Grundwässer im süddeutschen Alpenvorland.- Bull. Ver. schweiz. Petroleum-Geol.u. -Ing., 42/103, 9-18, 1976.
- LOOSLI, H.H. (1983): A dating method with Ar-39.- Earth Planet. Sci. Lett., 63, 51-62, Amsterdam.
- MALZER, O. (1981): Geologische Charakteristik der wichtigsten Erdöl- und Erdgasträger der oberösterreichischen Molasse. Teil II: Die Konglomerate und Sandsteine des Oligozäns.- Erdöl-Erdgas-Z., 97, 20-28, Hamburg.

- MAZOR, E.(1972): Paleotemperatures and other hydraulic parameters deduced from noble gases dissolved in groundwaters: Jordan Rift Valley, Israel.- *Geochim. Cosmochim. Acta*, **36**, 1321-1336, Oxford.
- MOSER, H. & W. RAUERT (1980): Isotopenmethoden in der Hydrologie.- In: G. MATTHES (Hrsgb):*Lehrbuch der Hydrogeologie*, 8, 400 S., Berlin-Stuttgart (Bornträger).
- NATHAN, H. (1949): Geologische Ergebnisse der Erdölbohrungen im Bayerischen Innviertel.- *Geologica Bavarica*, **1**, 1-68, München.
- O' NEIL, J.R. & Y.K. KHAHARA (1976): Hydrogen and oxygen exchange reactions between clay minerals and water.- *Geochim. Cosmochim. Acta*, **40**, 241-246, Oxford.
- PAPP, A., R. GRILL, R., JANOSCHER, J. KAPOUNEK, K. KOLLMAN & K. TURNOVSKY (1968): Zur Nomenklatur des Neogens in Österreich.- *Verh. Geol. B.-A.*, **1968/1-2**, 9-27, Wien.
- PETTERS, V. (1936): Geologische und mikropaläontologische Untersuchungen der Eurogasco im Schlier Oberösterreichs.- *Petroleum*, **32/5**, 10-12, Wien.
- PODOSEK, F.A., M. HONDA & M. OZIMA (1980): Sedimentary noble gases.- *Geochim. Cosmochim. Acta*, **44**, 1875-1884, Oxford.
- POLESNY, H.(1983): Verteilung der Öl- und Gasvorkommen in der oberösterreichischen Molasse.- *Erdöl-Erdgas Z.*, **99**, 90-102, Hamburg.
- RICHTER, W. & W. LILICH (1975): Abriss der Hydrogeologie.- 281 S., Stuttgart (Schweizerbart).
- RONNER, F.(1980): Geothermische Energie.- In: R. OBERHAUSER (Red.): *Der geologische Aufbau Österreichs*, 574-579, Wien-New York (Springer).
- RUDOLPH, J., H.K. RATH & C. SONNTAG (1984): Noble gases and stable isotopes in C-14-dated paleowaters from central Europe and the Sahara.- *Isotope Hydrology 1983*, 467-477, Wien.
- STINI, J. (1950): *Tunnelbaugeologie*.- 366 S., Wien (Springer).
- SCHIPPEK, W. & H. ZOJER (1986): Zur Herkunft der Grubenwässer im Untertagebau Gumpling-Trimmelkam.- *Unpubl. Ber.*, 19 S., Graz.
- SCHOELL, M. (1977): Die Erdgase der süddeutschen Molasse. Anwendung von D/H und C-13/C-12-Isotopenanalysen zur Klärung ihrer Entstehung.- *Erdöl-Erdgas Z.*, **93**, 311-322, Hamburg.
- SCHOELL, M. (1983): Genetic characterisation of natural gases. - *AAPG Bull.*, **67**, 2225-2238, Tulsa/Oklahoma.
- THORSTENSON, D.C., D.W. FISHER & M.G. GROFT (1979): The geochemistry of the Fox Hills-Basal Hell Creek aquifer in southwestern North Dakota and northwestern South Dakota.- *Water Resour. Res.*, **15**, 1479-1498, Washington.
- TOTH, J. (1963): A theoretical analysis of groundwater flow in small drainage basins.- *J. geophys. Res.*, **68**, 4795-4812, Washington.
- WALACH, G.(1986): Der Vulkanismus am Westrand des Fürstenfelder Beckens im Lichte magnetischer und gravimetrischer Meßergebnisse.- *LHA Geophys.*, (1986)1 (Festschrift F. WEBER), 188-199, Leoben.
- WEBER, F. (1980): Zusammenfassende Beurteilung der geophysikalischen Messungen im Raum Geinberg und in der Tiefbohrung Geinberg 1.- *Unpubl. Ber.*, 20 S., Leoben.
- WEBER, F. & G. WALACH (1981): Bericht über die geophysikalischen Untersuchungen für die Geothermiebohrung Fürstenfeld.- *Unpubl. Ber.*, 34 S., Leoben.
- WEBER, F. & J.G. ZÖTL (1982): Erfassung geologischer Störungen zur Situierung von Geothermiebohrungen im unteren Safental.- *Unpubl. Ber.*, 21 S., Graz.
- WEINBERGER, L.(1951): Gliederung der Altmoränen des Salzach Gletschers östlich der Salzach.- *Z. Gletscherkde. u. Glazialgeologie*, **1/2**, 174-186, Innsbruck.
- WEITHOFER, K.(1935): Das Vorkommen von Erdöl und Erdgas, von Jod- und Schwefelwasser im südlichen Bayern.- *Z. deutsch. geol. Ges.*, **87**, 166-190, Berlin.
- WESSELY, G. (1983): Zur Geologie und Hydrodynamik im südlichen Wiener Becken und seiner Randzone.- *Mitt. österr. Geol. Ges.*, **76 (1983)**, 27-68, Wien.
- WIESENEDER, H., G. FREILINGER, G., G. KITTLER & G. TSAMBOURAKIS (1976): Der kristalline Untergrund der Nordalpen in Österreich.- *Geol. Rdsch.*, **65**, 512-525, Stuttgart.
- ZOJER, H. (1977): Untersuchung der geothermischen Tiefenstufe mittels Temperaturmessungen bei artesischen Brunnen in der Oststeiermark und im südlichen Burgenland.- *Verh. Geol. B.-A.*, **1977/3**, 393-403, Wien.
- ZOJER, H. & J.G. ZÖTL (1977): Bericht über die wissenschaftliche Betreuung und hydrogeologische Auswertung beim Test I im Rahmen des Geothermieprojektes Waltersdorf.- *Unpubl. Ber.*, 17 S., Graz.

- ZOJER, H. & J.G. ZÖTL (1982): Studie zur Erschließung und Nutzung geothermaler Energie für Fernheizung und Warmwasserbelieferung der Stadt Fürstenfeld.- Unpubl. Ber., 54 S., Graz.
- ZÖTL, J.G. (1978): Tiefenwasser-Nutzung und Beherrschung.- Österr. Wasserwirtschaft, 30, H 3/4, 46-52, Wien.
- ZÖTL, J.G., G. ALBRECHT, H. BERGMANN, F. BOROVICZENY, K. BUCHTELA, J.E. GOLDBRUNNER, P. HACKER, W. KOLLMANN, F. PÖTSCH, J. ULLRICH, K. WEHINGER, H. ZETINIGG & H. ZOJER (1986): Tiefengrundwässer und Trinkwasserversorgung.- ÖWWV-Regelblatt 202, 60 S., Wien.

Summary

Deep groundwaters are defined as having an extensive cover of less permeable layers, so that they are not directly recharged by surface infiltration. The regeneration of a deep groundwater involved in the water cycle takes place in an area that often is unknown. The primary criterion for the designation of deep groundwater is the absence of dissolved oxygen ($O_2 < 0.1$ mg/l) and a tritium concentration of less than 1 T.U.

The Innviertel Ottnangium series in the Upper Austrian Molasse basin contains confined groundwaters with such slight mineral content as to be suitable as drinking water. Hydrochemical studies and isotope analyses can differentiate waters from local systems with short retention periods from longer stored deep groundwaters. The young groundwaters have noble-gas concentrations corresponding to equilibration with the atmosphere under current climatic conditions and show only slightly elevated He-4 as a result of radioactive decay of uranium and thorium in the aquifer. Significant tritium and oxygen contents along with the redox potential measured are further indications that these waters have only a short retention time.

Increases in radiogenic He-4 content as well as systematic changes in stable isotope content and noble-gas deduced infiltration temperatures are found to occur downgradient. The most highly evolved and thus longest stored deep groundwaters have depleted D- and O-18- contents relative to recent groundwaters found in the study area; together with the noble-gas deduced infiltration temperatures this indicates groundwater regeneration during the youngest Pleistocene (Würm).

Hydrochemical evolution is determined in young groundwaters by the dissolution of calcite and dolomite, followed by incongruent solution of dolomite in the regional systems. The most highly evolved deep groundwaters show the influence of cation exchange processes and thus the related carbonate dissolution in the aquifer. This model is supported by the heavier C-13 values of these waters and the absence of C-14 caused by the dissolution of C-14-dead carbonates.

Examination of the lower-lying deep groundwaters and the formation waters (often related with oil and gas deposits) in the Upper Austrian molasse basin shows a structure made of different levels. The deep groundwaters circulating in the overlying Innviertel formation are of entirely meteoric origin. The low chloride content of these waters indicates that the marine formation was completely flushed. The underlying permeable horizons of the Hall formation and the Puchkirchen formation carry chemically and isotopically altered connate waters that have had no contact with meteoric waters.

In the northern part of the Molasse basin, the aquifers of the Upper Cretaceous and especially of the Malm carry waters showing a large meteoric component. This is not seen in the deeper southern part of the molasse basin, indicating differing hydrodynamic conditions in the two parts of the basin.

The Eocene formation waters occurring together with oil have high contents of radiogenic argon-40. This means that the oils came from a high-temperature environment. In contrast, the absence of radiogenic argon-40 in the Puchkirchen and Hall formation indicates that the biogenic methane found there is the result of the production in situ.

With the regard to the possibility of exploiting geothermic energy, the Malm carbonates have the best prerequisites for this due to their location in depth and their demonstrated good local permeability. There is an active recharge of the Malm aquifer in the north of the molasse basin.

These studies showed that in some places, the mobile Malm waters are hydraulically connected to hydrocarbon deposits in Cenomanian green sandstone. This means that if large quantities of thermal waters are removed, the change in pressure could damage hydrocarbon deposits. Pressure drops could be effectively prevented by reinjecting the water so removed.

In the east Styrian Basin, the carbonates of the Graz Paleozoic under neogenic cover are the main object of geothermic exploration. The Waltersdorf 1 and Blumau 1a bores showed the Devonian limestones and dolomites to have good permeability. The geothermic bore Fürstenfeld Thermal 1, begun in 1984, showed the carbonates to be virtually sealed. The borehole did, however, show the large yield of sands in the Sandschalerzone of the middle Baden. This serves to put this relatively shallow lying horizon in the focus of geothermic and balneological interest.

The thermic situation in the Fürstenfeld basin is very much influenced by convective heat transport. This is quite the opposite of what used to be thought about deep temperature distribution in this area.