


Ergebnisse österreichischer Aktivitäten im Internationalen Hydrologischen Programm (IHP) 1981–1990			Redaktion: Walter Kollmann & Albert Daurer		
	Arch. f. Lagerst.forsch. Geol. B.-A.	ISSN 0253-097X ISBN 3-912-300312-84-2	Band 14	S. 81–91	Wien, Februar 1993

Aquifereigenschaften jungtertiärer Vulkanite im Oststeirischen Becken*)

Von JOHANN GOLDBRUNNER & ACHIM SCHUBERT**)

Mit 7 Abbildungen und 4 Tabellen

Österreichische Karte 1 : 50.000
Blätter 135–139, 164–168, 190–193, 207–209

*Österreich
Steiermark
Oststeirisches Becken
Jungtertiär
Vulkanismus
Aquifer
Hydrochemie*

Inhalt

Zusammenfassung	81
Abstract	81
1. Der Vulkanismus im Oststeirischen Becken	82
2. Geochemische Untersuchungen	84
2.1. Hydrochemie	84
2.1.1. Allgemeines	84
2.1.2. Untersuchung des Einflusses des CO ₂ auf die hydrochemische Zusammensetzung	87
2.1.3. Untersuchung der Isotope Deuterium und ¹⁸ O	90
Literatur	91

Zusammenfassung

Zur Erfassung der Aquifereigenschaften der jungtertiären Vulkanite des Oststeirischen Beckens und ihres Einflusses auf die Tiefengrundwasserzirkulation und die physikalisch-chemischen Eigenschaften der Tiefengrundwässer wurden in den Jahren 1986 und 1988 geochemische Untersuchungen an 29 Wässern aus Brunnen und Bohrungen in verschiedenen lithologisch-stratigraphischen Einheiten durchgeführt. Mit Hilfe der Berechnung des Gleichgewichts-Partialdruckes des Kohlendioxids in den Wässern läßt sich der regionale Einflußbereich der CO₂-Fazies abgrenzen. Messungen während der Niederbringung von Tiefbohrungen zeigten, daß das Auftreten von juvenilem CO₂ mit dem plio/pleistozänen Vulkanismus in Zusammenhang steht. Das CO₂ mischt sich in verschiedenen Tiefen den Tiefengrundwässern zu, die nach ihren Gehalten an den stabilen Isotopen Deuterium und ¹⁸O rein meteorischer Genese sind.

Aquifer Properties of Upper Tertiary Volcanic Rocks in the Eastern Styrian Basin

Abstract

To assess the aquifer properties of younger Tertiary volcanic rocks in the eastern Styrian Basin and to evaluate their influence on deep groundwater circulation and physical and chemical properties of groundwater, geochemical investigations were carried out in the years 1986 and 1988 including hydrochemical analyses of 29 wells and boreholes from various lithostratigraphic units. The regional influence of the post volcanic carbon dioxide was delineated by calculating the equilibrium partial pressure of CO₂ of the deep groundwaters. Mud logging in the deep drillings have shown the juvenile CO₂ to be connected to the Plio/Pleistocene volcanism. The admixture of CO₂ gas takes place at different aquifer depths. The deep groundwaters influenced by juvenile CO₂ are of meteoric origin as is shown by analysis of the stable isotopes Deuterium and ¹⁸O.

*) Kurzfassung des Forschungsprojektes „Aquifereigenschaften jungtertiärer Vulkanite im Oststeirischen Becken, Teil I und II“, HÖ 39/1986, HÖ 39 F/1988.

**) Anschrift des Verfassers: Univ.-Doz. Dr. JOHANN GOLDBRUNNER, ACHIM SCHUBERT, Institut für Geothermie und Hydrogeologie, Joanneum Research, Elisabethstraße 16/II, A-8010 Graz.

1. Der Vulkanismus im Oststeirischen Becken

Das Oststeirische Tertiärbecken beinhaltet neben marinen und limnisch-fluviatilen neogenen Sedimenten auch weit ausgedehnte Vulkanitkörper. Großräumig gesehen erstreckt sich ein Bereich vulkanischer Aktivität vom Bacherengebirge (nördliches Slowenien) über die Oststeiermark und das Burgenland bis in die Kleine Ungarische Tiefebene (Abb. 1). Über der heutigen Landoberfläche ist nur ein Bruchteil dieser Vulkanite aufgeschlossen, der Großteil liegt unter Sedimentbedeckung. Erst geophysikalische Untersuchungen und die Prospektionsbohrungen nach Erdöl und Erdgas zeigten die tatsächliche Ausdehnung der Vulkanite.

Der Vulkanismus des Steirischen Beckens und der Landseer Bucht tritt in zwei zeitlich getrennten Zyklen – im Miozän (Karpät–Baden) und an der Grenze Pliozän/Pleistozän – auf.

Die markantesten Erscheinungsformen des älteren miozänen Vulkanismus sind im Oststeirischen Becken die großen Schildvulkane. Der kaliumbetonte Vulkanismus lieferte vorwiegend Latite (bzw. Trachyandesite und Trachyte), seltener Quarztrachyt. Auch die in größere Entfernung zu den Schildvulkanen auftretenden Bentonitvorkommen werden als Umwandlungsprodukte von miozänen Glastuffen angesehen. Altersdatierungen mit Hilfe der K/Ar-Datierungsmethode ergaben ein Alter des Shoshonits von Weitendorf von 15,5–0,1 bis 16,8–0,9 m.a. (F. STEININGER u. G. BAGDASARJAN, 1977). Das größte obertätige Verbreitungsgebiet der miozänen Vulkanite liegt im Bereich von Gleichenberg, der jedoch nur den obersten Teil eines rund 20 km im Durchmesser messenden Vulkanitkörpers repräsentiert. Zwei weitere, völlig verdeckte Schildvulkane größeren Ausmaßes liegen bei Kalsdorf b. Ilz und im Raum Mitterlablil östlich Leibnitz.

Im Raum Weitendorf – Wundschuh befindet sich ein weiteres, aber mit rund 2x4 km Ausdehnung relativ kleines Vorkommen miozäner Vulkanite.

Der jüngere, plio/pleistozäne Vulkanismus lieferte alkali-basaltische Lavadecken und Tuffe, die schmalen Auf-

stiegsschloten auflagern. Dieser Vulkanismus ist natriumbetont und durch Nephelinbasanite gekennzeichnet. Größere Vorkommen sind die Olivinnephelinite und Nephelinbasanite von Steinbach b. Feldbach, der Hauyn-Nephelinit von Hochstraden/Stradnerkogel und der Nephelinbasanit von Klösch (H.W. FLÜGEL u. H. HERITSCH, 1968).

Die Variationsbreite von Olivinnephelinit und Nephelinbasanit wird durch eine geringe Kristallisationsdifferentiation erklärt. Für den Hauyn-Nephelinit vom Stradnerkogel wird wegen seines abweichenden Chemismus eine Assimilation von Kalken oder Dolomiten mit Zufuhr von Cl und SO₃ vermutet (H.W. FLÜGEL u. F. NEUBAUER, 1984).

Noch erwähnenswerte plio/pleistozäne Vorkommen sind die Basalte der Intrusion vom Stein b. Fürstenfeld und die basaltische Spaltenintrusion von Neuhaus im südlichen Burgenland.

Neben der Lavaförderung zeigte sich eine rege Tuffförderung, die sich in ca. 30–40 isolierten Durchschlagsröhren (pipes) zur Erdoberfläche durchgepaust hat. In diesen Schloten stecken neben basaltischen Tuffen (Lapilli) diverse Sedimente und – bei Durchschlagung von miozänen Vulkaniten – auch mitgerissene Latite aus diesen Einheiten. Es treten hier auch aus größerer Tiefe stammende Grundgebirgsgesteine wie Granite, Aplite, Tonalite und Granatglimmerschiefer auf. An diesen Stücken konnten pyrometamorphe Reaktion erkannt werden.

Wichtiger Hinweis für die Entstehungstiefe ist das Auftreten von ultramafischen Xenolithen bzw. Olivinbomben in den Tuffen und Tuffiten.

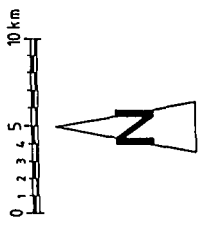
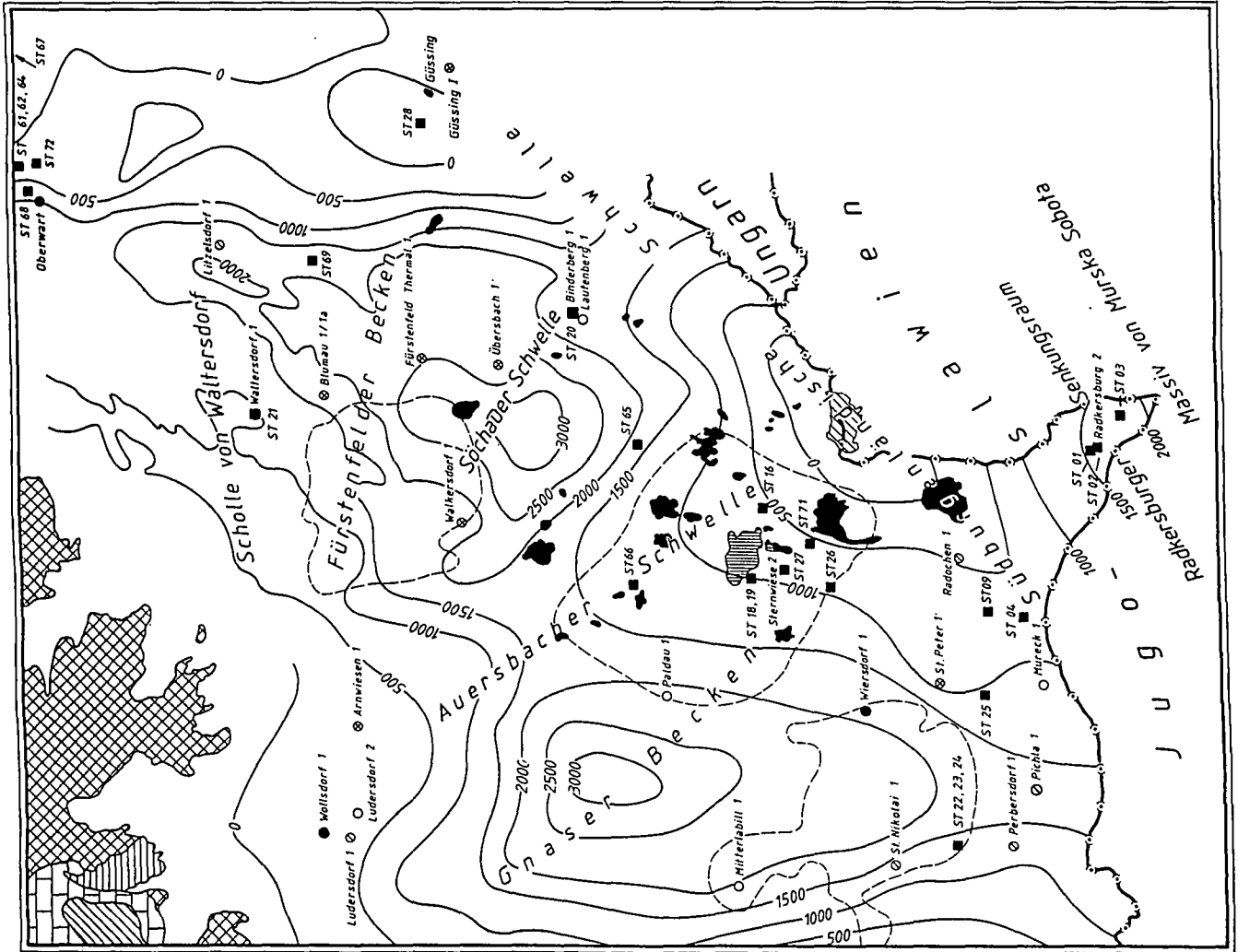
Zu den Vorkommen der Landseer Bucht gehören die im Nordwesten der Stadt Oberpullendorf dem unterostalpinen Kristallin auflagernden Basalte (Olivintholeiite), die in 5 Decken gliederbar sind. Die Basalte werden von Quartär überdeckt und sind in jungtertiäre Sedimente eingeschaltet. Schwermineraluntersuchungen der überlagernden Sedimente grenzen die früheste Entstehung im Bereich der Grenze Sarmat-Pannon ein.

Eine eindeutige Altersdatierung der Vulkanite von Oberpullendorf und Stoob ist bis jetzt noch nicht gelungen. Aufgrund des Gesteinschemismus ist eine Zuordnung zum jüngeren tertiären Vulkanismus plausibel.

Tabelle 1.
Auswahl von Tiefbohrungen im Steirischen Becken, welche miozäne und pliozäne Vulkanite erbohrt haben.

Bohrung	Intervall (m)	Stratigraphie	Lithologie (n. Angabe)
Paldau 1	1.087 - (1.440)	tieferes Baden bis Karpät	Trachyandesit, Einschaltungen von Eruptivbrekzien und Tuffen
Mitterlablil 1	373 - 927 1.011 - 1.091 1.400 - 1.470	tieferes Baden bis Karpät	Quarzlatite mit Lagen von Tuffen diverse dazitische Gesteine
		Karpät	umgewandelte Dazite
St. Nikolai 1	1.565 - 1.620		
Wiersdorf 1	186 - 1.122	Karpät	Vulkanite
Sternwiese 2	730 - 1.792	Karpät	Vulkanite, Tuffe
	108 - 1.042	Karpät - Baden	Trachyt, Andesit, Basalttuff und Basaltbrekzien
Übersbach 1	ca. 1.200	Pliozän	geringmächtige Lagen von Basalt in der Rotalien-Cibicideszone
Walkersdorf 1	1.000 - 1.025 1.046 - 1.156	Unterbaden	Lagen von Tuffen und Tuffsandstein Latite und verwandte Gesteine, z.T. sekundär umgewandelt

Abb. 1.
 Struktur des Beckenuntergrundes und Tiefbohrungen des Oststeirischen Tertiärbeckens mit
 Lage der Probenahmestellen.
 Unter Verwendung von F. RONNER (1980) und J. GOLDBRUNNER (1988).



Legende:

Prätertiäres Grundgebirge, oberflächst anstehend:

- fragiliches Mesozoikum (Raabergfolge)
- phyllitisches Paläozoikum
- karbonatisches Paläozoikum
- Kristallin

Prätertiäres Grundgebirge, erbohrt:

- phyllitisches Paläozoikum
- karbonatisches Paläozoikum
- Mesozoikum
- Kristallin
- phyllitisches Paläozoikum und Kristallin
- karbonatisches Paläozoikum und Kristallin
- Grundgebirge nicht erbohrt

- Aufschlüsse pliozäner Vulkanite
- Aufschlüsse miozäner Vulkanite
- Umrisse begabener miozäner Vulkanite, durch Geophysik und Bohrungen nachgewiesen
- Isohypse des prätertiären Grundgebirges in m unter NN
- Probenahmestellen

Die Genese der miozänen und plio/pleistozänen Vulkanite wird mit der im Miozän südwärts gerichteten Subduktion der Europäischen Platte unter das Pannonische Fragment erklärt, welcher durch Aufstieg von aufgeschmolzenem Material einen kalkalkalinen Vulkanismusbogen erzeugt. Im späten Sarmat, etwa vor 16,5 m.a. setzen Extensionsbewegungen, kombiniert mit Blattverschiebungen im Pannonischen Becken ein (SALTERS, V.J.M., HART S.R. & G. PANTO, 1988). Die subduzierte Platte bestand sowohl aus ozeanischem, wie auch kontinentalem Krustenmaterial. Im Zusammenhang mit dem Überschiebungsgürtel kam es zu den Extensionsbewegungen.

Die aktive Extension im Pannonischen Becken endet im späten Miozän; ab da setzt mit dem Pannon eine starke Subsidenz ein. Mit etwa 10,5 m.a. (spätes Miozän) entsteht ein neuer Typ von Vulkanismus, der alkalisch-basaltische Schmelzen aus dem Mantelbereich liefert.

Nach G. WALACH u. F. WEBER (1987) steigen die steirischen pliozänen Vulkanschote bevorzugt aus den Flanken der Basementdepression auf. Diese Bereiche werden durch N-S-streichende Abschiebungen strukturiert, die im Zusammenhang mit dem Krustenstreß stehen könnten, der durch die Einsenkung des Pannonischen Beckens wirksam wurde.

Angaben über die petro-physikalischen Eigenschaften der jungtertiären Vulkanite des Steirischen Becken stammen in erster Linie von den durch die Erdölfirmer RAG und ÖMV AG durchgeführten Explorationsbohrungen (Tab. 1). Ein Großteil der Bohrungen wurde aufgrund von gravimetrischen und reflexionsseismischen Untersuchungen so angesetzt, daß sie die unter der Sedimentbedeckung liegenden Stratovulkane in ihren Randbereichen, möglichst in Verzahnung mit den jungtertiären Sedimenten erschlossen.

Geophysikalische Bohrlochmessungen und die Kernbefunde ließen erkennen, daß in den miozänen Vulkanitserien nur geringe Porositäten und Permeabilitäten auf-

treten. Aufgrund dieser negativen Befunde wurden auch keine Produktionstests durchgeführt.

Bemerkenswert ist in diesem Zusammenhang die Bemerkung von K. KOLLMANN (1965), daß bei Durchfahren der Vulkanitserien in den Bohrungen Paldau 1 und Mitterlabil 1 keine nennenswerten CO₂-Ausschläge am Gasspürgerät der Spülungsüberwachung registriert wurden. Dies bestätigt einerseits eine nur geringfügige Permeabilität der Vulkanite und legt andererseits nahe, daß das Auftreten von CO₂-Gas eher mit dem pliozänen, basaltischen Vulkanismus in Zusammenhang steht.

2. Geochemische Untersuchungen

2.1. Hydrochemie

2.1.1. Allgemeines

Zur Erfassung des Einflusses des Vulkanismus auf die chemische Zusammensetzung der Tiefengrundwässer wurden hydrochemische Feld- und Laboruntersuchungen durchgeführt. Angaben zu den in den Jahren 1986 und 1988 beprobten Brunnen und Bohrungen können Tab. 2 entnommen werden, ihre Lage geht aus Fig. 1 hervor.

Während im Jahre 1986 vor allem Tiefengrundwasseraufschlüsse in enger regionaler Beziehung zu dem Über- und Untertagevorkommen des jungtertiären Vulkanismus bearbeitet wurden, lag das Augenmerk im Jahre 1988 auf kohlenstoffreichen Wässern, bei denen ein unmittelbarer örtlicher Zusammenhang mit jungtertiären Vulkaniten nicht erkennbar war (Bad Tatzmannsdorf, Piringsdorf). Zu Vergleichszwecken wurden auch Tiefengrundwässer ohne sichtbare CO₂-Beeinflussung (Unterschützen, Stegersbach, Altenmarkt, Feldbach, Fehring) in die Untersuchungen einbezogen.

Tabelle 2.
Grunddaten der beprobten Brunnen und Bohrungen (1986 und 1988).

NR.	Bezeichnung	Tiefe (m)	Aquifer	Entnahmedatum	Wassertypus
ST 01	Radkersburg, seicht	206	Sarmat	860904	Mg-Ca-HCO3
ST 02	Radkersburg 2	1.853	karbonat. Trias	860911	Na-HCO3
ST 03	Sicheldorf	40	Sarmat	860904	Na-HCO3
ST 04	Peterquelle, Br. II	102	Sarmat	860910	Na-Ca-HCO3
ST 09	Oberspitz	-	Sarmat	860905	Na-HCO3
ST 13	Johannisbrunnen	8	Sarmat	860905	Na-HCO3
ST 16	Grössing Mühle	-	Sarmat	860910	Ca-HCO3
ST 18	Konstantin Quelle	4	Trachyandesit	860911	Na-HCO3-C1
ST 19	Emma Quelle	4,5	Trachyandesit	860903	Na-HCO3-C1
ST 20	Loipersdorf 1	1.100	Sarmat	860909	Na-C1-HCO3
ST 21	Waltersdorf	1.094	karbonat. Paläoz.	860908	Na-HCO3-C1
ST 22	Styrian Quelle	150	Sarmat	860901	Na-HCO3
ST 23	Silver Quelle	201	Sarmat	860901	Na-HCO3-C1
ST 24	Christophorus Quelle	162	Sarmat	860902	Na-HCO3
ST 25	Rosenbergquelle	105	Sarmat	860902	Ca-HCO3-C1
ST 26	Dirnbach	120	Sarmat	860908	Na-HCO3
ST 27	Sternwiese - Bohrung	-	Trachyandesit	860903	Na-HCO3-C1
ST 28	Güssing 8	100	Sarmat	860909	Na-HCO3-C1
ST 61	Bad Tatzmannsdorf, Marienquelle	100	Sarmat, Grundgebirge	880706	Na-Ca-HCO3
ST 62	Bad Tatzmannsdorf, Therme 72	222	Sarmat	880706	Ca-HCO3
ST 64	Bad Tatzmannsdorf, B 4	205	Sarmat	880708	Ca-Na-HCO3-C1
ST 65	Fehring, Wasserversorgung	100	Sarmat	880711	Ca-HCO3
ST 66	Feldbach, Gniebing	74	Sarmat	880711	Ca-Mg-HCO3
ST 67	Piringsdorf 1	86	Tertiär, unterostalp. Grundg.	880712	Na-Ca-HCO3
ST 68	Unterschützen, Haus Nr. 64	280	Sarmat	880712	Na-HCO3
ST 69	Stegersbach, Bauhof	ca.100	Pannon	880713	Ca-Na-HCO3
ST 70	Altenmarkt, Brunnen vor FF	-	Pannon	880713	Ca-Mg-HCO3
ST 71	Klapping	-	Sarmat	880714	Na-HCO3
ST 72	Bad Tatzmannsdorf Thermal 1	896	Baden, Sandschalerzone	880715	Na-HCO3-C1

Tabelle 3. Ergebnisse der hydrochemischen Feld und Laboruntersuchungen und der Analysen der Isotope ¹⁸O, Deuterium und ¹³C.

NR.	DATUM	T °C	pH	Eh mV	O ₂ mg/l	fr. CO ₂ mg/l	LF µS.ccm-1	Na+ mg/l	K+ mg/l	Mg+2 mg/l	Ca+2 mg/l	Fe+2 mg/l	NH4+ mg/l	Li+ mg/l	5r+ mg/l	Hm+2 mg/l	HCO ₃ - mg/l	Cl- mg/l	Br- mg/l	F- mg/l	SO ₄ -2 mg/l	NO ₃ - mg/l	IONEN-SUMME	STOZ mg/l	HS mg/l	d18-O	d2-H	13-C	
ST 01	860904	19.10	6.31	+155	0.0	>550	2410	116	8.0	196	300	3.0	1.20	---	---	---	2136	22	---	---	0	<0.50	2783	63	0.01	-12.0	-82	-1.1	
ST 02	860911	70.10	7.18	-151	0.0	---	8780	2250	180	46.0	66	<0.25	2.10	---	---	---	5554	272	---	---	354	<0.50	8725	49	0.64	-11.6	-76	+2.5	
ST 03	860904	12.10	6.30	+189	0.0	>660	5190	1169	123	82.0	176	3.0	9.50	---	---	---	3418	481	---	---	---	<0.50	5461	54	0.00	-10.5	-79	+3.6	
ST 04	860910	13.20	6.32	+167	0.0	1980	3370	610	13	43.0	189	2.1	3.30	---	---	---	2258	260	---	---	---	<0.50	3379	32	0.0	-10.5	-72	+1.8	
ST 09	860905	13.50	8.24	+70	0.0	0	2410	674	3.0	4.0	3	0.3	2.80	---	---	---	1648	74	---	---	---	<0.50	2409	14	0.16	-11.5	-78	-4.5	
ST 13	860905	12.60	6.40	+151	0.0	1936	4510	1060	40	106	181	5.1	5.10	---	---	---	3479	288	---	---	---	<0.50	5165	25	0.02	-11.0	-77	---	
ST 16	860910	14.20	6.17	+136	0.1	2145	1957	83.0	10.0	56.0	440	3.6	---	---	---	---	1587	18	---	---	33	<0.50	2231	48	0.02	-12.0	-81	+3.1	
ST 19	860911	---	---	---	---	1782	---	1594	42	99.0	109	---	3.30	---	---	---	---	3479	917	---	---	59	<0.50	6302	63	---	-11.0	-76	+2.4
ST 20	860909	16.90	7.11	-62	0.2	220	3360	760	42	49.0	70	1.3	1.30	---	---	---	1648	372	---	---	76	<0.50	3001	59	0.0	-10.5	-72	-2.9	
ST 21	860908	56.20	8.10	-71	0.0	0	1760	2390	57	3.0	12	<0.25	8.40	---	---	---	3235	1836	---	---	0	0.00	7642	32	0.06	-9.0	-64	-1.5	
ST 22	860901	16.50	6.86	+270	0.0	189	1188	268	8.0	2.0	9	<0.25	1.10	---	---	---	793	181	---	---	---	<0.50	1403	35	0.20	-10.6	-74	-5.0	
ST 23	860901	19.40	6.48	+210	0.0	>660	7560	1820	16	7.0	291	<0.25	1.10	---	---	---	763	35	---	---	---	0.00	1381	30	0.0	-12.4	-86	-2.6	
ST 24	860902	17.30	6.87	+157	0.0	174	979	209	57	57.0	63	1.1	---	---	---	---	3888	1003	---	---	---	<0.50	905	75	0.02	-10.8	-73	-2.3	
ST 25	860902	14.60	6.26	+255	0.0	422	652	50.0	15	6.0	31	<0.25	---	---	---	---	629	13	---	---	---	<0.50	592	26	0.0	-12.3	-86	-3.1	
ST 26	860908	18.70	7.40	+101	0.0	358	3440	881	26	35.0	39	0.4	0.70	---	---	---	2197	258	---	---	---	0.00	582	28	0.0	-10.1	-69	-4.3	
ST 27	860903	18.90	6.49	+233	0.0	>660	7080	1674	38	127	148	1.2	3.10	---	---	---	3967	961	---	---	---	0.00	3441	21	0.02	-10.6	-75	---	
ST 28	860909	13.90	6.38	+117	0.0	2640	5320	1175	51	73.0	286	5.8	7.90	---	---	---	3235	825	---	---	23	<1.10	5683	56	0.20	-11.3	-77	-1.7	
ST 29	860906	16.20	6.26	+173	0.0	537	3470	523	26	87.2	497	2.1	0.52	---	---	---	2043	199	---	---	283	---	3455	50	0.20	-10.4	-72	+1.7	
ST 64	880708	16.30	6.13	+239	0.0	---	1970	14.8	2.1	32.7	497	3.3	1.24	0.908	2.17	0.800	773	2.35	1.09	1.54	0	---	2413	59	---	-9.5	-70	+11.1	
ST 65	880711	15.80	7.55	+49	0.0	29	399	12.3	9.2	93.0	258	4.4	2.57	0.336	0.81	0.200	1379	235	<0.10	0.64	0	---	2413	59	---	-9.1	-68	-6.6	
ST 66	880711	14.80	7.36	+99	0.0	33	538	6.9	1.8	19.3	53	<0.2	0.28	<0.100	0.62	0.044	287	0.56	<0.10	0.10	0	---	378	20	0.25	-9.9	-71	-10.2	
ST 67	880712	13.00	6.25	+9	0.0	1650	3070	476	21	25.7	76	0.3	0.34	<0.100	0.62	0.059	359	0.59	<0.10	0.10	13	---	483	27	0.25	-9.4	-68	-4.8	
ST 68	880712	25.70	7.75	-14	0.0	22	442	87.5	2.8	64.3	298	6.0	1.14	<0.100	0.46	0.570	2265	168	0.79	1.17	15	---	3322	27	0.25	-10.4	-75	-7.8	
ST 69	880713	13.00	7.44	+7	0.0	22	463	8.0	1.4	25.5	71	0.3	2.89	<0.100	0.40	-0.025	291	8.27	<0.10	0.10	11	---	470	27	0.0	-10.0	-73	-7.9	
ST 70	880713	12.50	7.48	+112	0.0	20	437	17.0	1.6	14.6	70	0.25	0.64	<0.100	0.28	0.070	355	0.89	<0.10	0.10	7	---	467	32	0.0	-8.9	-70	-8.4	
ST 71	880714	16.60	7.53	-22	0.0	31	573	127	5.2	13.2	31	<0.2	1.69	<0.100	0.73	0.043	489	7.45	<0.10	0.10	8	---	681	19	0.06	-11.3	-84	-7.9	
ST 72	880715	36.60	7.93	-139	0.0	---	3700	743	9.5	24.5	12	<0.2	6.26	0.372	0.74	0.036	1307	342	1.33	1.00	225	---	2672	65	0.25	-10.3	-77	-8.9	

Die Ergebnisse der chemischen Feld- und Laboruntersuchungen sind in Tab. 3 ersichtlich.

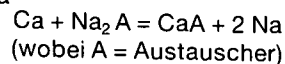
Für eine erste Interpretation der Analysendaten wurde untersucht, ob die Wässer aus einer Verdünnung von marinen Formationswässern und meteorischen Wässern hervorgegangen sind. Abb. 2 zeigt die Korrelation zwischen den Ionen Chlorid und Natrium in Beziehung zur Meerwasserverdünnungslinie. Alle untersuchten Wässer liegen deutlich unter dieser Linie im Bereich eines Cl/Na-Molverhältnisses von 0,33 bei guter Korrelation.

Bei einer Betrachtung der Gesamtmineralisierung der Wässer zeigt sich, daß alle mit CO₂ in Verbindung stehenden Wässer durch Lösungsinhalte über 1 g/l gekennzeichnet sind.

In Tiefengrundwässern mit erhöhten CO₂-Gehalten sind aufgrund der niedrigen pH-Werte hohe Lösungsraten möglich. Diese intensive Lösung betrifft primär karbonatische Gesteine, was zu einer Erhöhung der Ionen Calcium, Magnesium und Bicarbonat führt. Ein Großteil der untersuchten Tiefengrundwassersysteme ist jedoch durch Auftreten von Silikatmineralien gekennzeichnet, da ein Großteil der Aquifere aus Sandsteinen mit unterschiedlicher feinklastischer Beimengung bestehen. In saurem Milieu unterliegen auch Silikatminerale einer verstärkten Lösung. So sind die erhöhten Natriumgehalte durch die Zersetzung von natriumreichen Feldspäten, welche vor allem in den Vulkaniten der pliozänen, basischen Eruptionsphase vorkommen, zu erklären.

Die stark erhöhten Kaliumgehalte (in der Tiefbohrung Radkersburg 2 (ST02) und der Mineralwasserbohrung Sieldorf weisen auf den Einfluß des miozänen, kaliumbetonten Vulkanismus hin. Abb. 3 zeigt eine Gegenüberstellung der Alkalien Natrium und Kalium. Aus dieser geht hervor, daß – sieht man von den Wässern ST02 und ST03 ab – die Bandbreite der K-Gehalte zwischen 0,2 und 1,5 mmol/l liegt. Dies ist auf die geringe geochemische Beweglichkeit des Kaliums zurückzuführen. Die erhöhten Kaliumgehalte bei ST02 und ST03 sind daher als Ergebnis einer intensiven Lösung von Kalifeldspäten unter Einfluß einer CO₂-Phase anzusehen. Unter besonderen Bedingungen können bei der Feldspatlösung unter erhöhten CO₂-Partialdrücken sogar kaliumdominierte Wässer entstehen (Kaliwässer des Neusiedlerseegebietes, H. SCHMID, 1968).

Neben der Lösung von Feldspäten stellen Kationen-Austauschprozesse eine weitere bedeutende Quelle für die erhöhten Natriumgehalte dar. Die marinem bzw. brackischem Milieu entstammenden, primären und sekundären Tonminerale weisen aufgrund des geochemischen Environments eine Natriumbelegung auf. Die hydrochemische Evolution von Tiefengrundwässern in solchen Sedimenten ist durch den Austausch von Calciumionen der fluiden Phase gegen Natriumionen des Austauscher nach dem Schema



charakterisiert. Zu beachten ist, daß 2 Mol Na gegen 1 Mol Ca ausgetauscht werden.

Der vorliegende Austauschmechanismus führt zu einer Entwicklung von (jungen) Calcium-Magnesium-Bicarbonat-Wässern zu (älteren) Natrium-

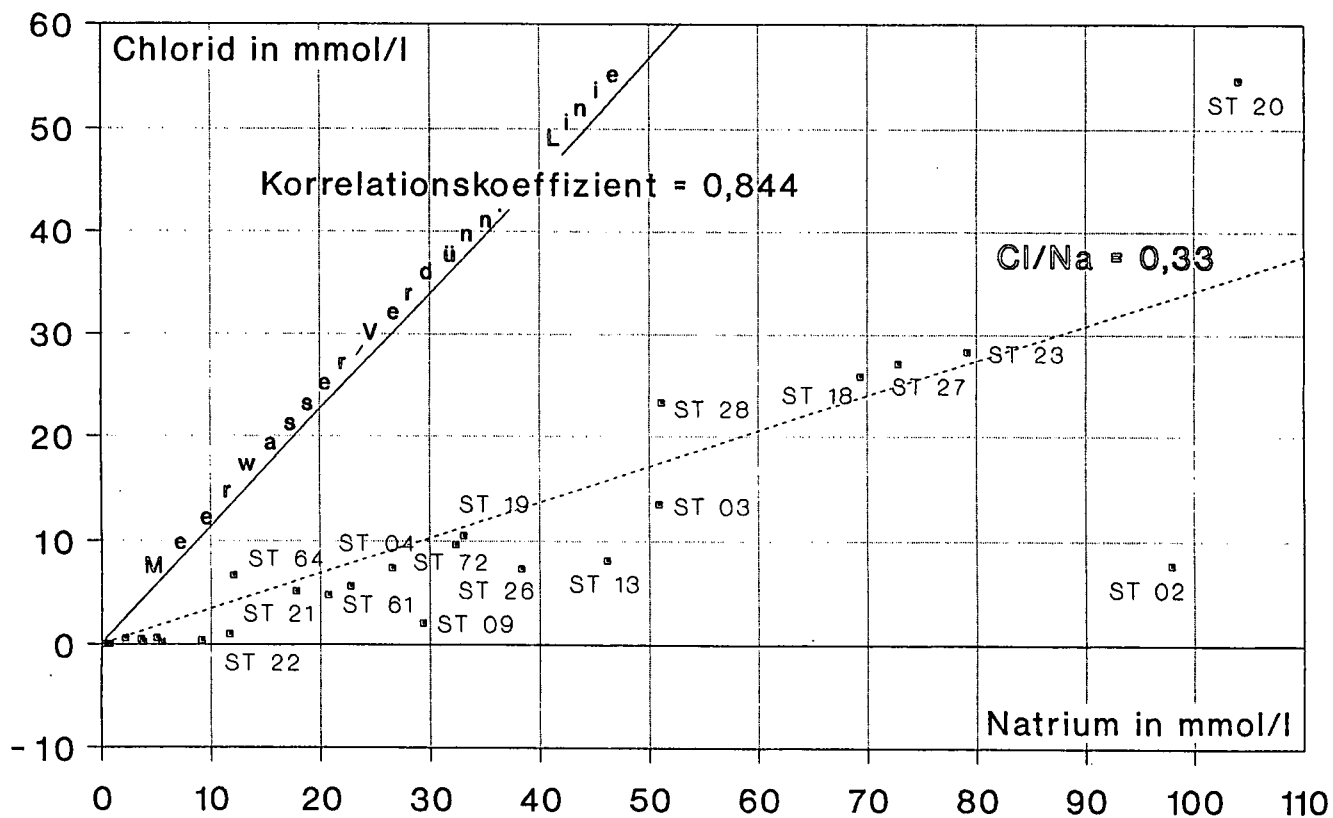


Abb. 2.
Korrelation Natrium – Chlorid.

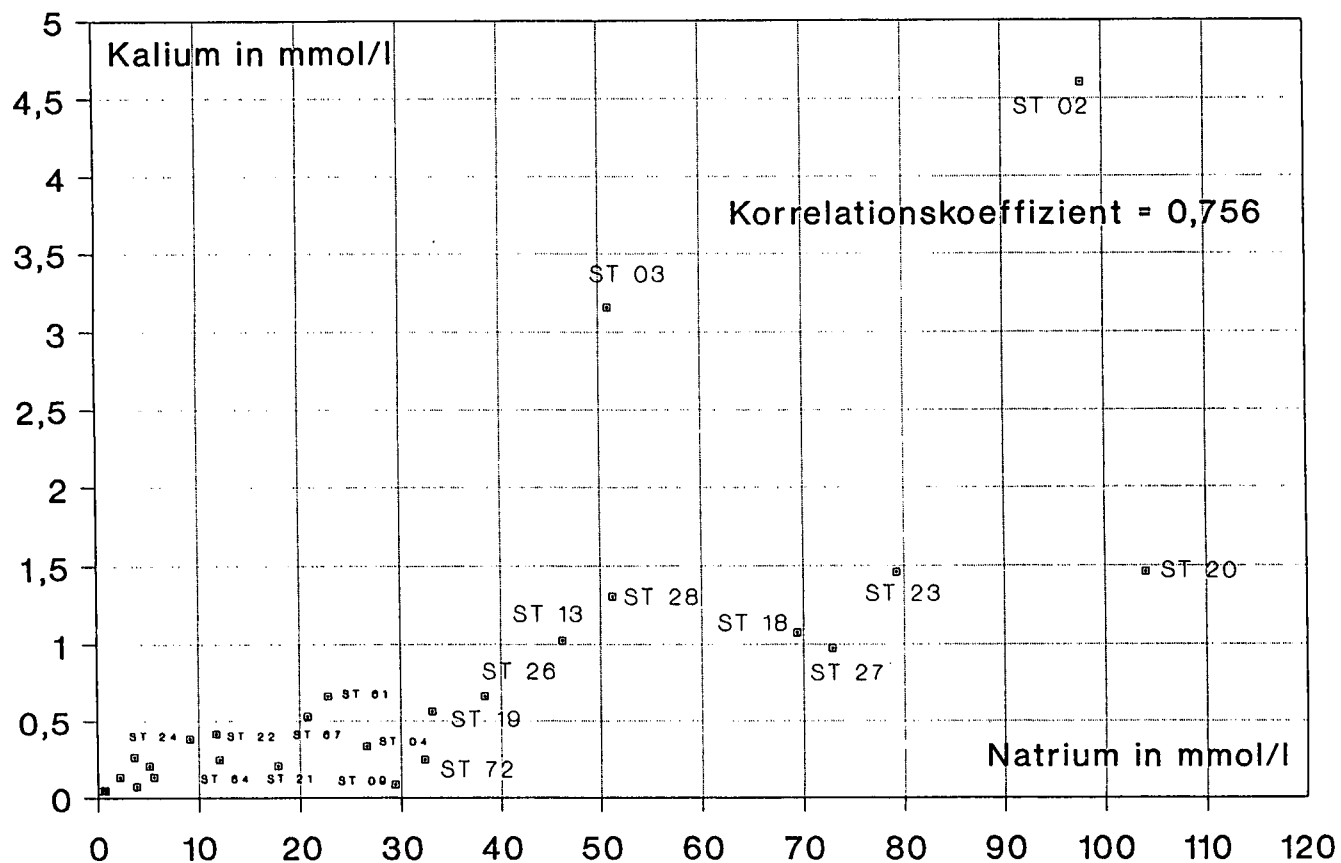


Abb. 3.
Korrelation Natrium – Kalium.

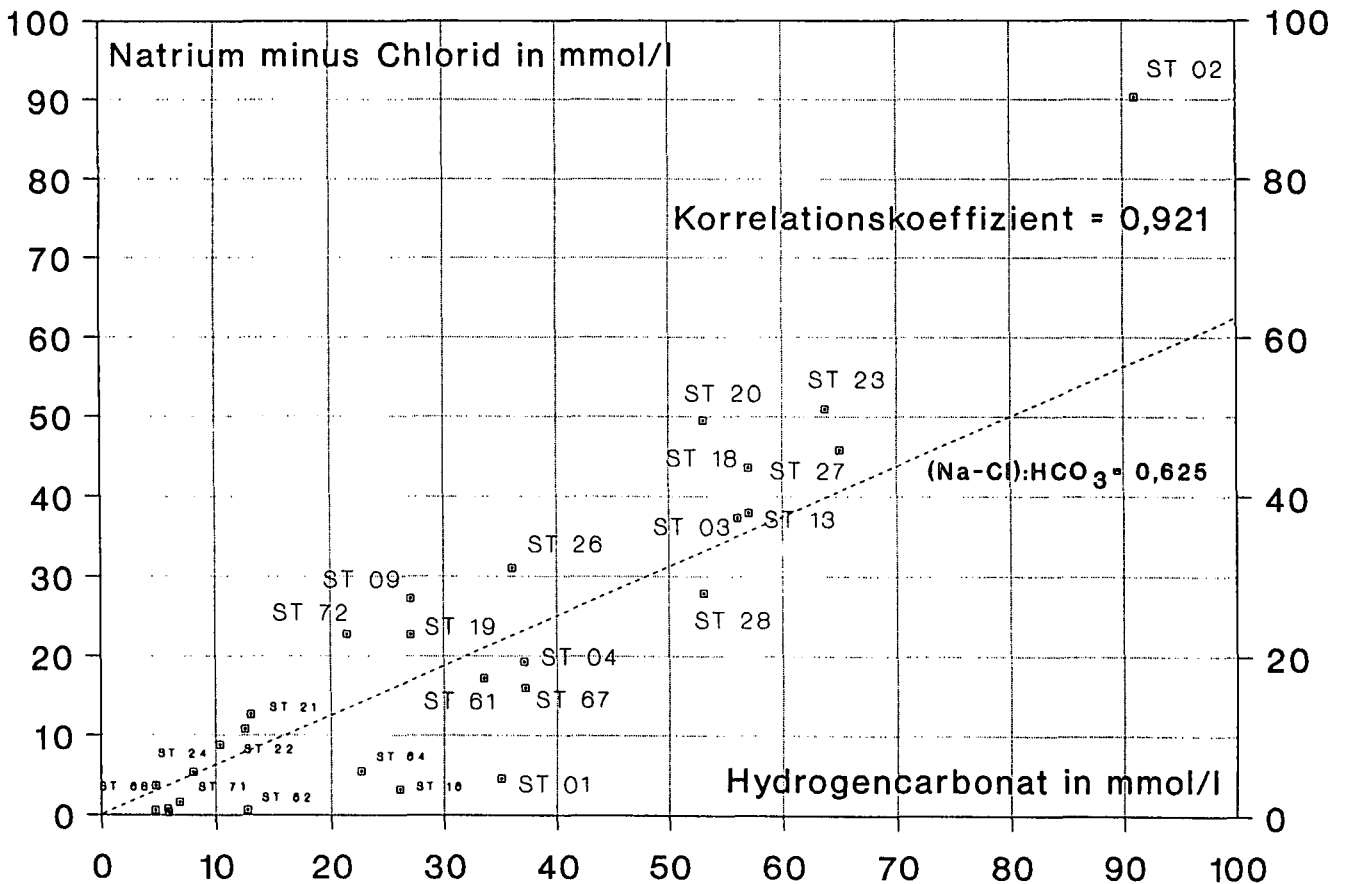
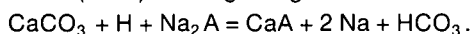


Abb. 4.
Korrelation Hydrogencarbonat gegen Natrium minus Chlorid.

Bicarbonat-Carbonat)-Wässern. Das Verschwinden des Calcium-Ions aus der Lösung führt jedoch auch zu einer Störung des Kalk-Kohlensäuregleichgewichts, da Natrium-Bicarbonat keine zugehörige Kohlensäure benötigt, um in Lösung zu bleiben. Daher tritt überschüssige Kohlensäure auf, die wiederum lösend wirken kann. Gehen Calciumionen in Lösung, unterliegen sie wiederum Austauschprozessen. Der Vorgang kann solange wirken, bis sich ein Gleichgewicht zwischen fester und flüssiger Phase eingestellt hat.

Die Austausch-Lösungsprozesse, die zur Entstehung von höher mineralisierten Natrium-Bicarbonat-Wässern mit erhöhten pH-Werten führen, können nach D.C. THORSTENSON et al. (1979) wie folgt dargestellt werden:



Die Bindung von H-Ionen durch das Bicarbonat-Ion führt zu erhöhten pH-Werten. In Abwesenheit einer CO₂-Fazies führt dies zur Einstellung von alkalischen pH-Werten von über 8 (z.B. Tiefbohrung Waltersdorf 1).

Im Einflußbereich der post-vulkanischen CO₂-Fazies wird die pH-Wert-Erhöhung durch Zufuhr von CO₂ kompensiert. Hier sind durch den erhöhten CO₂-Partialdruck erhöhte Lösungsraten möglich.

In Abb. 4 wurden die HCO₃⁻ und die Natrium-Konzentration korreliert, wobei der Natriumgehalt um den Chloridgehalt korrigiert wurde, um den möglichen Einfluß von marinen Formationswässern auszuschalten. Die geplotteten Natriumgehalte sind somit für die Lösung silikatischer Gesteine bzw. den Kationenaustausch repräsentativ.

Die untersuchten Wässer zeigen einen relativ einheitlichen Entwicklungsstand, der durch ein (durchschnittliches) Na/HCO₃-Verhältnis von 0,625 gekennzeichnet ist.

Als Ursache für die Variationen der HCO₃⁻/Na-Verhältnisse sind Unterschiede in der Petrographie der Aquifergesteine und der Belegung der Ionenaustauscher anzunehmen.

2.1.2. Untersuchung des Einflusses des CO₂ auf die hydrochemische Zusammensetzung

Geht man von der Voraussetzung aus, daß das CO₂-Gas im Steirischen Becken vulkanischer Herkunft ist, so ist mit einem Aufstieg des Gases aus Tiefen von mehreren Kilometern zu rechnen. In den tieferen Krustenabschnitten sind vor allem die Druck- und Temperaturbedingungen für den Aggregatzustand des CO₂ von Bedeutung, während in den oberflächennahen Bereichen die Wechselwirkung zwischen CO₂ und dem Grundwasser entscheidend ist. Aufgrund der Analyse der stabilen Isotope Deuterium und ¹⁸O kann man annehmen, daß sich meteorische Wässer mit unterschiedlichen Zirkulationstiefen mit dem aus größerer Tiefe aussteigenden CO₂ mischen.

Das beim Aufstieg freigesetzte CO₂-Gas tritt in den Bohrungen als Begleitgas auf. Unter natürlichen Bedingungen kann das CO₂-Gas auch aus dem tiefen Grundwasserbereich in die Bodenluft übertreten und in Form von CO₂-Exhalationen (z.B. Brodelsulz bei Gleichenberg) auftreten, bzw. bei Vorhandensein eines seichtliegenden Aquifers zur Versauerung des seichtliegenden Grundwassers führen.

Mit Hilfe eines Carbonatsättigungsprogrammes (A. BATH, 1980) wurde jener CO₂-Gleichgewichtspartialdruck berechnet, mit dem die untersuchten Wässer bei den Probenahmebedingungen am Sondenkopf im Gleichgewicht standen. Er wird als der dekadische CO₂-Logarithmus des CO₂-Partialdruckes (in bar) ausgedrückt, wobei

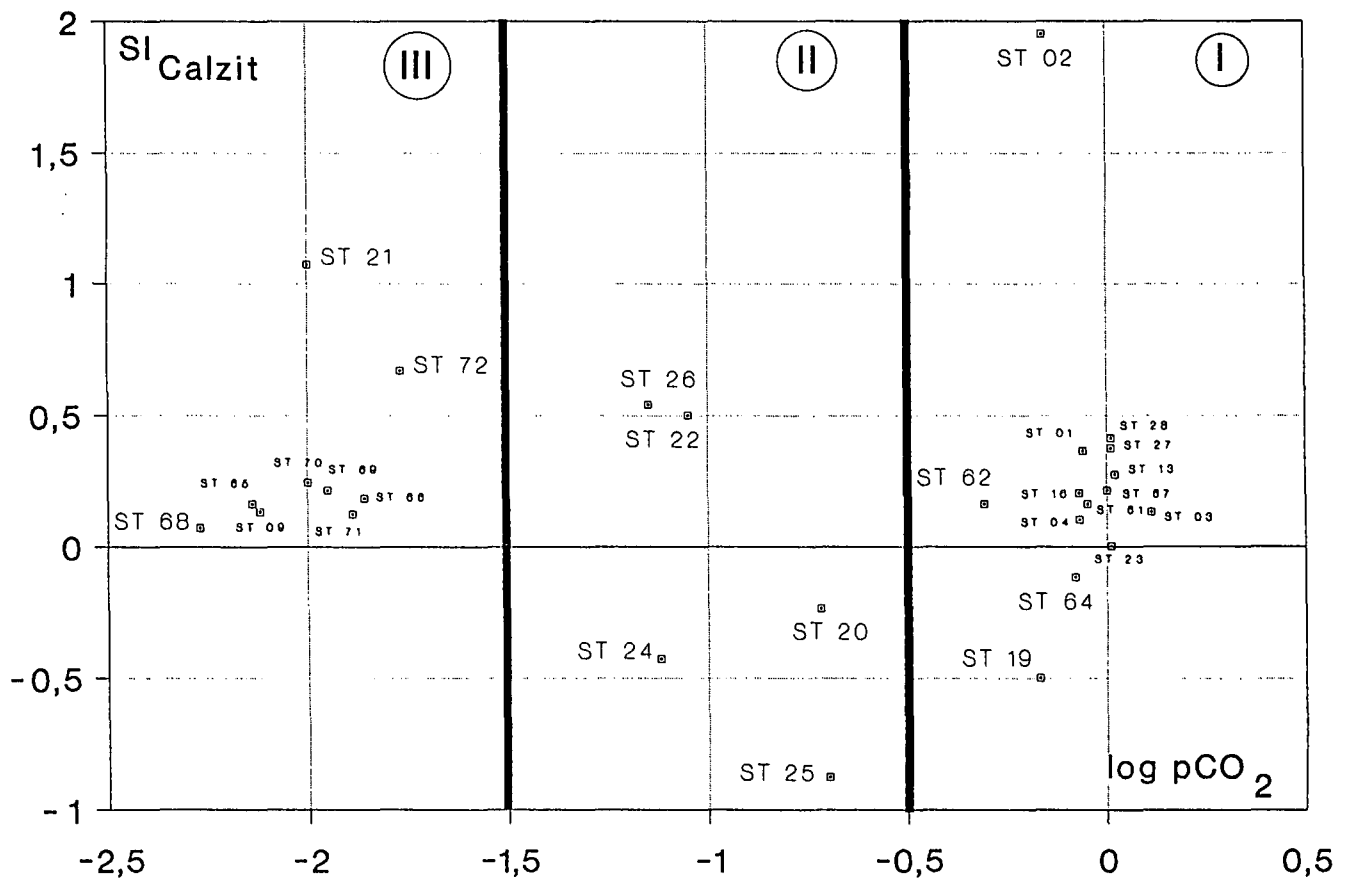


Abb. 5.
Verhältnis $p\text{CO}_2 - \text{Si}_{\text{Calzit}}$.

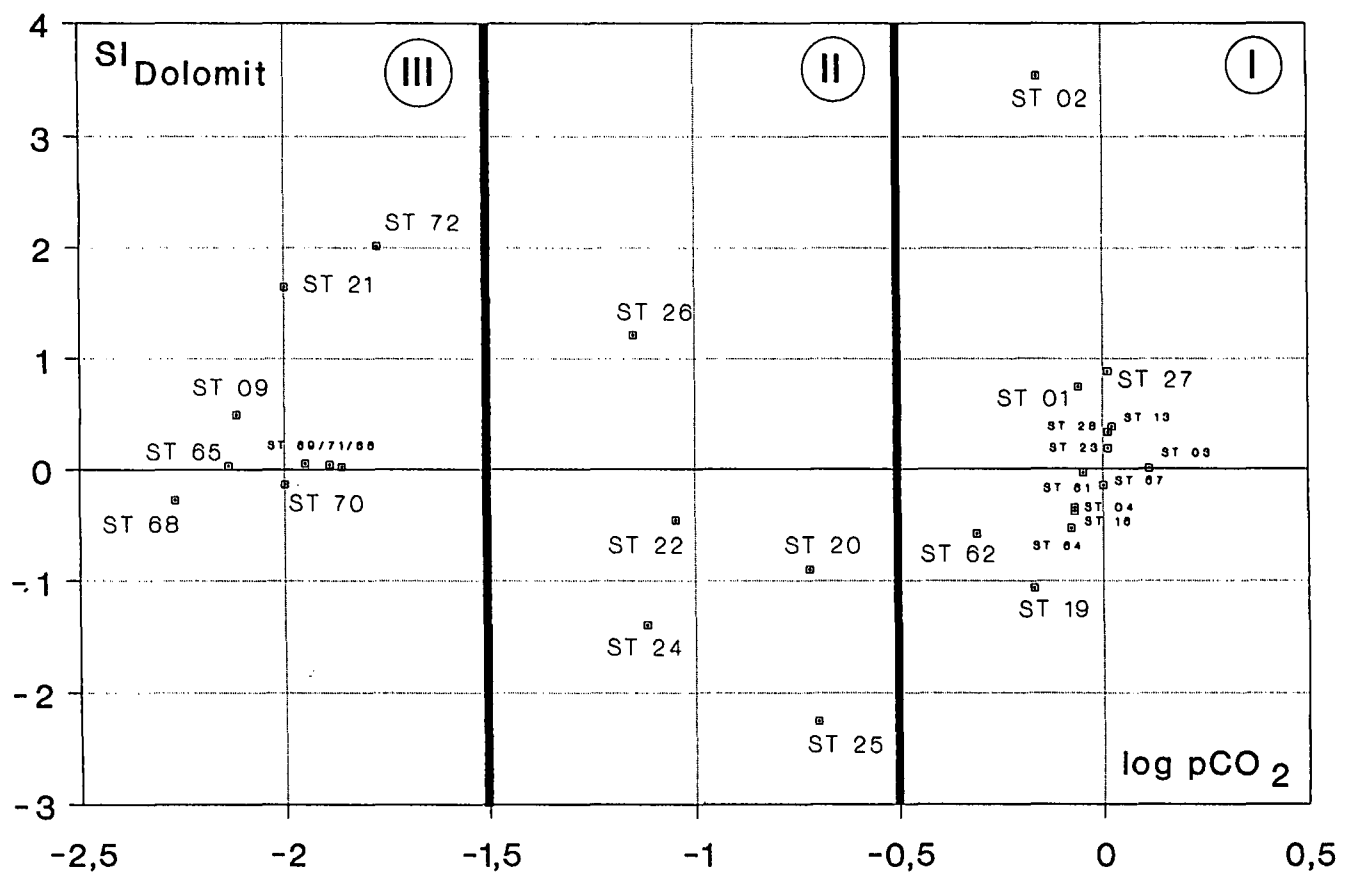


Abb. 6.
Verhältnis $p\text{CO}_2 - \text{Si}_{\text{Dolomit}}$.

der Logwert des Partialdruckes des CO₂ in der Luft -3,5 beträgt.

Aufgrund der CO₂-Partialdrücke wurden die untersuchten Tiefengrundwässer in 3 Gruppen eingeteilt (vgl. Abb. 5 und 6):

I: Wässer mit $10^{-0,5} < pCO_2 < 10^{0,5}$

Zu dieser Gruppe gehören Wässer, die eindeutig durch die postvulkanische CO₂-Fazies beeinflusst werden. Genetisch lassen sich diese Wässer als Tiefengrundwässer deuten, denen sich aus größerer Tiefe aufsteigende, höher mineralisierte Wässer mit erhöhten CO₂-Partialdrücken zugemischt haben, bzw. als seichter liegende Grundwässer, die mit aufsteigendem CO₂-Gas reagieren. Zu diesem zweiten Typus dürften die Wässer von Sieldorf (ST03), die Marienquelle Tatzmannsdorf (ST61) und Piringsdorf (ST67) gehören.

Die Gruppe I umfaßt insgesamt folgende Wässer:

- ST01 Radkersburg seicht (Long Life)
- ST02 Radkersburg 2 (Tiefbohrung)
- ST03 Sieldorf
- ST04 Peterquelle
- ST13 Johannisbrunnen (Hof b. Gleichenberg)
- ST16 Grössingmühle
- ST19 Emmaquelle
- ST23 Silberquelle
- ST27 Sternwiesebohrung Bad Gleichenberg
- ST28 Bohrung 8 Güssing
- ST61 Bad Tatzmannsdorf – Marienquelle
- ST62 Bad Tatzmannsdorf – Therme 72
- ST67 Piringsdorf 1

Analysiert man die Position dieser Wässer, so liegt ein Großteil von Ihnen im Einflußbereich des miozänen Vulkanitkörpers von Gleichenberg, der ein unterirdisches Verbreitungsgebiet von 25 km² aufweist, bzw. im Nahbereich pliozäner Basalte (Radkersburg, Güssing). Eine Besonderheit stellen jedoch die CO₂-beeinflussten Wässer von Bad Tatzmannsdorf dar, in deren Nähe keine ober- oder unterirdischen Vorkommen von Vulkaniten bekannt sind. Die Zumischung des CO₂-Gases dürfte hier entlang von tiefreichenden Störungen erfolgen, in dessen Zusammenhang auch das Auftreten des Mineralsäuerlings von Piringsdorf zu sehen ist. Der erhöhte CO₂-Partialdruck und die großen CO₂-Gasspenden der Wässer von Tatzmannsdorf und Piringsdorf und das Auftreten von für postvulkanische Einflüsse typischer Inhaltsstoffe (z.B. Borsäure H₃BO₃) legen nahe, daß mit Aufstiegswegen von mehreren Kilometern zu rechnen ist.

II: Wässer mit $10^{-1,5} < pCO_2 < 10^{-0,5}$

Diese Wässer bilden eine Übergangsguppe, welche noch den Einfluß der vulkanischen Fazies erkennen lassen, jedoch gegenüber Gruppe I in abgeschwächter Form. Zu den Wässern dieser Gruppe gehören:

- ST20 Loipersdorf 1 (Binderberg 1)
- ST22 Styrianquelle Sulzegg
- ST24 Christophorusquelle Sulzegg
- ST25 Rosenbergquelle
- ST26 Dirnbach, artesischer Brunnen

III: Wässer mit $pCO_2 < 10^{-1,5}$

Die Wässer dieser Gruppe lassen keinen Einfluß der postvulkanischen CO₂-Fazies erkennen. Ihr CO₂-Gehalt entstammt der Bodenluft bzw. ist das Ergebnis der Umsetzung organischer Materialien im Aquifer.

Daß die Zersetzung organischen Materials im Aquifer eine große Rolle spielt, beweist eine Bestimmung des Ge-

haltes von ¹³C am CO₂-Gas der Bohrung Waltersdorf 1. Sie ergab einen δ¹³C-Wert von -10,8 ‰. Der δ¹³C-Wert des Thermalwassers von Waltersdorf beträgt -5 ‰.

Zu den Wässern der nicht vulkanischen Gruppe III gehören:

- ST09 Oberspitz
- ST21 Waltersdorf 1
- ST65 Fehring Wasserversorgung
- ST66 Feldbach (Gniebing)
- ST68 Unterschützen
- ST69 Stegersbach – Bauhof
- ST70 Altenmarkt Brunnen vor Freiw. Feuerwehr
- ST71 Klapping
- ST72 Bad Tatzmannsdorf Thermal 1

Zur Ermittlung des Sättigungszustandes der untersuchten Wässer hinsichtlich der Karbonatminerale Kalzit und Dolomit und hinsichtlich Gips wurden thermodynamische Berechnungen durchgeführt. Als Ergebnis erhält man die Sättigungsindizes (ausgedrückt als Log Ionenaktivitätsprodukt/Gleichgewichtsprodukt) für Kalzit, Dolomit und Gips und den Partialdruck der Kohlensäure, mit dem das Wasser bei seiner Erschließung im Gleichgewicht stand. Der Sättigungsindex erlaubt es, den Sättigungszustand eines Wassers gegenüber bestimmten Mineralien zu beurteilen.

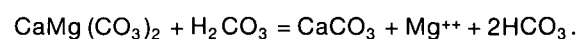
Folgende drei Zustände sind möglich:

Log Ionenaktivitätsprodukt/ Gleichgewichtsprodukt	Sättigungszustand
< 0	untersättigt, Mineral kann gelöst werden
0	gesättigt, Gleichgewichtszustand
> 0	übersättigt, Tendenz zu Ausfällungen

Ein Großteil der Wässer ist in Bezug auf Kalzit im Gleichgewicht bzw. leicht übersättigt und zwar ist dieser Trend unabhängig vom CO₂-Partialdruck: so haben sowohl die nicht vulkanisch beeinflussten als auch eindeutig vulkanisch beeinflussten Wässer Sättigung gegenüber Kalzit erreicht.

Deutliche Untersättigung (fast 10-fache Untersättigung) zeigt das Wasser der Rosenbergquelle (ST25). Dies ist als Hinweis darauf zu werten, daß es erst im Aquifer zu Zumischung von CO₂ kommt und die Reaktionszeit für eine verstärkte Lösung von Kalzit zu kurz ist.

Generell zeigt sich für Dolomit ein ähnliches Bild wie für Kalzit, nur daß besonders in der vulkanogen beeinflussten Gruppe I mehr Wässer im Bezug auf Dolomit untersättigt sind als gegenüber Kalzit. Dies entspricht der Lösungskinetik des Dolomits, welche bedeutend langsamer verläuft als bei Kalzit und spiegelt auch die Tatsache wieder, daß im Falle des Vorkommens von Kalzit- und Dolomit-Mineralien zuerst ein Gleichgewicht mit Kalzit erreicht wird. Kommt es darauf zu einer weiteren Kalzitlösung, so erfolgt diese inkongruent, d.h. unter gleichzeitiger Ausfällung von Kalzit nach der Formel



Dieser Vorgang resultiert in einem Verhältnis von

$$mCa + mMg + mHCO_3 = 0 : 1 : 2.$$

Nach dem Sättigungsindex für Kalzit und Dolomit scheint die oben gezeigte Entwicklung für einen Teil der untersuchten Wässer der vulkanogen beeinflussten Gruppe charakteristisch zu sein. Die Wässer der nicht

vulkanogen beeinflussten Gruppe 3 befinden sich sowohl gegenüber Kalzit als auch gegenüber Dolomit im Gleichgewicht.

Das Wasser der Tiefbohrung Radkersburg 2 (ST02) stellt eine Besonderheit dar. Aufgrund des Kopffließdruckes ist es nicht möglich, das Wasser unter in-situ-Bedingungen zu beproben.

Durch die Druckerniedrigung beim Aufstieg des Wassers im Steigrohr aus der in ca. 1.800 m Tiefe gelegenen Dolomitlagerstätte ändern sich durch die CO₂-Entlösung die thermodynamischen Bedingungen in Richtung Übersättigung. Bei der weiteren Equilibrierung mit der Atmosphäre bei der Probenahme ist das Wasser in einem extremen Ungleichgewicht (100-fache Übersättigung hinsichtlich Kalzit, über 3000-fache Übersättigung gegenüber Dolomit). Ein Resultat der CO₂-Entlösung im Steigrohr ist der sogenannte Gasliftteffekt, der zum eruptiven Auftreten des Wassers am Sondenkopf führt (15 bar Fließdruck).

Sämtliche untersuchte Wässer sind in Bezug auf Gips untersättigt, wobei jedoch im Grad der Untersättigung große Differenzierungen bestehen: ein Teil der Wässer der vulkanogen beeinflussten Gruppe I (mit Ausnahme von ST62) zeigt Untersättigungen im Bereich von 10- bis 100-fachem, während die Wässer der Gruppe III (mit Ausnahme des Wassers Oberspitz ST09 und Waltersdorf ST21) 100- bis 1000-fache Übersättigungen gegenüber Gips zeigen. Die gesamte Gruppe II und Teile der Gruppe I und III weisen Untersättigungen gegenüber Gips auf, die im Bereich des über 10-Millionenfachen liegen. Dies ist auf die Tatsache zurückzuführen, daß generell in allen untersuchten Systemen Gips und Anhydritminerale keine Rol-

le spielen und daß die Sulfatreduktion ein bedeutender Vorgang ist.

2.1.3. Untersuchung der Isotope Deuterium und ¹⁸O

Abb. 7 zeigt das Verhältnis der stabilen Isotope Deuterium und ¹⁸O zueinander. Die untersuchten Wässer orientieren sich an der meteorischen Geraden, welche in Form der globalen meteorischen Linie

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

in das Diagramm eingetragen wurde.

Obwohl in den Wässern Chloridgehalte bis nahezu 2.000 mg/l (ST20 Binderberg 1) gemessen wurden, die als Hinweise auf die Zumischung von Wässern nicht meteorischer Genese, d.h. mit marinen Formationswässern bzw. Wässern direkter vulkanischer (= juveniler) Herkunft gewertet werden können, ist aufgrund der gemessenen Isotopenwerte das Überwiegen der meteorischen Komponente nachgewiesen. Dies steht in Übereinstimmung mit den Ergebnissen der hydrochemischen Untersuchungen. Die Deuteriumgehalte umfassen eine Spannweite zwischen -65 ‰ (Loipersdorf) und -86 ‰ (Sulzegg Styrianquelle und Christopherusquelle). Beim ¹⁸O liegt der Bereich zwischen -8,9 und -12 ‰.

Diese große Spannweite ist Ausdruck der Neubildung der Tiefengrundwässer bei den herrschenden unterschiedlichen klimatischen Bedingungen.

Aufgrund der Vergleiche mit jungen seichtliegenden Grundwässern und den gemittelten Niederschlagswerten kann man davon ausgehen, daß Wässer mit Deute-

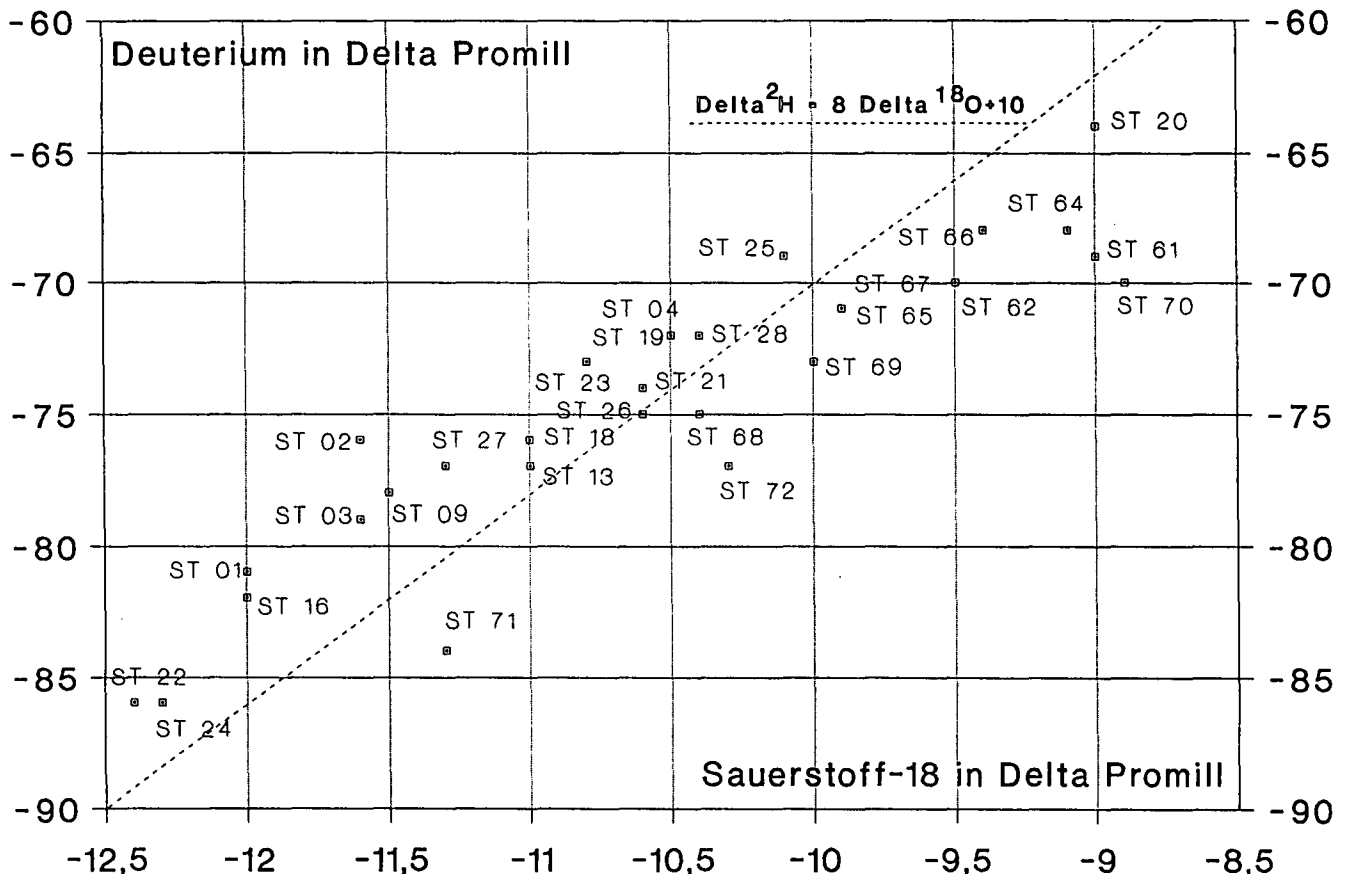


Abb. 7.
Korrelation Deuterium ¹⁸O.

Tabelle 4.
Ergebnisse der Analysen des Helium-, ²²²Radon- und ²²⁶Radium-Gehaltes.

NR.	Bezeichnung	He (cm ³ /cm ³) x 10 ⁻⁸	²²² Rn pCi/kg	²²⁶ Ra pCi/kg
ST 01	Radkersburg, seicht	1.125	1.488	1,9
ST 02	Radkersburg 2	-	-	157
ST 03	Sicheldorf	49	1.269	2,4
ST 04	Peterquelle, Br. II	2.566	143	7,7
ST 09	Oberspitz	4.793	591	0,4
ST 13	Johannisbrunnen	15	657	6,9
ST 16	Grössing Mühle	-	48	8,5
ST 18	Konstantin Quelle	-	1.702	19,1
ST 19	Emma Quelle	607	5.087	8,8
ST 20	Loipersdorf 1	358	118	7,5
ST 21	Waltersdorf	649	816	44,8
ST 22	Styrian Quelle	686	258	2,8
ST 23	Silver Quelle	2.521	221	0,9
ST 24	Christophorus Quelle	597	219	0,6
ST 25	Rosenbergquelle	1.591	474	0,5
ST 26	Dirnbach	1.918	255	2,0
ST 27	Sternwiese - Bohrung	146	890	9,2
ST 28	Güssing 8	2.028	10	2,1
ST 61	Bad Tatzmannsdorf, Marienquelle	-	144	3,6
ST 62	Bad Tatzmannsdorf, Therme 72	-	90	5,5
ST 64	Bad Tatzmannsdorf, B 4	-	-	1,43
ST 65	Fehring, Wasserversorgung	-	35	0,31
ST 66	Feldbach, Gniebing	-	63	1,7
ST 67	Piringsdorf 1	-	26	0,9
ST 68	Unterschützen, Haus Nr. 64	-	260	3,3
ST 69	Stegersbach, Bauhof	-	261	4,9
ST 70	Altenmarkt, Brunnen vor FF	-	199	3,4
ST 71	Klapping	-	252	0,48
ST 72	Bad Tatzmannsdorf Thermal 1	-	-	-

riumgehalten kleiner als -80 ‰ unter deutlich kühleren Klimabedingungen als heute neugebildet wurden.

Von J.N. ANDREWS et al. (1983) wurde für ein Tiefen-Grundwasser mit einem Deuteriumgehalt von -83 ‰ Neubildungstemperaturen aufgrund der Edelgasgehalte (Neon, Argon, Krypton und Xenon) von 4,6°C berechnet.

Somit wurden die Wässer Radkersburg seicht (ST01), Grössingmühle (ST16), Styrianquelle Sulzegg (ST22), Christopherusquelle (ST24), Klapping (ST71) unter kälteren, d.h. pleistozänen Klimabedingungen gebildet. Ihr Mindestalter beträgt über 10.000 Jahre.

Die übrigen Wässer wurden unter Klimabedingungen ähnlich den heutigen neugebildet, bzw. stellen Vermischungen zwischen älteren unter kühleren Klimabedingungen gebildeten und jüngeren Wässern dar.

Die Ergebnisse der Analysen der ²²²Rn- und ²²⁶Ra-Gehalte können Tab. 4 entnommen werden. ²²²Rn ist ein kurzlebige Isotop mit einer Halbwertszeit T_{1/2} = 3,8 d und steht bei der langsamen Grundwasserbewegung mit seiner Muttersubstanz ²²⁶Ra im Grundwasserleiter im Gleichgewicht.

Die ²²²Rn-Werte haben eine Bandbreite zwischen 10 nCi/kg bis 5.087 nCi/kg, wobei die Werte auch innerhalb der Gruppen I bis III (vulkanogen beeinflusst bis nur durch organisches CO₂-beeinflusst) sehr stark variieren.

Bei den ²²⁶Ra-Gehalten zeigen die tiefen Bohrungen Radkersburg 2 (ST02) und Waltersdorf 1 (ST21) stark erhöhte Werte, die mit der Nähe zum kristallinen Basement zusammenhängen dürften.

Literatur

ANDREWS, J.N., BALDERER, W., BATH, A.H., CLAUSEN, H.B., EVANS, G.V., FLORKOWSKI, T., GOLDBRUNNER, J.E., IVANOVICH, M., LOOSLI, H. & ZOJER, H. (1984): Environmental isotope studies in two

aquifer systems. A comparison of groundwater dating methods. - *Isotope Hydrology* 1983, IAEA-SM-270/93, 535-575, Wien.

BATH, A.H. (1980): TI-59 program for calculating calcite, dolomite and gypsum saturation in solution. - Report No. WD/IT/80/3, Institute of Geological Sciences, Wallingford.

FLÜGEL, H.W. & HERITSCH, H. (1968): Das steirische Tertiärbecken. - Sammlung geol. Führer, 47, 196 S., Berlin.

FLÜGEL, H.W. & NEUBAUER, F.R. (1984): Steiermark. - Geologie der österreichischen Bundesländer in kurzgefaßten Einzeldarstellungen, 126 S., 26 Abb., 1 Karte, Wien (Geol. B.-A.).

GOLDBRUNNER, J. (1988): Tiefengrundwässer im Oberösterreichischen Molassebecken und im Steirischen Becken. - 39, 5-94, 34 Fig., 15 Tab., Graz.

KOLLMANN, K. (1965): Jungtertiär im Steirischen Becken. - Mitt. Geol. Ges. Wien, 57, 479-632, 2 Abb., 6 Taf., Wien.

RONNER, F. (1980): Geothermische Energie. - In: R. OBERHAUSER (Red.): Der geologische Aufbau Österreichs, 574-579, Wien - New York (Springer).

SALTERS, V.J.M., HART, S.R. & PANTO, G. (1988): Origin of Late Cenozoic Volcanic Rocks of the Carpathian Arc, Hungary. - In: LEIGH, H., ROYDEN, L.H. & HORVATH, F. (1988): The Pannonian Basin. - AAPG Memoir., 45, 279-292, Tulsa.

SCHMID, H. (1968): Zur Hydrogeologie der Kalkquellen des Neusiedlergebietes unter besonderer Berücksichtigung der Verhältnisse um Rust. - Wiss. Arbeiten a.d. Burgenland, 40, 17-21, Eisenstadt.

STEININGER, F. & BAGDASARJAN, G.P. (1977): Neue radiometrische Alter mittelmiozäner Vulkanite der Steiermark (Österreich), ihre biostratigraphische Korrelation und ihre mögliche Stellung innerhalb der paläomagnetischen Zeitskala. - Verh. Geol. B.-A., 1977, 85-99, Wien.

THORSTENSON, D.C., FISHER, D.W. & GROFT, M.G. (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.

WALACH, G. & WEBER, F. (1987): Contributions to the relations between the Eastern Alps and the Pannonian basin in the light of gravimetric and magnetic investigations. - In: FLÜGEL, H.W. & FAUPL, P. (Hrsg.): Geodynamics of the Eastern Alps; 345-360, Wien (Deuticke).