

G	ABHANDLUNGEN DER GEOLOGISCHEN BUNDESANSTALT					
	Abh. Geol. B.-A.	ISSN 0378-0864	ISBN 3-85316-007-7	Band 56/2	S. 13-33	Wien, Dezember 1999
Geologie ohne Grenzen Festschrift 150 Jahre Geologische Bundesanstalt				Redaktion: Harald Lobitzer & Pavol Grecula		

Die Uran-Anomalie in der Trias-Deckscholle des Gaisberg/Kirchberg in Tirol (Österreich) - Geophysikalische, geochemische und mikrofazielle Untersuchungen

REINHARD BELOCKY, PETER SLAPANSKY, OSKAR EBELI, BOJAN OGORELEC & HARALD LOBITZER

4 Abbildungen, 5 Tabellen, 6 Tafeln

Österreichische Karte 1:50.000
Blatt 121

*Geophysik
Geochemie
Radiometrie
Mikrofazies
Raibler Schichten
Hauptdolomit
Uran
Schwermetalle
Bodengeochemie*

Inhaltsverzeichnis

Zusammenfassung	13
Abstract	14
1. Einleitung	14
2. Geologischer Überblick	14
3. Geophysikalische und geochemische Untersuchungen im Rahmen der Verifizierung der Uran-Anomalie	16
3.1. Gammastrahlenspektrometrie	16
3.1.1. Meßmethodik	16
3.1.2. Ergebnisse	20
3.2. Geochemische Untersuchungen	22
3.2.1. Gesamtgesteinsanalysen	24
3.2.2. Mikrosondenuntersuchungen	24
3.2.3. HCl-Extraktion	26
3.2.4. Beurteilung der Schwermetallgehalte der Bodenproben	26
3.3. Vergleich der aeroradiometrischen, bodenradiometrischen und geochemischen Elementgehalte	26
4. Fazielle und mikropaläontologische Untersuchungen der Raibler Schichten und des Hauptdolomits	28
4.1. Raibler Schichten	28
4.2. Hauptdolomit	30
5. Ergebnisse und Schlußfolgerungen	31
Dank	32
Literatur	32

Zusammenfassung

Die aeroradiometrische Anomalie der Triasdeckscholle des Gaisbergs bei Kirchberg in Tirol, die durch eine markante Uran-Anomalie gekennzeichnet ist, wurde bodengeophysikalisch, geochemisch und faziell bearbeitet. Die Ergebnisse der Aeroradiometrie wurden durch bodenradiometrische Messungen verifiziert, wobei eine Identifizierung der unterschiedlichen lithostratigraphischen Einheiten aufgrund ihrer radiometrischen Eigenschaften auch in aufschlußarmem Gelände möglich ist. Die Urananomalie ist nachweislich an den Hauptdolomit gebunden, wobei eine interne Differenzierung der Urangehalte anhand der Karbonatfazies nicht möglich ist. Die geochemischen Untersuchungen deuten auf eine Bindung des Uran an die organische Substanz des Hauptdolomits. Der Wettersteindolomit und die karnischen Raibler Schichten weisen nur sehr niedrige U-Gehalte auf. Im Boden über dem Hauptdolomit ist Uran bis um den Faktor 2 angereichert; andere Schwermetalle weisen bereichsweise belastungsverdächtige Gehalte auf.

Anschriften der Verfasser: Mag. Dr. REINHARD BELOCKY, Dr. PETER SLAPANSKY, Dr. HARALD LOBITZER, Geologische Bundesanstalt, Rasumofskygasse 23, A-1031 Wien. Dr. OSKAR EBELI, Institut für Paläontologie und historische Geologie der Universität München, Richard-Wagner-Straße 10, D-80333 München. Doz. Dr. BOJAN OGORELEC, Slowenische Geologische Anstalt, Dimičeva 14, SLO-1000 Ljubljana.

The Uranium-anomaly of the Triassic parautochthonous klippe of Gaisberg near Kirchberg/Tyrol (Austria) - Geophysical, geochemical, and microfacial investigations

Abstract

The aeroradiometrically detected anomaly of the Triassic parautochthonous klippe of Gaisberg near Kirchberg (Tyrol/Austria), which is marked by a prominent uranium anomaly, was evaluated by ground geophysical, geochemical, and facial investigations. The results of air-borne radiometrics were verified by ground radiometric measurements, where an identification of the various lithologies based on their radiometric properties was possible also in terrain poor in outcrops. It is demonstrated that the uranium anomaly is bound to the Hauptdolomit Formation, however, an internal differentiation based on the carbonate facies is not possible. Geochemical investigations indicate that the uranium content is bound to the organic matter of the Hauptdolomit, while the U-content of the underlying Wettersteindolomit and of the Carnian Raibl Formation are low. It seems that the U-content of the Hauptdolomit in certain cases constitutes a discriminating parameter versus the otherwise lithologically similar Wettersteindolomit. In the soil, uranium is enriched by twice the normal content and several other heavy metals regionally show considerably elevated contents.

1. Einleitung

Bei der aerogeophysikalischen Vermessung im Raum Kitzbühel (SEIBERL et al. 1993) wurde südlich von Kirchberg in Tirol mittels Gammastrahlenspektrometrie eine markante Urananomalie identifiziert. Das relative Maximum für Uran liegt innerhalb der triadischen Schichtfolge des Gaisbergs, der eine kalkalpine Deckscholle über der Grauwackenzone darstellt. Die aeroradiometrisch bestimmten Thorium- und Kaliumgehalte zeigen im Bereich der gesamten Deckscholle ein relatives Minimum im Vergleich zu den umgebenden Gesteinen der Grauwackenzone (Abb. 2).

Die aeroradiometrische Anomalie weist Durchschnittsgehalte von 8-10 ppm U auf, die Maximalwerte liegen bei 20 ppm, während in der Umgebung der U-Gehalt durchwegs unter 6 ppm liegt. Die U/Th-Verhältnisse sind sehr hoch (>50/1). Die Anomalie hat ihr Maximum im Bereich des Gaisbergs und setzt sich von dort den Schuttströmen folgend nach NW ins Brixenbachtal bzw. nach N bis ins Brixental E Brixen im Thale fort. Nach ersten Vergleichen mit der geologischen Detailaufnahme von MALZER, 1964 (Abb. 1) war zu vermuten, daß die U-Anomalie selektiv an den Hauptdolomit gebunden ist.

Im Rahmen dieser Arbeit wurde die Anomalie mittels bodengeophysikalischer, geochemischer und karbonatpetrographischer Methoden untersucht und verifiziert.

2. Geologischer Überblick

Die Trias des Gaisbergs SW von Kirchberg in Tirol liegt als Deckscholle auf den Wildschönauer Schiefern der Grauwackenzone. Die Schichtfolge kann nach den Arbeiten von SCHLOSSER (1895), AMPFERER (1907), MALZER (1964), SCHULER (1968) und MOSTLER et al. (1986) folgendermaßen zusammengefaßt werden:

Über basalen Dolomit- und Kalkbrekzien folgen unterpermische rote, z.T. auch grüne Tonschiefer. Darüber folgen siliziklastische Grobschüttungen, die zu Grobsanden überleiten (fluvialitärer Zyklus des Alpinen Verrucano), auf die marine helle Sandstei-

ne folgen (Alpiner Buntsandstein). Darüber treten wenige Meter Reichenhaller Schichten auf. Es folgen maximal 60 m dunkelgraue bankige Dolomite bis dolomitische Kalke mit dünnen Tonzwischenlagen (Gutensteiner Dolomit oder dolomitisierte Reitlinger Kalk). Diese gehen gegen das Hangende kontinuierlich in Wettersteindolomit (oder dolomitisierten Wettersteinkalk) über, der z.T. in Riff-, z.T. in Lagunenfazies ausgebildet ist und eine maximale Mächtigkeit von etwa

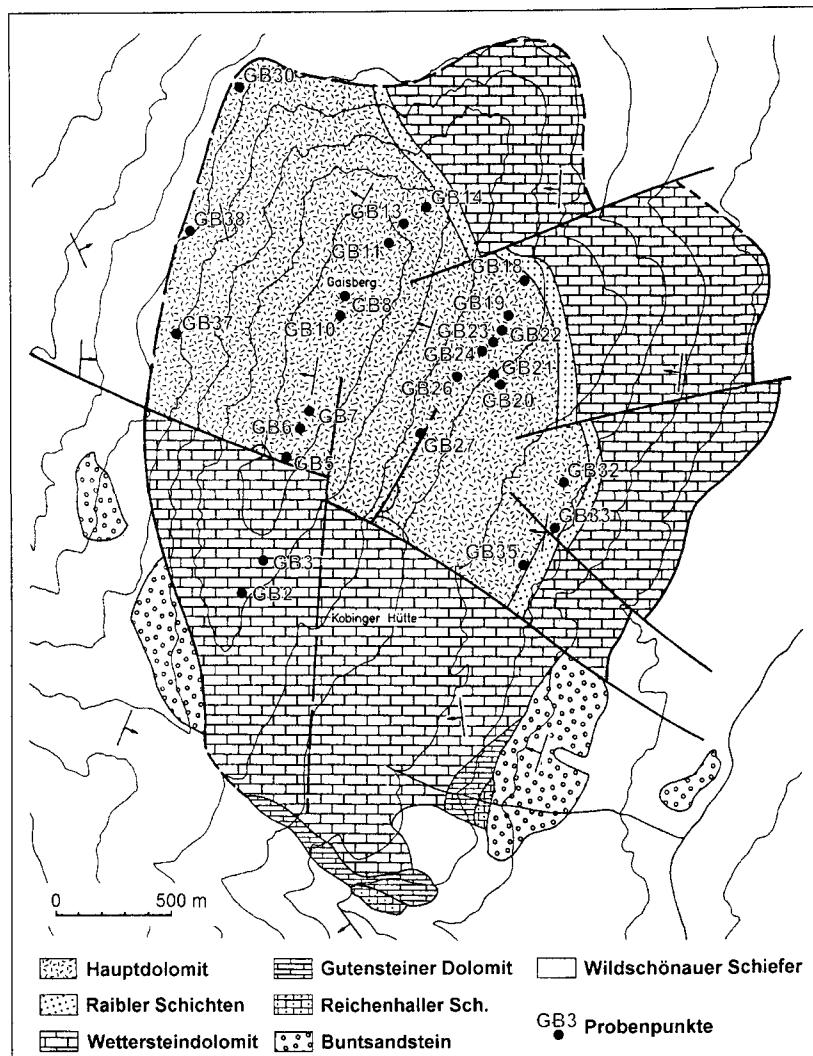


Abb. 1.
Geologische Übersichtskarte der Gaisbergtrias nach MALZER (1964) bzw. MOSTLER et al. 1986.

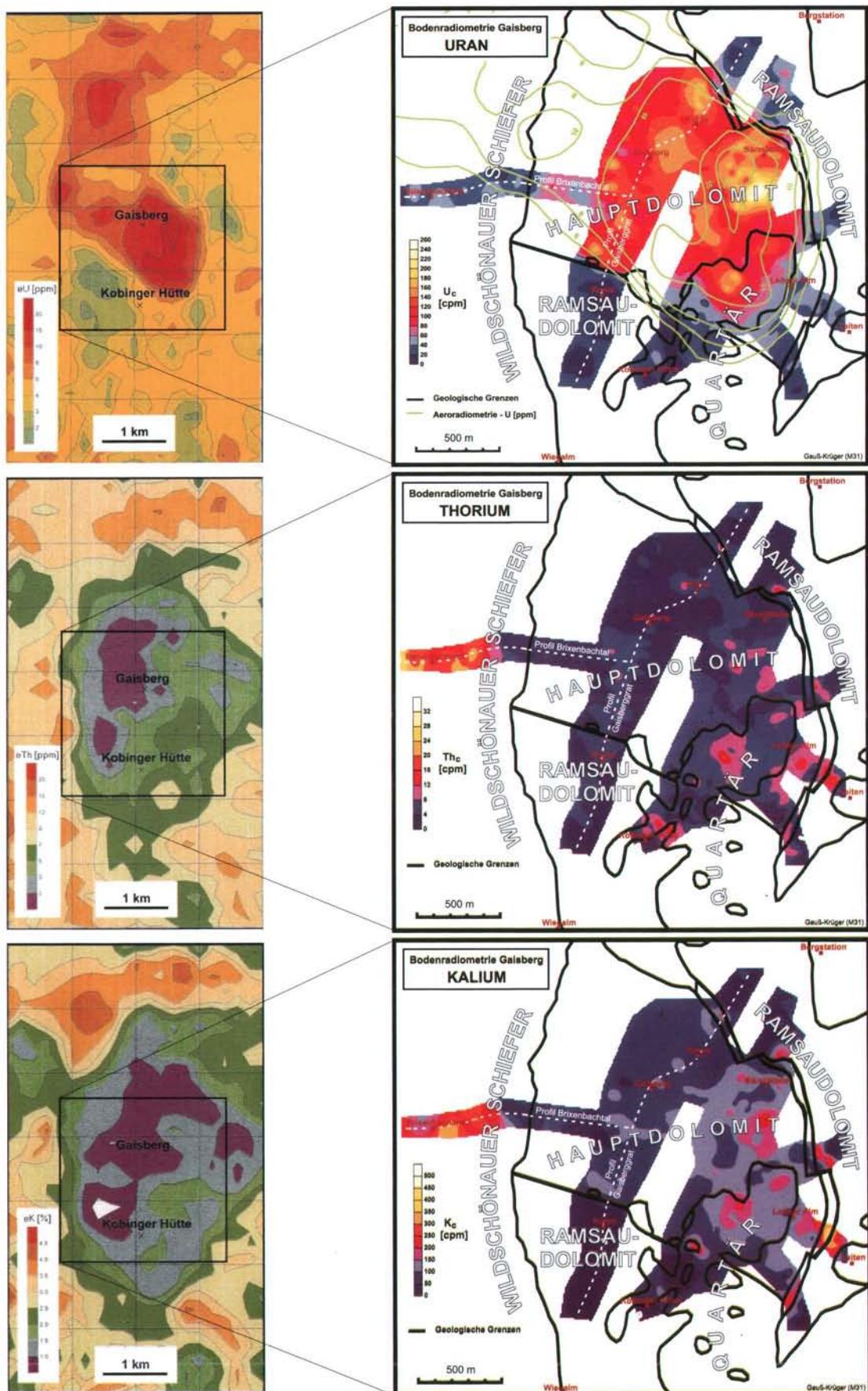


Abb. 2.

Vergleich der aeroradiometrischen Aufnahmen (links; aus SEIBERL et al., 1993) mit den bodenradiometrischen Messungen (rechts; aus BELOCKY et al., 1998). eU, eTh, eK: radiometrisch ermittelte Elementgehalte, cpm: counts per minute.

400 m erreicht. Das darüber folgende, bis zu 15 m mächtige Band von stark terrigen beeinflußten Raibler Schichten weist große lithologische Vielfalt auf: gelbbraune eisenschüssige Sandsteine, schwarze Tonschiefer, Schalenbrekzien, Oolithkalke, dunkle unreine Kalke, blaugraue Kalkmergel und Mergelkalke, schwarze Kalke, dunkelgrauer Dolomit. Die Gesteine sind öfters tektonisch stark beansprucht, die Schichtfolge kann lokal tektonische Wiederholungen aufweisen. Über dem Raibler Band folgt 200 bis 400 m mächtiger, zumeist gut gebankter, stellenweise leicht bituminöser Hauptdolomit.

Nach MALZER (1964), kann diese Schichtfolge in einen südlichen Randbereich der Berchtesgadener Fazies eingruppiert werden. Die permischen bis triadischen Sedimente standen ursprünglich in einem primär-sedimentären Verband zur Grauwackenzone. Dieser Verband ist allerdings infolge westvergenter Aufschreibung stark tektonisch überprägt und nur noch an wenigen Stellen nachweisbar.

Die Aufschreibungsfläche ist im N recht flach und fällt weiter S steiler gegen E ein. Das interne Einfallen des Schichtstapels ist aber deutlich steiler gegen W geneigt. Dadurch ergibt sich ein basaler Schrägzuschnitt, stratigraphisch tiefere Anteile finden sich eher im E, höhere eher im W. Die Deckscholle ist durch eine WNW-ESE Störung grundsätzlich in eine N- und eine S-Scholle gegliedert. N-S und WSW-ENE Störungen bewirken eine weitere interne Untergliederung. Die basalen Schichten sind nur am SE-Rand der S-Scholle erhalten, wo sich im Kobinger Graben ein durchgehendes Profil vom Unterperm bis zum Wettersteindolomit erhalten hat. An der Westgrenze der Deckscholle liegen mitgeschleppte Schollen von Permoskyt zwischen Wildschönauer Schiefern und dem Wettersteindolomit. Die N-Scholle ist gegenüber der S-Scholle abgesunken, aus diesem Grund ist nur dort der hangende Hauptdolomit erhalten. Im NW grenzt der Hauptdolomit nach den bisher bekannten geologischen Aufnahmen direkt an die Wildschönauer Schiefer der Grauwackenzone.

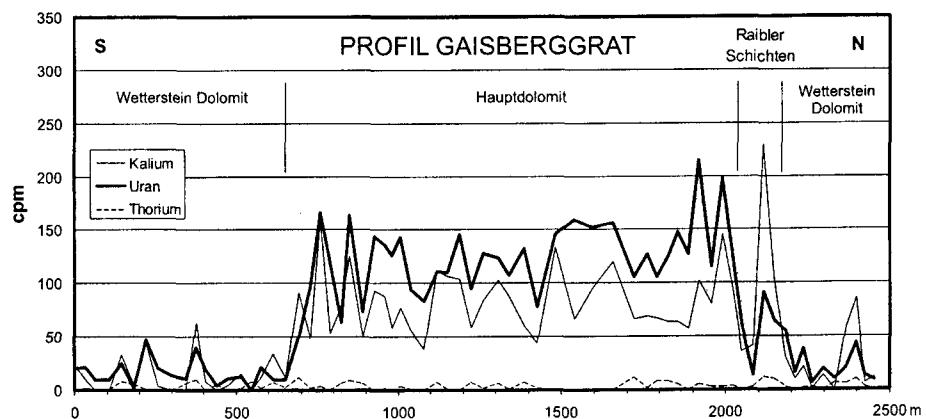


Abb. 3.
Radiometrisches Meßprofil "Gaisberggrat", Lage des Profils siehe Abb. 2. (cpm: counts per minute).

3. Geophysikalische und geochemische Untersuchungen im Rahmen der Verifizierung der Uran-Anomalie

3.1. Gammastrahlenspektrometrie

3.1.1. Meßmethodik

Zur Messung der spezifischen γ -Strahlung von Kalium, Uran und Thorium wurde ein Gammastrahlenspektrometer vom Typ GS-256 (Geofizika Brno) verwendet. Dieses besteht aus einem NaJ-Kristall-Detektor ($3'' \times 3''$) sowie einem Vielkanalanalysator.

Bei der Gammastrahlenspektrometrie werden die jeweiligen Elemente aufgrund ihrer energiespezifischen γ -Strahlung identifiziert. Diese beträgt bei Thorium 2620 keV, bei Uran 1760 keV und beim Kalium 1460 keV. Bei Auftreffen einer γ -Strahlung auf den Detektor erzeugt dieser einen Spannungsimpuls, der proportional zur Energie der einfallenden γ -Strahlung ist. Der Spannungsimpuls wird an den Vielkanalanalysator weitergeleitet und in dem zum jeweiligen Spannungswert passenden Kanal registriert.

Die von den einzelnen Elementen ausgesandte γ -Strahlung tritt jedoch zum Teil mit anderen Materialen (Luft, Boden, Meßapparatur) in Wechselwirkung und gibt dabei einen Teil ihrer Energie ab. Dies hat zur Folge, daß ursprünglich höher-energetische Strahlung teilweise in niedrigeren Energiekanälen registriert wird und so beispielweise eine von einem Thoriumatom stammende γ -Strahlung im Energiebereich des Kaliums oder des Urans registriert wird. Dieser sogenannte Compton-Effekt wird bei der Kalibrierung des Gerätes ermittelt.

Weiters muß noch ein Hintergrundfehler berücksichtigt werden, der dadurch entsteht, daß das Gerät selbst in den einzelnen Kanälen eine gewisse Zählrate erzeugt.

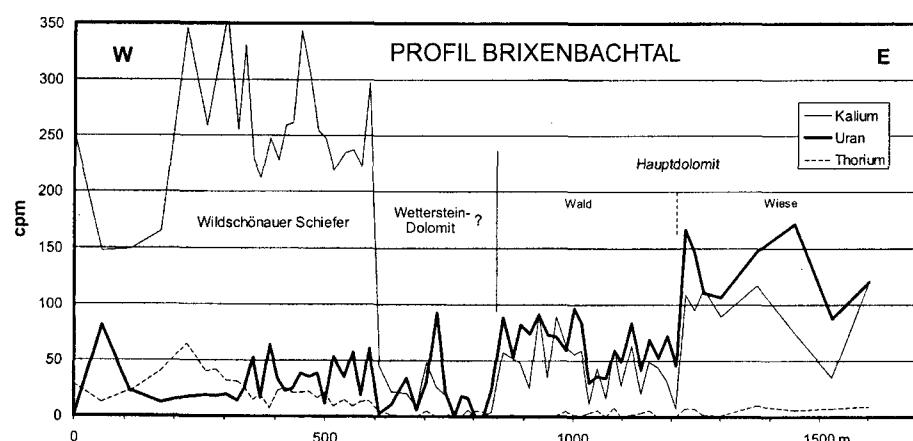


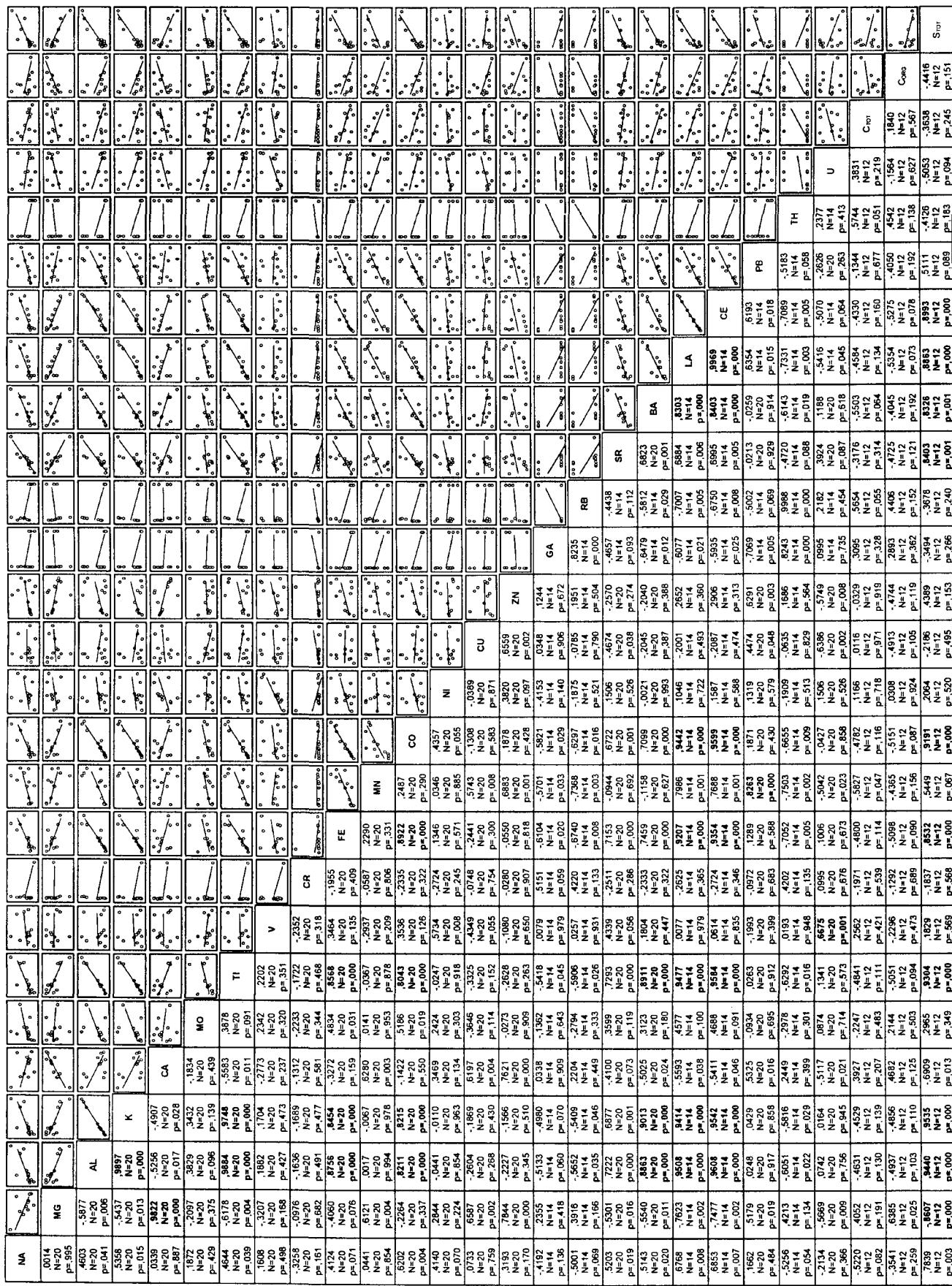
Abb. 4.
Radiometrisches Meßprofil "Brixenbachtal – Gaisberg", Lage des Profils siehe Abb. 2. (cpm: counts per minute).

Tab. 1.

Geochemische Analysen Gaisberg (R Ramsau Dolomit, H Hauptdolomit, B Bodenprobe, K Raibler Schichten, HCl HCl-Extraktion).

Proben Nr.	Li	Be	Na	Mg	Al	K	Ca	Mo	Ti	V	Cr	Fe	Mn	Co	Ni	Cu	Zn	Ga	Rb	Sr	Cd	Ba	La	Ce	Tl	Pb	Th	U	C _{tot}	C _{org}	S _{tot}
	ppm	ppm	%	%	%	%	%	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	ppm	%	ppm	ppm
GB2 (R)	<1	<1	0,03	13,0	0,02	0,02	22,5		8	3	0,06	46	0,5	7	5	11	<0,1	<1	81	0,2	2	1,1	1,1	<0,1	8,9	0,1	0,3	12,27	1070	10	
GB3 (R)	1	<1	0,03	13,0	0,05	0,03	22,8		9	2	0,07	31	0,6	8	4	22	<0,1	<1	98	0,4	3	0,7	1,2	<0,1	31	0,1	0,6	12,61	920	20	
GB5 (H)	15	<1	0,05	11,4	0,80	0,41	21,8	9,2	310	26	8	0,44	58	1,6	13	6	6	2,0	17	153	0,1	20	2,3	4,6	0,4	5,8	0,9	8,5	11,88	690	530
GB6 (H)	2	<1	0,04	12,8	0,10	0,05	22,6	2,4	50	44	4	0,15	27	0,7	10	8	6	0,2	2	118	<0,1	5	0,5	1,1	<0,1	3,1	0,2	13,4	12,61	880	110
GB7 (H)	<1	<1	0,02	12,9	0,05	0,03	22,7	1,0	24	28	3	0,06	14	0,4	9	3	5	0,1	<1	105	<0,1	6	0,2	0,4	<0,1	4,2	<0,1	12,5	13,19	1270	70
GB8 (H)	<1	<1	0,02	12,9	0,01	0,01	22,3	6,4	5	22	2	0,03	14	0,4	7	2	2	<0,1	<1	96	<0,1	1	0,1	0,2	<0,1	0,5	<0,1	8,6	13,00	1780	40
GB11 (H)	<1	<1	0,02	12,2	0,05	0,02	21,5	1,2	23	48	3	0,05	14	0,4	6	4	7	<0,1	<1	107	<0,1	3	0,2	0,4	<0,1	1,0	<0,1	13,5	13,11	680	90
GB12 (H)	<1	<1	0,02	12,6	0,09	0,04	22,3	2,4	51	26	4	0,07	17	0,5	7	2	2	0,2	1	101	<0,1	9	0,4	0,6	<0,1	1,3	0,1	12,5	12,44	1030	20
GB13 (H)	<1	<1	0,02	12,6	0,12	0,06	22,1	2,0	56	24	3	0,09	26	0,5	7	10	2	0,2	2	108	0,1	4	0,5	1,0	<0,1	4,8	0,2	13,2	12,94	640	50
GB14 (H)	<1	<1	0,02	12,5	0,11	0,05	22,1	2,9	44	16	3	0,11	34	0,5	7	4	2	0,3	2	103	0,1	4	0,7	1,4	<0,1	2,3	0,2	7,7	12,68	1180	70
GB18 (H)	4	<1	0,04	12,1	0,36	0,17	21,5	9,5	165	18	5	0,18	34	0,8	6	3	8	0,9	7	112	0,2	11	1,2	2,5	0,3	5,8	0,5	7,9	12,54	850	240
GB19 (H)	5	<1	0,03	12,0	0,42	0,21	21,7	4,1	170	46	8	0,23	31	1,0	10	3	7	0,9	8	115	0,2	11	1,3	2,9	0,2	3,9	0,5	10,0	12,77	600	380
GB20 (H)	<1	<1	0,02	12,4	0,02	0,01	21,7	0,8	9	12	<1	0,05	24	0,4	5	7	6	<0,1	<1	89	<0,1	2	0,2	0,3	<0,1	1,5	<0,1	10,1	12,65	780	30
GB21 (H)	<1	<1	0,03	12,3	0,16	0,08	22,4	3,9	77	21	1	0,11	24	0,6	7	5	4	0,3	3	112	<0,1	6	0,9	1,8	<0,1	2,9	0,2	10,2	13,03	550	110
GB23 (H)	3	<1	0,02	11,5	0,24	0,12	20,6	4,8	125	40	3	0,15	31	0,7	8	2	4	0,6	5	104	0,2	8	1,0	2,1	<0,1	2,8	0,4	11,0			
GB24 (H)	6	<1	0,73	8,8	1,70	0,22	15,4	3,5	1060	37	14	0,79	173	2,5	8	3	18	3,5	10	121	0,2	78	7,6	17,3	<0,1	8,1	2,4	9,4			
GB26 (H)	1	<1	0,02	11,6	0,15	0,07	20,8	3,5	68	18	4	0,11	34	0,6	5	2	5	0,4	3	101	0,1	6	0,9	1,7	<0,1	4,4	0,2	5,9			
GB27 (H)	11	<1	0,05	11,3	0,45	0,22	21,0	3,0	198	22	6	0,18	30	0,9	7	3	5	1,1	9	144	<0,1	13	1,5	3,0	0,2	4,1	0,5	7,0	12,47	630	480
GB30 (H)			0,04	13,2	0,08	0,05	23,0	5,3	44	43	4	0,07	15	0,8	15	2	12			103		4				2,5		9,8			
GB32 (H)			0,04	13,7	0,07	0,07	23,0	0,8	21	11	2	0,05	22	0,5	7	<1	14			87		7				2,5		0,8			
GB33 (H)			0,02	14,0	0,09	0,04	24,0	2,1	23	13	2	0,09	49	0,6	7	<1	10			91		3				1,8		2,1			
GB35 (H)			0,03	15,8	0,02	0,02	26,0	1,0	10	15	7	0,08	91	0,6	9	<1	22			93		2				18,0		3,4			
GB37 (H)			0,03	14,3	0,05	0,03	24,0	0,4	33	11	3	0,06	30	0,5	7	4	9			89		2				2,8		0,8			
GB38 (H)			0,03	14,0	0,09	0,04	24,0	9,0	33	34	2	0,15	49	0,8	10	1	15			116		5				3,3		6,5			
GB10 (B)	32	1	0,39	2,2	4,82	0,67	4,7		175	53	3,44	811	7,7	53	69	251	10,7	41	63	2,4	153	22,8	49,5	0,9	312	7,4	11,7				
GB22 (B)	88	3	0,60	1,8	8,05	1,49	3,3		262	84	5,24	1640	16,8	82	115	550	20,0	114	77	3,3	315	36,8	82,6	2,7	264	12,7	17,0				
GB23A (B)	82	3	0,56	1,2	7,26	1,51	2,4		296	85	4,56	1520	16,1	61	259	626	19,5	136	67	3,6	306	35,4	78,6	2,4	318	11,7	21,4				
GB24A (B)	6	<1	0,89	9,0	2,06	0,26	15,6		36	15	0,93	180	2,7	14	3	21	3,4	10	126	0,3	77	7,4	16,5	<0,1	8,0	2,2	8,8				
GB26A (B)	14	<1	0,08	10,2	1,47	0,41	18,0		39	18	0,83	148	2,6	20	10	80	2,9	23	93	0,9	34	4,7	10,8	0,8	81	1,5	6,3				
GB27A (B)	94	3	0,87	1,2	9,96	1,58	1,9		203	94	6,24	1424	18,5	62	166	403	22,8	95	85	1,9	296	49,9	110,1	3,1	356	15,1	13,5				
Gais97/1 (K)	64	3	0,11	2,1	10,11	4,98	2,7		151	108	6,15	552	20,4	75	36	129	24,0	218	48	0,3	282	32,2	64,8	0,8	32	13,2	2,4				
Gais97/2A (K)	25	<1	0,07	6,9	2,88	1,58	19,3		44	29	2,00	405	4,7	22	8	29	5,7	52	400	0,1	69	8,3	16,7	0,2	6,4	3,3	3,2				
Gais97/3A (K)	<1	<1	0,03	13,0	0,05	0,03	22,3		17	3	0,03	13	0,6	10	1	9	<0,1	<1	95	<0,1	2	0,3	0,4	<0,1	1,1	0,1	7,3	13,03	810	80	
Gais97/4E (K)	8	<1	0,04	2,7	1,59	0,92	33,2		23	14	0,97	234	2,6	19	3	14	2,7	23	1020	<0,1	33	4,1	8,2	<0,1	3,0	1,3	1,7	10,85	1210	460	
Gais97/5 (K)	<1	<1	0,04	14,0	0,11	0,06	23,9		32	7	0,06	14	0,6	11	<1	7	0,2	1	107	0,2	3	0,3	0,6	<0,1	1,6	0,2	7,9	13,03	1160	180	
121/5/97 (K)			0,11	2,0	9,70	5,30	0,9	0,8	4800	145	110	4,30	62	9,4	33	29	49			60		350				29,0		3,5			
121/8/97 (K)			0,25	1,3	7,90	4,20	7,3	0,7	4100	124	76	4,00	510	13,1	44	25	54			450		290				16,0		2,5			
121/9/97 (K)			0,38	1,1	8,40	4,90	0,4	0,8	4500	115	78	3,80	107	9,1	31	30	102			81		410				27,0		3,6			
GB6 (HCl)			0,05	12,3	0,03	0,02	21,0	0,3	<5	46	2	0,031	23	0,5	11	3	5			115		3				1,5		12,8			
GB7 (HCl)			0,04	12,4	0,02	0,02	21,0	0,1	<5	33	3	0,011	14	0,5	10	1	9			105		4				3,1		12,0			
GB8 (HCl)			0,04	10,2	<0,01	0,02	17,0	0,9	<5	24	2	<0,01	11	0,4	9	<1	3			79		2				0,4		6,5			
GB13 (HCl)			0,05	12,3	0,03	0,03	21,0	0,2	<5	29	3	0,027	27	0,5	10	2	8			109		2				2,8		12,2			
GB14 (HCl)			0,04	11,6	0,03	0,03	20,0	0,4	<5	21	2	0,030	31	0,5	10	2	7			98		2		</							

Tab. 2.
Korrelationsmatrix der geochemischen Analysen, Gaisberg.



Tab. 3.
Faktorenanalyse der Hauptdolomitproben Gaisberg (N=21, Hauptkomponenten, Varimax-Rotation).

Element	Faktor 1	Faktor 2	Faktor 3	Kommunalität
NA	0,819126	0,173238	0,323377	,636891
MG	-0,486970	0,842684	0,046673	,942993
AL	0,984151	-0,115771	-0,051457	,985825
K	0,986005	-0,090830	-0,024643	,977026
CA	-0,311945	0,879133	0,089460	,876022
MO	0,592765	0,062031	0,045940	,392437
TI	0,977491	-0,158077	-0,032343	,979825
V	0,081255	-0,168516	0,872401	,838279
CR	0,728122	0,364375	0,122407	,684043
FE	0,958346	0,031711	0,050012	,923858
MN	0,318550	0,823431	-0,299294	,759031
CO	0,955438	0,162004	0,148421	,959193
NI	0,394776	0,387349	0,716716	,807085
CU	0,109677	-0,491588	0,262830	,304915
ZN	-0,042701	0,926323	0,125064	,849206
SR	0,877813	-0,144223	0,195120	,836308
BA	0,952782	-0,151236	0,000759	,910507
PB	0,183100	0,778760	-0,139167	,602117
U	-0,136174	-0,652657	0,610911	,800744
Erkl.Var	8,622682	4,755821	2,040394	
Ant.Ges.	0,453825	0,250306	0,107389	

Die Meßgenauigkeit des γ -Spektrometers entspricht der Wurzel aus der Zählrate.

Die compton- und hintergrundkorrigierten Zählraten wurden wie folgt berechnet:

$$\begin{aligned} K_c [\text{cpm}] &= K - 24 - 0,63 \cdot (U - 9) - 0,1 \cdot (Th - 7) \\ U_c [\text{cpm}] &= U - 9 - 2,84 \cdot (Th - 7) \\ Th_c [\text{cpm}] &= Th - 7 \end{aligned}$$

Umrechnung in geochemische Äquivalente:

$$\begin{aligned} K_c [\%] &= 0,0240 \cdot K_c [\text{cpm}] \\ U_c [\text{ppm}] &= 0,1024 \cdot U_c [\text{cpm}] \\ Th_c [\text{ppm}] &= 0,6670 \cdot Th_c [\text{cpm}] \end{aligned}$$

Da das Gammastrahlenspektrometer unabhängig von der Richtung die gesamte einfallende γ -Strahlung registriert, sind die Messungen stark von der lokalen Geländeform abhängig. Beispielsweise werden in Gräben und lokalen Rinnen deutlich höhere Werte gemessen als auf Graten oder Kuppen. Weiters ist die Oberflächenbeschaffenheit von großer Bedeutung. Erde und Wiese ergeben durch die verwitterungsbedingte Anreicherung über dem karbonatischen Untergrund deutlich höhere Werte als Schutt oder anstehender Fels; Waldboden zeigt niedrigere Werte als Almwiese. Durch diese Effekte ergeben sich bei unmittelbar benachbarten Meßpunkten Unterschiede in der Größenordnung von 50–100%. Aus diesen Gründen wurde bei der Darstellung der Ergebnisse auf eine Umrechnung der einzelnen Meßwerte in ppm verzichtet, und statt dessen in Abb. 2 die hintergrund- und comptonkorrigierten Werte U_c , Th_c und K_c in counts per minute (cpm) angegeben.

Die Messungen erfolgten je nach Geländebeschaffenheit im Abstand von 30–50 m bzw. alle 10 Höhenmeter, die

Tab. 4.
Schwermetallgehalte (in ppm) in Bodenproben (Gaisberg).

Probe	Cr	Ni	Pb	Cd	Cu	Zn
GB 10 < 2 mm	53	53	312	2,4	69	251
GB 22 < 2 mm	84	82	264	3,3	115	550
GB 23 < 2 mm	85	61	318	3,6	259	626
GB 24 < 2 mm	15	14	8	0,3	3	21
GB 26 < 2 mm	18	20	81	0,9	10	80
GB 27 < 2 mm	94	62	365	1,9	166	403
ÖNORM L 1075						
Belastungsverdacht	50	40	50	0,5	50	150
Richtwert	100	60	100	1,0	100	300

Akkumulationszeit betrug 1 min. Die kartenmäßige Darstellung der Ergebnisse erfolgte durch Kriging mit nachfolgender Matrixglättung.

3.1.2. Ergebnisse

Die Ergebnisse der Bodenradiometrie sind in Abb. 2 dargestellt. Die Meßprofile "Gaisberggrat" sowie "Brixenbachtal – Gaisberg" finden sich in Abb. 3 und Abb. 4.

Generell ist eine sehr gute Übereinstimmung zwischen den aeroradiometrisch und den bodenradiometrisch gemessenen Werten festzustellen. Die U-Anomalie ist ausschließlich auf den Hauptdolomit beschränkt, der generell über 60 cpm U_c aufweist. Das Maximum der Anomalie liegt mit >240 cpm in der Almwiese 250 m S der Bärstättalm und damit nur ca. 200 m SE des in der Aeroradiometrie indizierten Maximums. Wettersteindolomit, Raibler Schichten sowie die Wildschönauer Schiefer der Grauwackenzone zeigen im allgemeinen Werte <40 cpm U_c .

Hauptdolomit

Der Hauptdolomit ist im allgemeinen durch hohe U-Gehalte (60–240 cpm) sowie niedrige Th-Gehalte (0–8 cpm) und schwach erhöhten K-Gehalt (50–150 cpm) charakterisiert.

Speziell am Gaisberggrat NNW Kobingerhütte (Abb. 3) ist die radiometrische Differenzierung zum Wettersteindolomit klar ersichtlich. Im Verbreitungsbereich des Hauptdolomits treten die höchsten U-Werte in der Almwiesenregion S Bärstättalm auf, die niedrigsten U-Werte des Hauptdolomits finden sich im liegenden Anteil im Bereich der bewaldeten W-Flanke des Gaisbergs ins Brixenbachtal sowie im Gebiet S Leitner Alm.

Im Bereich des U-Maximums sind leicht erhöhte K-Werte festzustellen. Inwieweit dies tatsächlich erhöhten K-Gehalten entspricht oder auf Ungenauigkeiten bei der Korrektur des Compton-Effekts zurückzuführen ist, sei dahingestellt.

Raibler Schichten

Die feinklastisch-kalkigen Raibler Schichten sind durch hohe K-Gehalte (150–450 cpm), leicht erhöhte Th-Gehalte (8–



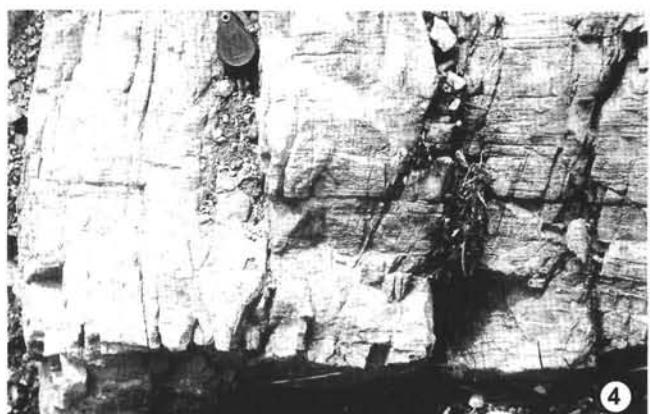
1



2



3



4

Tafel 1

- Fig. 1: Blick auf den Gaisberg von Osten. Die felsige Gipfelpartie besteht aus Hauptdolomit, der durch eine markante U-Anomalie gekennzeichnet ist.
 Fig. 2: Kalk/Mergel-Wechselfolge der Raibler Schichten am Weg von der Bärstättalm zum Gaisberg-Gipfel.
 Fig. 3: Kreuzgeschichtete Oolithkalke in den Raibler Schichten am Weg von der Gaisberg-Sessellift-Bergstation zur Bärstättalm.
 Fig. 4: Laminierter Hauptdolomit am Weg von der Bärstättalm zum Gaisberg-Gipfel.

16 cpm) sowie niedrigen U-Gehalt (20-40 cpm) gekennzeichnet.

Sämtliche an den Meßprofilen gequerte Vorkommen von Raibler Schichten wurden eindeutig radiometrisch identifiziert, obwohl diese im aufschlußlosen Gelände oftmals nur schwer bzw. überhaupt nicht zu erkennen waren, etwa am Gaisberggrat NW Bärstättalm (Abb. 3) oder NW und SW Leiten (Abb. 2). Die Versetzung des Raibler Bandes an einer Querstörung NNE Leitner Alm ist anhand der radiometrischen Messungen – ca. 100 m weiter N als bei MALZER 1964

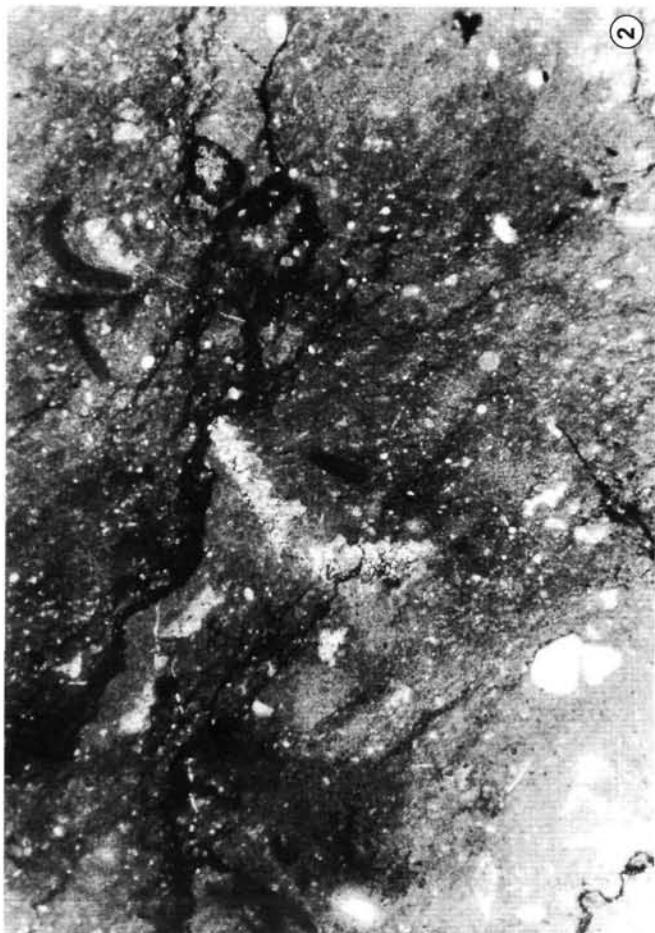
angegeben – ebenfalls nachweisbar. Auch isolierte Vorkommen wie etwa die an der NW–SE streichenden Störung zwischen Wettersteindolomit und Hauptdolomit NE Kobinger Hütte eingeklemmten Schürflinge sind radiometrisch zu belegen.

Im Profil "Gaisberggrat" (Abb. 3) ist im Hangenden der Raibler Schichten ein deutlicher Abfall von K, U und Th zu beobachten. Dies ist entweder auf den hangenden karbonatischen Anteil des Karn oder auf eine Einschuppung von Wettersteindolomit zurückzuführen.

Tafel 2

Mikrofazies- (MF-) Typen der Raibler Schichten

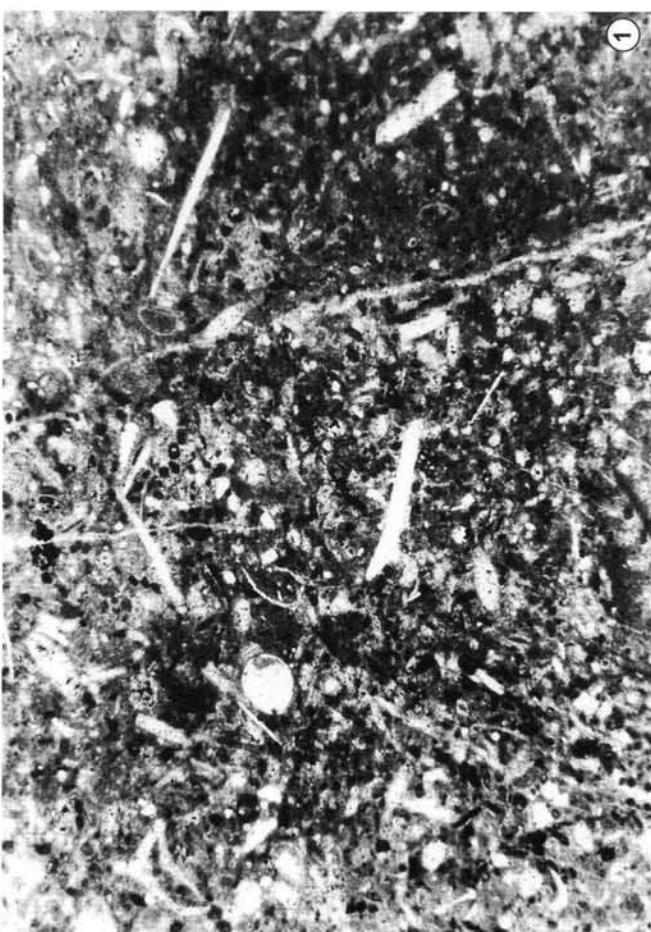
- Fig. 1: MF-Typ 1: Foraminiferen-Biopelmikrit (Packstone)
 Das dichtgepackte Gestein fällt vor allem durch seinen hohen Gehalt an Peloiden und Foraminiferen (bei dieser Vergrößerung nicht sichtbar) auf. Probe 98/12; x 4,5.
- Fig. 2, 3: MF-Typ 2: Echinodermen-Biomikrit (Wacke- bis Packstone)
 Besonders in locker gepackten Gesteinsausbildungen, welche auch oftmals von Styrolithenbahnen durchzogen werden und so eine Flaserschichtung aufweisen, ist eine stärkere Durchwühlung (Fig. 2, rechts oben; Chondrites sp.) zu beobachten. Dichter gepackte Lithologien zeigen hingegen eine deutliche Einregelung der Komponenten (Fig. 3). Fig. 2: Probe 98/14; x 4,5; Fig. 3: Probe GB 15; x 4,5.
- Fig. 4: MF-Typ 3: Muschelschalen-Echinodermen- Biomikrit/-sparit mit Extraktlasten und Onkoiden (Packstone bis Floatstone/Rudstone). Die dickschaligen, gut eingeregelten Muschelschalen, aber auch Bryozoenreste (rechts, Mitte) werden hier überwiegend durch dichte, dunkle mikrobielle Krusten ummantelt. Diese sparitisch zementierte Schillage zeigt erhöhte hydrodynamische Verhältnisse (?Sturmflutlage) an. Probe 1217/97; x 4,5.



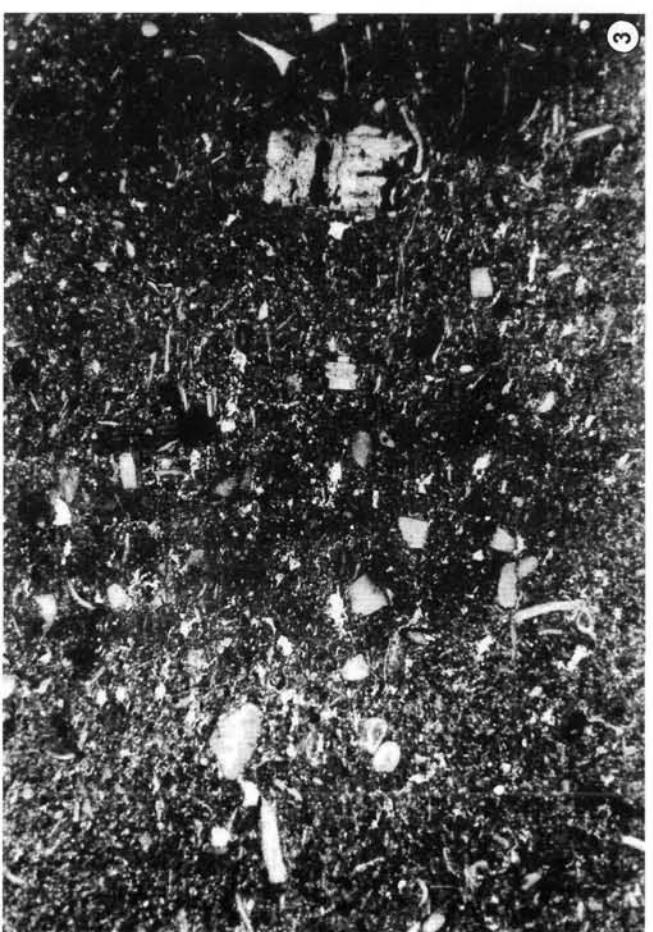
②



④



①



③

Wettersteindolomit

Der Wettersteindolomit zeigt sowohl im U (0-40 cpm) und Th (0-8 cpm) als auch im K (0-50 cpm) extrem niedrige Werte.

Im Profil "Brixenbachtal – Gaisberg" (Abb. 4), das vom Brixenbach W Brixenbachalm über die W-Flanke des Gaisbergs und den Viehstall (1714 m, SSW Gaisberggipfel) weiter zum Gaisberggrat führt, ist bei Profilmeter 600-850 (das entspricht einer Höhe von 1300 m bis 1420 m) über die radiometrischen Messungen aufgrund der oben angeführten Charakteristika ein Vorkommen von Wettersteindolomit zu vermuten.

Nach der Karte von MALZER 1964 tritt an der W-Seite der Triasdeckscholle N der Gaisberg Hauptstörung kein Wettersteindolomit auf, die Wildschönauer Schiefer werden direkt vom Hauptdolomit überlagert, wobei der Kontakt von Grundmoräne überdeckt ist. Nach den radiometrischen Messungen ist es möglich, daß der Wettersteindolomit auch an der W-Seite der Deckscholle nach N weiterstreckt. An der Hangengrenze des vermuteten Wettersteindolomites kommt es in der Gaisberg-W-Flanke zu einer kleinen morphologischen Verebnung, über der dann der Hauptdolomit einsetzt.

Wildschönauer Schiefer

Die paläozoischen Wildschönauer Schiefer sind durch niedrige U-Gehalte (0-60 cpm), sowie hohe Gehalte an K (150-350 cpm) und Th (8-28 cpm) gekennzeichnet, wobei die Th-Gehalte deutlich höher liegen als in den Raibler Schichten.

Moränen

In den von Grundmoränen bedeckten Arealen ist im allgemeinen das unterlagernde anstehende Gestein radiometrisch nachweisbar. Dies bezieht sich auf die Grundmoränenvorkommen W Leitner Alm sowie im Bereich der Kobinger Hütte als auch im Brixenbachtal. Lokale Maxima wie etwa im Th E Kobinger Hütte oder in U, K und Th W Leitner Alm sind auf die Variation der Zusammensetzung der Moränen zurückzuführen, die neben lokalem Material auch zentralalpine Geschiebe führen.

3.2. Geochemische Untersuchungen

Zur chemischen Charakterisierung der unterschiedlichen Gesteinseinheiten wurden 32 Gesteinsproben (2 Proben Wettersteindolomit, 22 Proben Hauptdolomit und 8 Proben

Raibler Schichten) auf Haupt- und Spurenelemente sowie auf Schwefel und organischen Kohlenstoff analysiert. Da die höchsten Urangehalte über dem Almboden S Bärstättalm gemessen wurden, wurden zusätzlich noch 6 Bodenproben (<2 mm gesiebt) aus diesem Bereich analysiert. Die analysenfein gemahlenen Gesteinsproben wurden mit HF-HNO₃-HClO₄-Säuregemisch (suprapur) aufgeschlossen und mittels ICP-MS am ÖFPZ Arsenal analysiert. Die Schwefel- und Kohlenstoffbestimmungen erfolgten mittels Lecomat CS-244 (KLEIN, 1991). Die Lage der Probenpunkte ist Abb. 2, die Ergebnisse der Analysen Tab. 1 zu entnehmen.

Zur mineralogischen und sedimentologischen Charakterisierung der Verteilung des Uran im Gestein wurden zusätzlich Untersuchungen mit der Elektronenstrahlmikrosonde sowie an 6 Proben Extraktionen mit HCl 1:10 durchgeführt.

3.2.1. Gesamtgesteinsanalysen

Während die Hauptelemente von Hauptdolomit und Wettersteindolomit vergleichbare Werte aufweisen, ergeben sich im Spurenelementgehalt deutliche Unterschiede. Im Bereich des Gaisbergs steht lediglich der untere Hauptdolomit an, der im Vergleich zum Wettersteindolomit höhere Gehalte an U, V und S_{tot} aufweist. Demgegenüber sind im Wettersteindolomit Pb und Zn erhöht, was als Ausdruck der in diesem Bereich verbreiteten Vererzung (MOSTLER et al., 1986) zu interpretieren ist. Erstaunlicherweise zeigt sich die bituminöse Ausbildung des Hauptdolomits nicht in einem deutlich erhöhten Gehalt an organischem Kohlenstoff. Der C_{org}-Gehalt des beim Anschlagen stark bituminös riechenden dunkelgrauen Dolomitlaminits - wie er etwa im Gaisberg-Gipfelbereich vorkommt - übersteigt kaum 0,1 %.

Die schiefrigen bzw. karbonatischen Gesteine des Karn zeigen je nach Gesteinstypus unterschiedliche Elementgehalte; die Uranwerte liegen jedoch im allgemeinen deutlich unter denen des Hauptdolomits.

In den Böden ist Uran im Vergleich zum Hauptdolomit mit einem Maximalwert von 21 ppm deutlich angereichert.

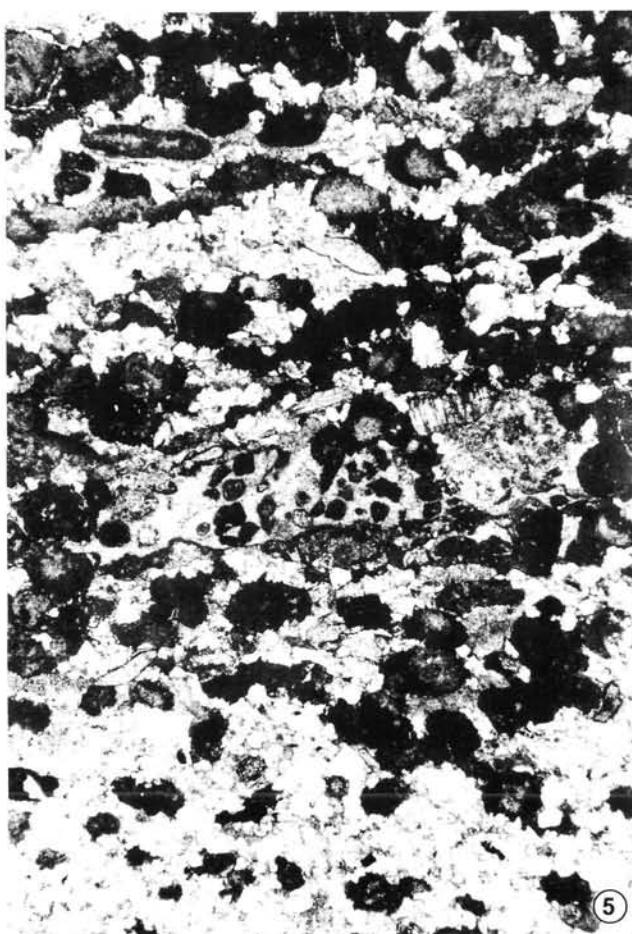
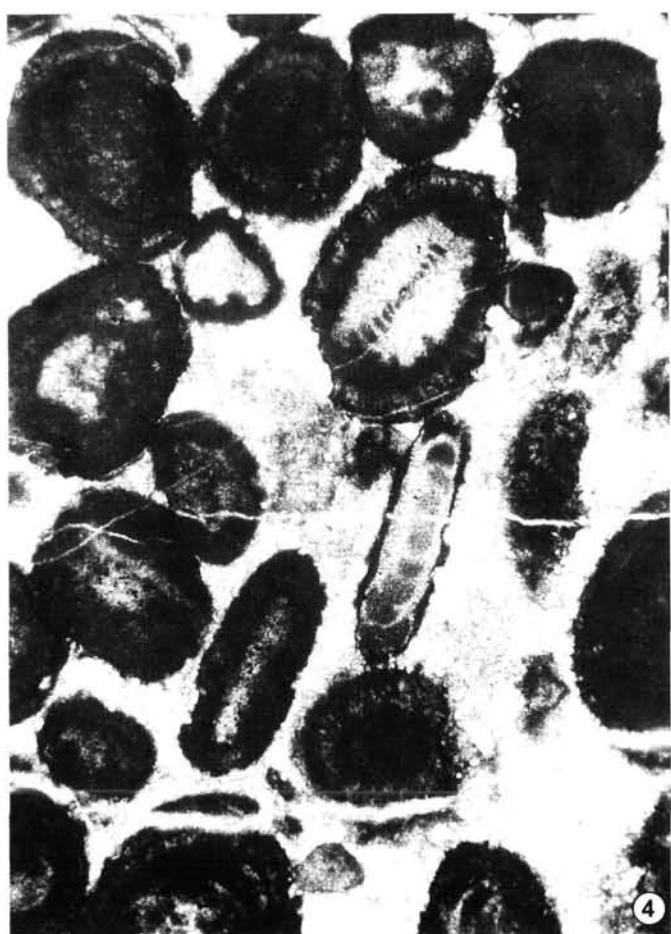
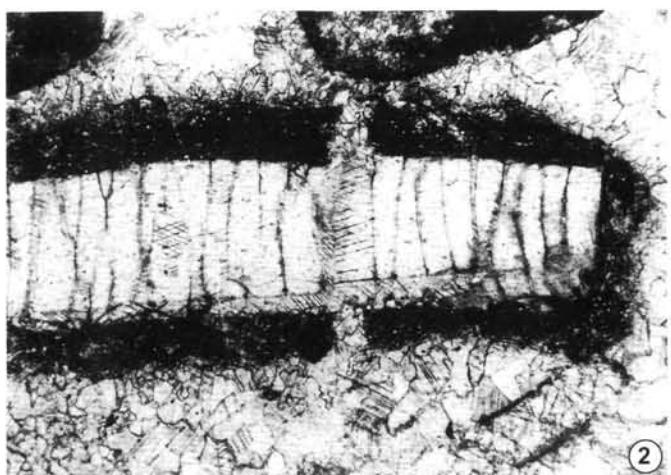
Für sämtliche nachfolgenden statistischen Berechnungen wurden die Hauptdolomitproben GB5 und GB24 aufgrund ihrer Ausreißercharakteristik (hoher siliziklastischer Anteil) aus dem Datensatz entfernt.

Die Korrelationsanalyse (Tab. 2) der geochemischen Daten des Hauptdolomits belegt eine gute Korrelation der in den siliziklastischen Anteilen der Karbonate enthaltenen Haupt- und Spurenelemente (K, Al, Fe, Mn, Co, Rb, Th), was als Ausdruck eines wechselnden Anteils an detritärem siliziklastischem Material interpretiert werden kann. U weist eine schwache positive Korrelation mit V auf. C_{org} zeigt einzig

Tafel 3

Mikrofazies-Typen der Raibler Schichten

- Fig. 1, 2: MF-Typ 3: Muschelschalen-Echinodermen- Biomikrit/-sparit mit Extraktlasten und Onkoiden (Packstone bis Floatstone/Rudstone). In Fig. 1 ist eine typische Inkrustationsabfolge (1. Generation die sandschalige Foraminifere *Tolyphammina gregaria* WENDT, gefolgt von der Rotalge *Girvanella* sp. und einer dünnen mikrobiellen Kruste) dieses MF-Typs dargestellt. Fig. 2 zeigt die feinen Fäden von *Girvanella* sp. im Detail, aufgewachsen auf eine Muschelschale die durch eine dicke Prismenschicht und eine reduzierte foliose Schicht charakterisiert ist. Fig. 1: Probe I; x 25; Fig. 2: Probe A; x 60.
- Fig. 3: MF-Typ 4: Onkolith (Bindstone). Das Gestein ist durch den sehr hohen Anteil der mehrere cm großen Onkoide (überwiegend durch mikrobielle Krusten gebildet) gekennzeichnet. Probe 121/13/97; x 3.
- Fig. 4: MF-Typ 5: Oolith (Grainstone). Die sparitisch zementierten, radialstrahligen Ooide werden bei der Rekristallisation des Gesteins teilweise angeätzt. Als Kerne dienen hier u.a. die involutiniden Foraminiferen *Aulostrotus sinuosus* WEYNSCHEK und *A. tumidus* KRISTAN-TOLLMANN. Probe F; x 60.
- Fig. 5: MF-Typ 6: Lithoklastreiche Sandsteine (Packstone). Das Quarz- und Feldspat-reiche Gestein führt neben dichten, mikritischen Lithoklasten (MF-Typ 7) auch Gesteinsbruchstücke, die dem MF-Typ 3 (Bildmitte) zuzuordnen sind. Probe 121/10/97; x 35.



eine leichte Korrelation mit Mg. S_{tot} korreliert mit nahezu sämtlichen Elementen mit Ausnahme der Schwermetalle (Ni, Cu, Pb, Zn, U, V).

In der Faktorenanalyse (Tab. 3) wird Faktor 1 durch die siliziklastischen Elemente bestimmt. Faktor 2 zeigt eine Beziehung zwischen Ca, Mg, Mn, Zn und Pb. Auf Faktor 3 haben die Elemente V, Ni und U die höchsten Ladungen.

Die geochemische Elementassoziation des bituminösen Hauptdolomits läßt sich somit auf 3 voneinander unabhängige Einflußgrößen reduzieren: Den siliziklastischen Anteil (Faktor 1), den karbonatischen Anteil (Faktor 2) und den Uran/Nickel/Vanadium-Anteil (Faktor 3), welcher keine direkte geochemische Beziehung zu den beiden anderen Faktoren aufweist.

3.2.2. Mikrosondenuntersuchungen

Es wurde versucht mittels Mikrosondenuntersuchungen Anhaltspunkte über die Verteilung des Urans innerhalb von Kleinbereichen des Gesteins zu erlangen und die Minerale zu identifizieren, die als Trägersubstanz fungieren. Weiters sollte untersucht werden, ob das Uran bevorzugt an gewisse Strukturen gebunden auftritt (sedimentäre Strukturen wie Laminite, brekziöse Bereiche etc., oder tektonische, wie z.B. Klüftchen).

Es wurden mehrere polierte Dünnenschliffe von Hauptdolomiten unterschiedlicher Fazies angefertigt und in der Mikrosonde am Institut für Petrologie der Universität Wien durchgesehen.

Uranführende Minerale sind im back-scatter Bild relativ leicht zu identifizieren, da sie durch ihre besondere Helligkeit auffallen.

Es stellte sich allerdings bald heraus, daß höchstens zwei bis drei 2-5 µm große Uranmineralkörnchen pro Schliff aufzufinden sind, daß also Ergebnisse über eine mögliche Strukturgebundenheit mit dieser Methode nicht erzielt werden können. Dabei muß festgehalten werden, daß dispers verteilt ist in Mineralkörper eingebautes Uran, wie z.B. an organische Substanz adsorptiv gebundenes, mit der Mikrosonde nicht leicht erfaßt werden kann.

Aufgrund der Elementverteilung konnten die aufgefundenen Körnchen mit großer Wahrscheinlichkeit als uranführende Ti-Minerale identifiziert werden. Am ehesten kommen Betafit (U-Ti-Pyrochlor) $(U,Ca)_2(Ti,Nb,Ta)_2O_6(O,OH,F)$ und Brannerit $(U,Ca,Th,Y)[(Ti,Fe)_2O_6]$ in Frage. Es wurden allerdings keine quantitativen Bestimmungen durchgeführt.

Aufgrund ihres seltenen Auftretens kommen diese Minerale als Träger für die Hauptmenge an Uran nicht in Frage.

Als feinste detritische Einschaltungen innerhalb der Dolomitmatrix wurden relativ häufig Fe-Oxide, Zirkon und Rutil, seltener Apatit und ein Kalifeldspat gefunden.

3.2.3. HCl-Extraktion

Durch Extraktion mit HCl wurde versucht, weitere Hinweise bezüglich der Bindungsform des Urans zu erhalten. Es zeigt sich, daß mit 1:10 verdünnter Salzsäure die Elemente Ca, Mg, Mn, V, Ni, Sr, Zn und U nahezu quantitativ extrahierbar sind. Pb wird teilweise gelöst. Uran und die assoziierten Elemente V und Ni werden also gemeinsam mit der karbonatischen Fraktion gelöst, sind aber – wie anhand der Faktorenanalyse zu erkennen – nicht an diese gebunden.

3.2.4. Beurteilung der Schwermetallgehalte der Bodenproben

Im Zuge der chemischen Analysen der Bodenproben ergaben sich in einigen Proben unerwartet hohe Gehalte für die Schwermetalle Cr, Ni, Pb, Cd, Cu, und Zn. Die gemessenen Werte sind in Tab. 5 mit Richtwerten nach der ÖNORM L 1075 (Anorganische Schadstoffe in landwirtschaftlich und gärtnerisch genutzten Böden, 1993) verglichen. Diverse Klärschlammverordnungen der Länder haben fast identische Grenzwerte. Die genommenen Proben stammen alle aus einem Bereich, der intensiv almwirtschaftlich genutzt wird.

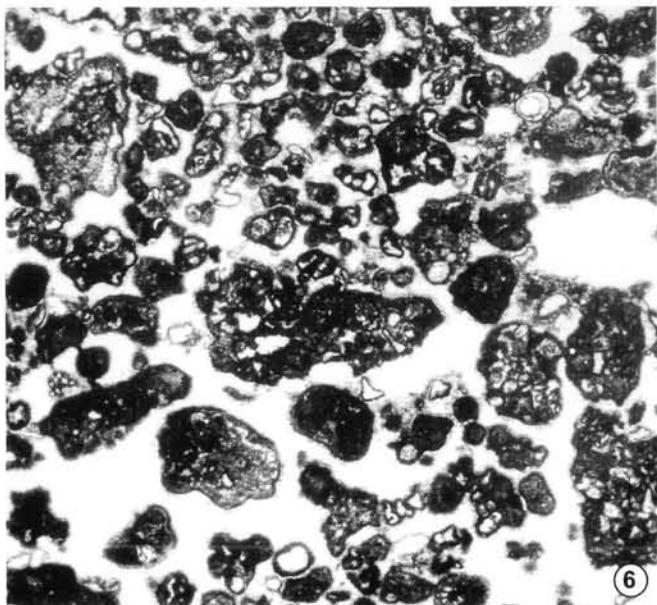
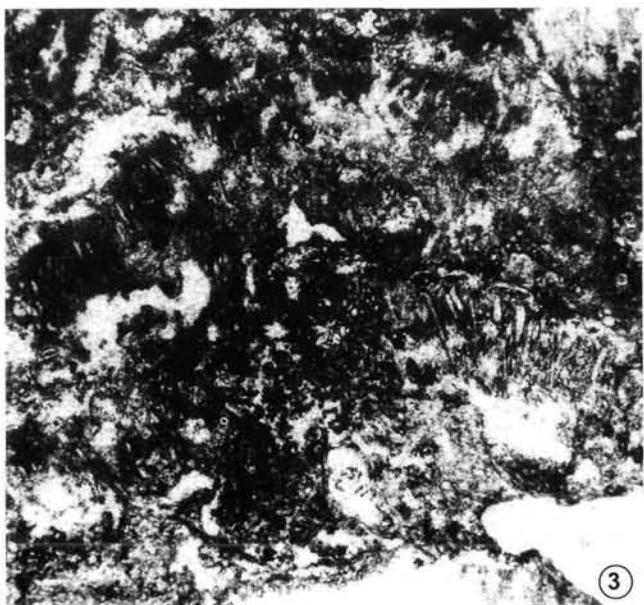
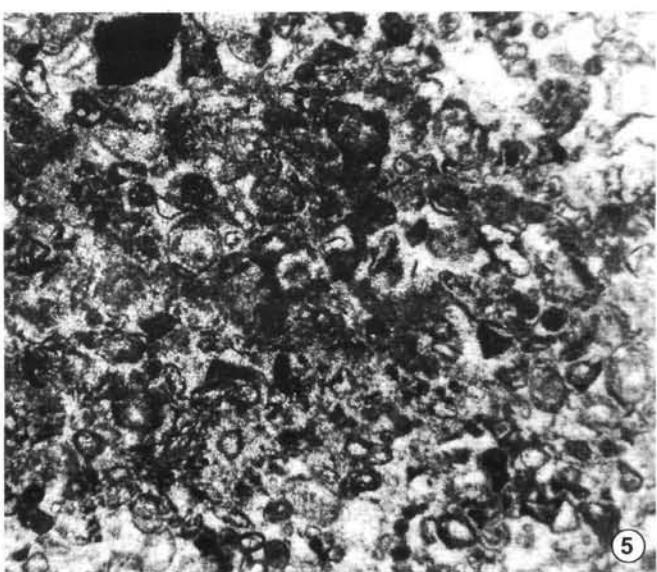
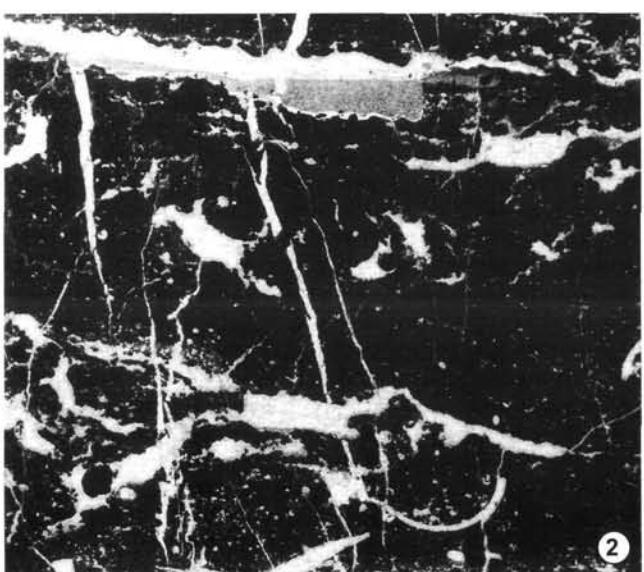
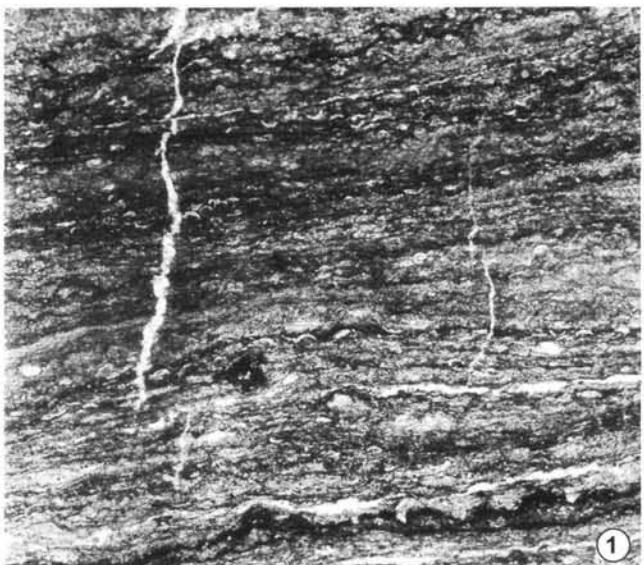
Auffällig sind die z.T. sehr heterogenen Werte, bei Cu unterscheiden sich z.B. höchster und niedrigster Wert um mehr als das 80-fache. Für Cr sind 4 von 6 Proben belastungsverdächtig; der Richtwert wird bei keiner Probe überschritten. Bei Ni gilt eine Probe als belastungsverdächtig, bei 3 weiteren Proben wird der Grenzwert, z.T. nur knapp, überschritten. Eine wesentlich stärkere Belastungssituation zeigt sich bei Pb. Von 6 Proben ist eine als unbedenklich, eine als belastungsverdächtig einzustufen, und 3 Proben weisen Richtwertüberschreitungen bis um das Dreifache auf. Genauso dieselbe Situation ergibt sich für Cd. Bei Cu gilt eine Probe als verdächtig, 3 Proben weisen Überschreitungen bis zum 2,5-fachen des Richtwertes auf, ebenso bei Zn, wo 3 Proben mehr als das Doppelte des Richtwertes aufweisen.

Ein Vergleich mit Schwermetallgehalten in unterschiedlich genutzten Böden aus anderen Bereichen Tirols (PARTL et al., 1996) zeigt, daß die hier gemessenen Werte relativ hoch liegen, es handelt sich hier insgesamt also um eine mit Schwermetallen belastete Situation. Dies läßt allerdings keinen unmittelbaren Schluß darauf zu, ob damit ein Gefährdungspotential verbunden ist, da es von sehr vielen unterschiedlichen Faktoren abhängt, ob und in welchem Ausmaß Schwermetalle im Boden aktiviert und in Pflanzen aufgenommen werden können, insbesonders vom pH-Wert. Von Bedeutung ist weiters die mineralogische Zusammen-

Tafel 4

Mikrofazies-Typen des Hauptdolomits

- Fig. 1: MF-Typ 8: Algen-Laminit (Bindstone). Das feinlaminierte Gestein führt in manchen Lagen Mikroschille, welche durch Ostracodenklappen aufgebaut werden. Probe 97/3H; x 4.
- Fig. 2, 3: MF-Typ 9: Biopelmikrit- bis sparit mit Lösungshohlräumen (Wacke- bis Packstone/Bindstone). Die großen Lösungshohlräume dieses Gesteins werden zumeist durch einen groben Kalzitzement verfüllt. Manchmal sind geopetale Kristallsilite an der Basis der Lösungsbahnen vorhanden (Fig. 2 oben). In diagenetisch nicht überprägten Gesteinspartien (Fig. 3) sind oftmals noch die sedimentbindenden Algen (*Girvanella* sp.) erhalten. Fig. 2: Probe GB 6; x 4; Fig. 3: Probe 97/3; x 20.
- Fig. 4: MF-Typ 10: Ostracoden-Biomikrit bis -sparit (Pack- bis Grainstone). Das dichtgepackte Gestein besteht überwiegend aus randlich mikritisierten Ostracoden. Auch hier sind Lösungshohlräume vorhanden. Probe GB 21; x 7.
- Fig. 5: MF-Typ 11: Intraklastreicher Foraminiferen-Grünalgen Biosparit bis -mikrit (Grainstone/ Packstone). In mikrosparitischer bis spartischer Matrix finden sich einzelne Foraminiferen (*Aulotortus* sp.; Bildmitte links) und Kalkalgen (z.B. Bildzentrum). Probe 97/3C; x 15.
- Fig. 6: MF-Typ 12: Biosparit-/mikrit mit Gapestone-lumps (Rudstone/ Floatstone bis Bindstone). Mehrere mm große Gapestone-lumps sind in Sparit eingebettet. Probe Gais 4; x 12.



setzung des Bodens, die Art der Tonminerale, der Gehalt an organischem Material etc.. Für die Mobilisierung von Schwermetallen im Boden und ihren Transport durch wässrige Lösungen spielt ebenfalls der pH-Wert eine zentrale Rolle, wobei sich bei niedrigem pH die Löslichkeit in unterschiedlichem Ausmaß erhöht.

Da im Rahmen dieser Arbeit keine eingehenderen Bodenuntersuchungen vorgesehen waren, wurden auch keine Daten über Bodenprofile, pH-Werte, mineralogische Zusammensetzung der Böden und andere bodenkundlich wichtige Faktoren erhoben, welche in diesem Zusammenhang beachtet werden müssen.

Die Herkunft der Schwermetalle in den Bodenproben im festgestellten Ausmaß kann nicht einfach aus den darunterliegenden Dolomiten abgeleitet werden. Auch eine Herkunft durch Eintrag von Staubpartikeln ist aufgrund der stark unterschiedlichen Schwermetallgehalte eng benachbarter Proben auszuschließen.

Eine mögliche Erklärung für die Anreicherung an Schwermetallen könnte eine entsprechende Vererzung im Untergrund sein. Eine solche ist aus der Literatur hier im Hauptdolomit nicht bekannt. In dem den Hauptdolomit unterlagernden Mitteltriasdolomit ist allerdings eine Pb-Zn-Mineralisation beschrieben, die in einem Bereich etwa 1 bis 2 km südlich des beprobeden Gebiets aufgeschlossen ist, im Bereich Haarlaßanger Alm, Kobinger Hütte (VOHRYCKA, 1968; MOSTLER et al., 1986), sowie im Kobinger Graben (MOSTLER et al., 1986).

Im Kobinger Graben findet sich ein lückenloses Profil vom Unterperm bis zum Wettersteindolomit. Anisische Dolomite (Zebradolomit, wahrscheinlich dolomitisierte Reiflinger Kalk) führen eine Galenitvererzung mit untergeordnet Sphalerit, die genetisch offensichtlich mit der Dolomitierung verknüpft ist. Im höheren Abschnitt der dolomitischen Aniskalke tritt eine Sphaleritvererzung auf, die an Klüfte gebunden ist. Im darüber folgenden Wettersteindolomit, der hier überwiegend in Lagunenfazies ausgebildet ist, findet sich wiederum eine von Galenit dominierte Vererzung, die an Störungen auftritt, eine Erzkonzentration ist im Treffpunkt von N-S- und E-W-Brüchen festzustellen (MOSTLER et al., 1986).

Es wäre vorstellbar, daß auch etwas weiter nördlich eine ähnliche, allerdings etwas anders zusammengesetzte Mineralisation aus unterlagernden Schichten mobilisiert wurde und entlang von Klüften und Störungen lokal bis in den Hauptdolomit aufgedrungen ist.

3.3. Vergleich der aeroradiometrisch, bodenradiometrisch und geochemisch bestimmten Elementgehalte

Bei einem Vergleich der unterschiedlichen geophysikalischen bzw. geochemischen Meßmethoden muß deren unterschiedliche räumliche Auflösung berücksichtigt werden.

Tafel 5

Ultrafazies – Rasterelektronenmikroskop-Gefüge des Wetterstein- und Hauptdolomits sowie der Raibler Kalke.

Fig. 1: Wettersteindolomit. Ziemlich gleichkörniger Mikrit, rechts oben jedoch sparitische Kluftfüllung. Probe GB 4.

Fig. 2: Karnischer Mergelkalk, extrem feindispers silifizierter Biomikrit mit kalzitischer Hohlräumfüllung eines Biogens indet. Probe GB 15.

Fig. 3: Leicht bituminöser Dolomit-Laminit des Hauptdolomits mit 0,1% C_{org}. Das REM-Foto zeigt Tonmineral-Neubildungen im Dolomit, die sich auch in den EDAX-Peaks (Si, Al) zeigen. Probe GB 28.

Fig. 4: Mittelstark rekristallisierte Dolomitlaminit/Loferit des Hauptdolomits. Deutlich sind die korrodierten Karbonatkörper zu sehen sowie knapp rechts der Bildmitte ein Schichtsilikat und gleich rechts davon ein sehr feinkörniger (~2 µm) authigener Dolomit-Rhomboeder. Probe GB 21.

Während bei der Aeroradiometrie über größere und bei der Bodenradiometrie über kleine Flächen integriert wird, so handelt es sich bei der Geochemie um punktuelle Messungen, deren Ergebnis stark vom beprobten Material (Gestein bzw. Boden) abhängig ist.

Bei Uran ist, unter Berücksichtigung des oben angeführten Sachverhaltes, eine äußerst gute Übereinstimmung der drei Meßmethoden festzustellen. Im Bereich des felsigen Gaisberggrates liegen die Meßwerte durchwegs bei 10 ppm U, während im Bereich des Almbodens S Bärstättalm mit allen drei Methoden über 20 ppm U nachgewiesen wurden.

Die radiometrischen Thorium-Werte zeigen ebenfalls gute Übereinstimmung mit den geochemischen, wobei allerdings eine leichte Tendenz in Richtung zu hoher Th-Gehalte in der Radiometrie festzustellen ist. Dies kann jedoch auch ein Problem der relativ niedrigen Zählraten sein.

Beim Kalium zeigt die Bodenradiometrie im Vergleich zur Aeroradiometrie etwa um den Faktor 2 erhöhte Werte, wobei die aeroradiometrischen K-Gehalte größtenteils den geochemisch bestimmten entsprechen.

4. Fazielle und mikropaläontologische Untersuchungen der Raibler Schichten und des Hauptdolomits

In den topographisch höher gelegenen Partien des Gaisbergs sind drei charakteristische Gesteinsformationen der Trias anzutreffen, nämlich der Wettersteindolomit im Liegenden, der durch ein lediglich linsig ausbeißendes und nur etwa 15 Meter mächtiges Karnband vom Unteren Hauptdolomit im Hangenden getrennt wird.

Am Weg von der Gaisberg-Sessellift-Bergstation steht in Richtung Bärstatt ein meist heller, z.T. fast weißer Wettersteindolomit an, der selten noch großolithisches Gefüge erkennen läßt. Taf. 6, Fig. 1 zeigt das Ultragefüge eines ziemlich äquigranularen Dolomikrits.

Zur mikrofaziellen Bearbeitung standen 72 Schlitte aus den karnischen Raibler Schichten und 39 aus dem Hauptdolomit zur Verfügung.

4.1. Raibler Schichten

Die Raibler Schichten des Gaisbergs sind seit den klassischen Arbeiten von WÖHRMANN (1889, 1894) immer wieder bearbeitet worden, wobei vor allem auf folgende Veröffentlichungen verwiesen werden soll: AMPFERER (1907), KLEBELSBERG (1935), MALZER (1964 unpubl.), SCHLOSSER (1895) sowie insbesondere auch auf SCHULER (1968). Besonders verwiesen sei auch noch auf die Arbeit von SIBLIK (1999), die sich mit der Brachiopoden-Fauna des dichten schwarzgrauen Karnkalkes des Gaisbergs befaßt. Weitere wichtige Arbeiten zu diesem Themenkreis sind u.a. jene von GROTTENTHALER (1978), HAGEMEISTER (1988), HARSCH (1970), JERZ (1965,



Tab. 5.

Karn-Abfolge am Weg von der Gaisberg Sessellift-Bergstation zur Bärstättalm auf ca. 1370 - 1430 m SH. Der liegende Profilabschnitt liegt an einem steilen Solifluktionshang und wurde nicht dargestellt.

Mächtigkeit	Probenummer	Beschreibung
		"Hauptdolomit" s.l.
		z.T. dichter grauer Dolomit, ? Karn
40 cm	Gais 98/18	Muschel-Lumachellenkalk mit angelösten Schalen
150 cm	Gais 98/1,1A	graue Mergel
>200 cm	Gais 98/17	Knollenflaserkalk, nicht selten mit Onkolithkalklagen sowie Muschel-Lumachellen, im Wesentlichen schwarzgrauer dichter Kalk, gelegentlich mit spröden Mergel-Zwischenlagen
ca 120 cm	Gais 98/16	(dunkel)grauer Bankkalk, spröde mergelige Trennfugen, es wechseltlagern Muschelkalke mit onkolithischen Kalken. "Ostreen" auf Schichtflächen
110 cm		dichter (dunkel)grauer gebankter Kalk, auch Lumachellen-Einschaltungen
25 cm	Gais 98/15	kreuzgeschichteter oolithischer Kalk
230 cm		an der Basis sehr spröde Kalkmergel, darüber dichter (dunkel)grauer Bankkalk mit Muschelschill-Lagen
21 cm	Gais 98/14	grauer, z.T. gelber siltiger Kalk mit feinem Fossildetritus
15 cm	Gais 98/13	dunkelgrauer dichter Kalk, z.T. Muschel-Lumachelle, gelb anwitternd, auch gelbe siltige Einschwemmungen

1966), KRAINER (1985), LIEBERMANN (1978a, b), SCHWEIZER & BECHSTÄDT (1990). Wie bereits eingangs erwähnt, stehen die Raibler Schichten nur mit einer Mächtigkeit von bis zu etwa 15m an. Ihr linsenförmiges Vorkommen lässt auf eine tektonische Reduktion der ursprünglichen Gesamtschichtfolge schließen. Demzufolge sind in unserem Profil symmetrische Verflachungs- und Vertiefungszyklen, wie sie z.B. HAGEMEISTER (1988) für die bis über 250 m mächtigen Raibler Schichten des Drauzuges beschreibt, nicht überliefert.

Zwischen den nachfolgend beschriebenen Mikrofazies-Typen sind häufig Übergänge vorhanden, auf die im Text kurz eingegangen wird.

und Brachiopoden hinzu. Letztere werden selten von sessilen Foraminiferen (*Tolympammina gregaria* WENDT und *Planilinvoluta carinata* LEISCHNER) besiedelt.

Akzessorische juvenile Ammonoideen, Bruchstücke von Bryozoen und *Globochaete alpina* vervollständigen das Biogenspektrum. Die mikritische Matrix ist stellenweise stark umkristallisiert. Pyrit kann idiomorph oder aber auch als Füllung von Biogenmolds vorliegen.

Sehr selten belegen stark zerbrochene Reste von umkristallisierten Gerüstbildnern, die noch eine randliche onkoidische Umkrustung erkennen lassen, Einschüttungen aus dem Bildungsbereich des MF-Typs 4.

Mikrofazies- (MF-)Typ 1: Foraminiferen-Biopelmikrit (Packstone) (Taf. 2, Fig. 1)

Charakteristisch für das Gestein ist das gemeinsame Auftreten von Foraminiferen und Peloiden (zusammen stellenweise bis über 15 Vol.-%). Neben häufigen sandschaligen Foraminiferen der Genera *Ammobaculites*, *Ammodiscus*, *Endothyra*, *Glomospira*, *Glomospirella*, *Tolympammina*, *Trochammina* und *Milioliden* (Genera *Agathammina*, *Meandrospha*, *Nubecularia*, *Ophthalmidium*, *Planilinvoluta*), treten Lageniden und Involutiniden (*Aulotortus*) sehr stark zurück. Zu den stets vorhandenen, zumeist dünnenschaligen Muschelresten und Ostracoden gesellen sich in wechselnden Quantitäten Gastropoden, Echinodermenreste, Schwammnadeln

MF-Typ 2: Echinodermen-Biomikrit (Wacke- bis Packstone) (Taf. 2, Fig. 2-3)

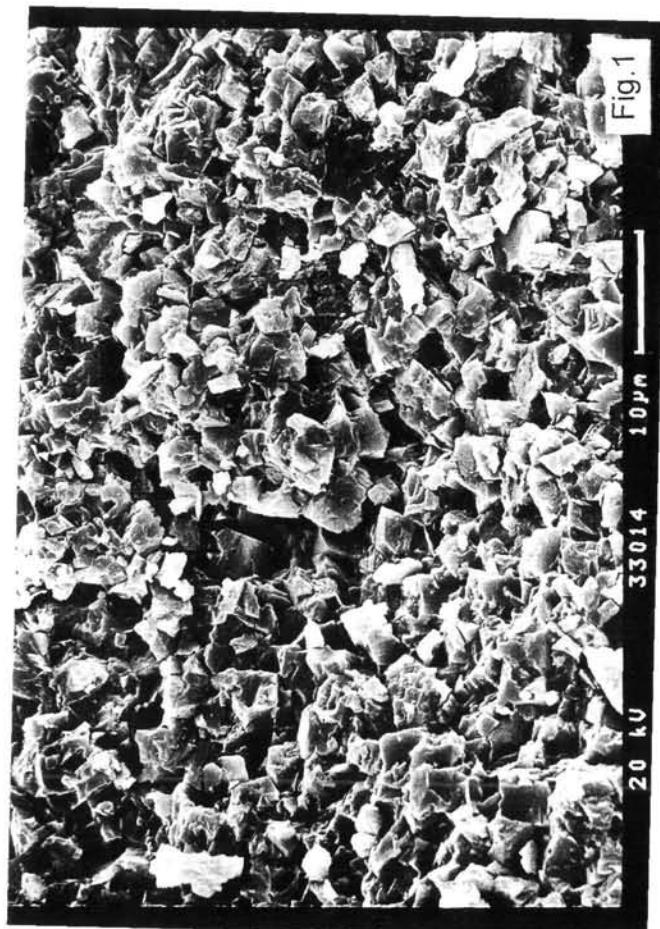
Das bisweilen stark bioturbate Gestein führt als wichtigste Komponenten Echinodermenreste und Bruchstücke zumeist dünnenschaliger Muscheln. Bei hohen Biogengehalten ist eine mehr oder weniger deutliche Einregelung – vor allem der Muschelschälchen – zu beobachten. Dies kann als Hinweis auf erhöhte hydrodynamische Aktivitäten gewertet werden und leitet zu den Ablagerungen des MF-Typs 3 über.

Bemerkenswert ist der Fund von Holothurien-Skleriten des Genus *Theelia*. Pyrit, seltene Onkoide und vereinzelt Foraminiferen sind ebenfalls in die teilweise umkristallisierte Matrix eingebettet.

Tafel 6

Ultrafazies – Rasterelektronenmikroskop-Gefüge des Hauptdolomits

- Fig. 1: Gleichkörniger Dolomikrit bis feinstkörniger Mikrodolosparit. Dolomit-Laminit/Loferit. Probe GB 27.
- Fig. 2: Dolomitlaminit/Loferit mit mikritischer/mikrosparitischer Grundmasse (rechts oben) mit gröberkörnigem Birdseye-Gefüge, bestehend aus authigen gesproßten Dolomit-Rhomboedern bzw. dolomitisiertem Pflasterkalzit-Gefüge mit Korngrößen um 10 µm. Probe GB 21 (siehe auch Tafel 4, Fig. 4).
- Fig. 3: Kleinstückig brechender "dichter" gebänderter Dolomit. Im REM zeigt sich ein ungleichkörniges Gefüge von – teils verzwillingten – Dolomitrhomboedern von mikritischer bis mikrosparitischer Korngröße. Probe GB 11.
- Fig. 4: Verzwillingungs-Gefüge von authigen gesproßten Dolomitrhomboedern verschiedener Kristallgröße. Probe GB 11.



MF-Typ 3: Muschelschalen-Echinodermen-Biomikrit/-sparit mit Extraklasten und Onkoiden (Packstone bis Floatstone/Rudstone)
(Taf. 2, Fig. 4; Taf. 3, Fig. 1-2)

Für diesen Mikrofaziestyp der auch als Schillfazies mit „Kleinonkoiden“ charakterisiert werden könnte, ist das sehr enge Nebeneinander (teils im Schliffbereich) von matrixreicherem und -armen Lithologien charakteristisch.

Zumeist dichtgepackte, dickschalige Muschel- und Echinodermenreste bilden in den matrixreicherem Gesteinsausbildungen die Hauptkomponenten. Die Einregelung der Bioklasten ist oft nur mäßig gut entwickelt, ebenso wie ihre Sortierung. Der Gehalt von onkoidisch umkrusteten Komponenten und zumeist zerbrochenen Ooiden ist hochvariabel, jedoch deutlich geringer als in den sparitisch dominierten Lithologien.

In letzteren ist zudem die Einregelung der deutlich größeren Komponenten wesentlich besser ausgebildet. Onkoide werden zumeist aus einem Konsortium von Spongstromaten- und *Girvanella*-Krusten, aber auch von sessilen Foraminiferen (*Tolypammina gregaria* WENDT, *Tolypammina* sp., seltener *Planilvolvula carinata* LEISCHNER und *Bullopora* sp.) aufgebaut. Als Bioklasten treten Bryozoen und stark umkrustete Reste von Hydrozoen hinzu.

MF-Typ 4: Onkolith (Bindstone)
(Taf. 3, Fig. 3)

Hauptcharakteristikum dieser Lithologie sind die im Gegensatz zum MF-Typ 3 bis zu mehrere cm messenden „Groß“-Onkoide, die bis etwa 60 Vol.-% Anteil am Gesteinsaufbau haben können. Sie werden zumeist aus alternierend hellen und dunklen spongstromaten Krusten aufgebaut. Aber auch Rotalgen (*Girvanella* sp.) und Foraminiferen kann im Einzelfall eine sehr große Bedeutung zukommen. Auffallend häufig dienen Reste von Gerüstbildnern (Hydrozoen) als Kerne der Onkoide. Die bisweilen stark umkristallisierte Matrix des Gesteins führt neben Echinodermenresten, Schalenbruch und Foraminiferen häufiger auch Siliziklastika (v.a. Quarz). Gelegentlich ist geringfügige spätdiagenetische Dolomitisierung zu beobachten; diese tritt auch in MF-Typ 5 auf.

MF-Typ 5: Oolith (Grainstone)
(Taf. 3, Fig. 4)

Das Gestein besteht fast gänzlich aus gut sortierten, radialstrahligen Ooiden. Als Kerne dienen die vielfältigsten Organismen wie juvenile Gastropoden, Foraminiferen, aber auch Echinodermenreste und Muschelschälchen. Bisweilen sind die äußersten Schichten mancher Ooide durch Pyrit imprägniert. Sessile Foraminiferen sind im Gegensatz zum MF-Typ 3 rar, können jedoch in sehr seltenen Fällen mehrere Ooide miteinander verkitten. Besondere Erwähnung verdient der Fund eines Crustaceen-Koprolithen der Gattung *Helicerina* in der Probe F.

Die Matrix des Gesteins ist partiell sehr stark rekristallisiert und auch die Ooide sind zumeist schlecht erhalten und teilweise randlich sehr stark korrodiert.

MF-Typ 6: Lithoklastreiche Sandsteine (Packstone)
(Taf. 3, Fig. 5)

Neben angularen bis subangularen Quarzen (Durchmesser 0,08-0,35mm), seltener Feldspäten und vereinzel-

ten Glimmern, treten als weitere Einzelkomponenten bis zu mehrere mm große Bruchstücke von Echinodermen, Bivalven und Pflanzenhäcksel auf. Von besonderer Bedeutung sind bis zu 5mm messende Gesteinsbruchstücke, die der oben beschriebenen Ooid- und Peloidfazies zuzurechnen sind. Sie belegen die synsedimentäre Erosion dieser Faziesräume. Des Weiteren finden sich dunkelbraune Hornstein-splitter, Pyrit und volumenmäßig weitaus bedeutendere dicke, mikritische, teilweise sehr stark umkristallisierte Lithoklasten. Es dürfte sich bei ihnen zum Großteil wohl um aufgearbeitete, bereits weitgehend lithifizierte Mergel (MF-Typ 7) handeln.

Die Kontakte der Komponenten dieser Arkose sind häufig stylolithisch überprägt.

MF-Typ 7: Dunkelgraue bis schwarze Mergelkalke (Mudstone)

Das sehr dichte, teilweise zu Mikrosparit umkristallisierte Gestein führt in den untersuchten Proben nur sehr selten Schalenbruchstücke, die jedoch aufgrund der schlechten Erhaltung nicht näher klassifiziert werden können. Häufiger sind idiomorphe Pyrite (0,03-0,08mm), die entweder feindispers im Sediment verstreut auftreten, oder aber größere Aggregate mit Durchmessern bis 0,3mm bilden. Mehrere Proben wurden im Hinblick auf Conodonten säuregelöst. Eine Probe, die aus dem Karnvorkommen am Weg von der Bärstättalm zum Gaisberg-Gipfel stammt, führte einige wenige Exemplare eines Conodonten aus dem Formenkreis der Misikellen (Material leg. M. SIBLIK; det. G. MANDL).

Mergelige Zwischenlagen

Die palynologische Untersuchung von fünf Rückständen feinklastischer Karnproben nach Aufbereitung mit HF, HCl und SCHULZE-Lösung durch Frau Dr. Ilse DRAHLER (GBA) erbrachte keine positiven Ergebnisse. In fast allen Proben konnte neben mineralischen Komponenten schwarzer und schwarzbrauner pflanzlicher Detritus nachgewiesen werden, und nur in einer Probe fand sich auch ein unbestimmbares Sporenfragment.

Lithofaziell umfassen die Raibler Schichten verschiedene Karbonatgesteinstypen, die für lagunäre Ablagerungen charakteristisch sind (siehe MF-Typen 1-7) sowie verschieden mächtige siliziklastische Einschlüsse. Vermutlich wider-spiegeln diese Sedimentabfolgen Gesteine einer unzureichend strukturierten Karbonatplattform, wo bei Meeresspiegelanstieg durch Strömungen verstärkt siliziklastische Sedimente auf die Plattform transportiert wurden (HAGEMEISTER, 1988). Die zyklische Sedimentation wurde schließlich durch das Einsetzen feinkörniger subtidaler Karbonatschlamsedimentation beendet, die jetzt in Form von Dolomikriten vorliegen und die Ausbildung der stabilen Karbonatplattform des Hauptdolomits einleiten.

4.2. Hauptdolomit

Der Untere Hauptdolomit des Gaisbergs zeigt ein vergleichsweise breites lithofazielles Spektrum und umfaßt makroskopisch dichte/feinkörnige, auch zuckerkörnige Typen, Laminiten vom Typ der Loferite, graue bituminöse Stinkdolomit-Laminiten, weiters Dolarenite und ruditische Brekzien. Die ursprüngliche Annahme, daß die erhöhten U-Gehalte bevorzugt an gewisse Faziestypen - etwa die stromatoliti-

schen Laminiten, die Brekzienhorizonte oder den bituminösen dunkelgrauen Dolomitlaminit - gebunden sein könnten, konnte nicht bestätigt werden. Hingegen erwiesen sich die erhöhten U-Gehalte als im wesentlichen gleichmäßig alle Faziestypen des Hauptdolomits umfassend.

Einige wichtige Mikrofaziestypen des Hauptdolomits werden auf Taf. 3, Fig. 1-4 dargestellt, das Ultradefüge auf Taf. 5, Fig. 3-4 und auf Taf. 6, Fig. 1-4.

MF-Typ 8: Algen-Laminit (Bindstone) (Taf. 4, Fig. 1)

Feinlaminierte, hellere, zumeist dolomitische, stark gekräuselte *Laminae* wechselseitig mit dunklen, dünnen, kalkigen Lagen. Letztere führen in manchen Proben des älteren Mikroschilles, bei denen es sich um disartikulierte Ostracodenklappen handeln dürfte. Mit zunehmender Rekrystallisation gehen diese Details aber verloren.

Bisweilen lassen sich Aufarbeitungslagen beobachten, die aus planaren, mehrere cm langen Intraklasten bestehen. Das gute fitting der Komponenten weist zusammen mit der geringen Kantenrundung auf nur geringe Transportweiten der bereits weitgehend lithifizierten Klasten hin.

Höherenergetische Ereignisse dokumentieren sich in diskreten Lagen, welche neben Laminit-Plastiklasten auch angulare Extraklasten des MF-Typs 11 führen. Alle Komponenten werden wiederum von Algenmatten überwachsen.

MF-Typ 9: Biopelmikrit bis -(dolo)sparit mit Lösungshohlräumen (Wacke- bis Packstone/Bindstone) (Taf. 4, Fig. 2-3)

Als auffälligstes Charakteristikum dieser Lithologie können wohl die sehr ausgeprägten laminoiden Fenstergefüge gelten. Die schichtparallelen Hohlräume vom Typus "Stromatotaxis" sind oft geopetal mit Kristallsilt und einer darauffolgenden Generation von grobem Kalzit(?Dolomit)zement verfüllt. Neben LF-A- treten auch LF-B-II- Gefüge auf.

Das zumeist biopelmikritische bis -mikrosparitische Sediment ist dicht gepackt und führt neben Muschelbruch auch größere Gastropoden, Ostracoden und Foraminiferen (v.a. Involutiniden). Alle Biogene sind sehr stark umkristallisiert. In mikritreicherer, nicht umkristallisierten Partien sind bisweilen Rotalgen des Genus *Girvanella* erhalten geblieben.

Als Besonderheit ist in die Probe 97/3K eine gradierte Resedimentlage eingeschaltet. Sie besteht basal aus bis zu 2 mm großen Intraklasten, die sparitisch zementiert sind. Darüber folgt eine Lage aus intern nicht strukturierten und daher nicht bestimmmbaren Pellets (Durchmesser zwischen 0,08 und 0,1mm).

MF-Typ 10: Ostracoden-Biomikrit bis -(dolo)sparit (Pack- bis Grainstone) (Taf. 4, Fig. 4)

Das Sediment wird aus dichtgepackten, randlich mikritisierten molds von Biogenen (überwiegend Ostracoden bis 0,5 mm, aber auch Muschelschalen - bis 2 mm) und Dasycladaceenresten aufgebaut. Einzelne Lagen weisen eine deutliche Gradierung auf. Zwischen diesen sparitisch zementierten *Laminae* sind öfters mikritreiche Abschnitte eingeschaltet, in denen die Komponenten auch weitaus dünner gepackt vorliegen.

Auch in diesem Gestein, welches wohl ebenfalls ein höherenergetisches Ereignis dokumentiert, sind Lösungshohlräume anzutreffen.

MF-Typ 11: Intraklastreicher Foraminiferen-Grünalgen Biosparit bis -(dolo)mikrit (Grainstone/ Packstone) (Taf. 4, Fig. 5)

Stark mikritisierte Intraklasten und umkristallisierte Biogenreste bilden die Hauptmasse dieses Gesteins.

Die schlecht erhaltene Foraminiferenfauna setzt sich vor allem aus Involutiniden, untergeordnet aber auch aus Sandschaltern und Milioliden zusammen. Kalkalgen werden durch *Diplopora* sp. und eine kleinere, sehr stark umkristallisierte und daher nicht mehr bestimmmbare Art repräsentiert.

MF-Typ 12: Biosparit-/(dolo)mikrit mit Grapestone-lumps (Rudstone/ Floatstone bis Bindstone) (Taf. 4, Fig. 6)

Neben den namensgebenden Grapestone-lumps, deren Entstehung auf die Tätigkeit sedimentbindender spongionostromater Algen bzw. von Mikroben zurückzuführen ist, treten vor allem involutinide und seltener sandschalige Foraminiferen auf. Kalkalgen (s.o.) sind recht häufig. Die Komponenten sind überwiegend sparitisch zementiert. Mikritische Partien sind nur relikтив erhalten.

Der Hauptdolomit des Gaisbergs ist durch eine Vielfalt an lagunären Karbonatgesteinssubtypen (MF-Typen 8-12) gekennzeichnet, wobei subtidale, intertidale, aber auch supratidale Environments nachgewiesen werden können. Ein moderner, kurzer und prägnanter Überblick der Fazieseinheiten und Ablagerungsräume des Hauptdolomits wird von FRUTH & SCHERREIKS (1984) gegeben.

An weiterführender Literatur - insbesondere auch zu Geochemie und Fazies des bituminösen Hauptdolomits im tiroler Raum - sind folgenden Arbeiten anzuführen: BITTERLI (1962), BRANDNER & POLESCHINSKI (1986), FISCHER (1957), FRIES (1988), FRIES et al. (1987), HRADIL & FALSER (1930), IANNACE (1990), IANNACE & KÖSTER (1990), KNER (1866), KÖSTER (1989), KRIBEK et al. (1999), LOBITZER et al. (1988), MÜLLER-JUNGBLUTH (1968, 1970), SANDER (1921, 1922, 1936), SCHENZLE & OSCHMANN (1998), TRUSHEIM (1930), ZANKL (1971).

5. Ergebnisse und Schlußfolgerungen

Die Urananomalie Gaisberg konnte mittels geochemischer und bodengeophysikalischer Methoden eindeutig dem Hauptdolomit zugeordnet werden. Die Uranverteilung innerhalb des Hauptdolomits ist nicht von einem speziellen Faziestyp abhängig. Uran ist besonders im Boden angereichert, wobei der Almboden zusätzlich z.T. beträchtlich erhöhte Schwermetallgehalte aufweist. Nach der statistischen Analyse weist Uran geochemische Affinitäten zu V und Ni, nicht jedoch zu Mo und organischem Kohlenstoff auf. Eine Bindung des Urans an die detritäre siliziklastische Phase (Tonminerale) ist aufgrund der Ergebnisse der Faktorenanalyse ebenfalls nicht nachzuweisen.

Bituminöse Hauptdolomite weisen im allgemeinen erhöhte Gehalte von bestimmten Spurenelementen auf. FRIES 1988 bearbeitete eine Reihe von Vorkommen von bituminösem Hauptdolomit in den Ost- und Südalpen. Diese sind u.a. durch erhöhte Gehalte von Spurenelementen (Durchschnittsgehalte:

17 ppm U, 120 ppm Mo, 280 ppm V, 56 ppm Ni) gekennzeichnet. In den von FRIES 1988 untersuchten Vorkommen sind die Korrelationen zwischen diesen Spurenelementen und dem organischen Kohlenstoff etwas deutlicher ausgeprägt als beim Hauptdolomit des Gaisberges, weshalb eine Bindung an die organische Substanz vermutet wird.

Auf die enge Beziehung zwischen Uran bzw. Vanadium und organischer Substanz in unterschiedlichen geologischen Environments wird von vielen Autoren hingewiesen (siehe Literaturzusammenfassung in WOOD 1996 und LANDAIS 1996). LANDAIS (1996) weist jedoch darauf hin, daß auch in Uranlagerstätten, wo die Uranverteilung durch die organische Substanz kontrolliert wird – und die ein Vielfaches des Urangehaltes im Vergleich zum bituminösen Hauptdolomit aufweisen –, sowohl taube Bereiche reich an organischer Substanz als auch mineralisierte Bereiche ohne organische Substanz auftreten können. Diese komplexe Beziehung wird durch unterschiedliche geochemische und geologische Faktoren kontrolliert, wie beispielsweise Typ und Verteilung der organischen Substanz sowie chemische Zusammensetzung und Migrationswege der uranhältigen Lösung.

Im Falle des bituminösen Hauptdolomits vom Gaisberg ist aufgrund der verglichen mit anderen Vorkommen von bituminösem Hauptdolomit relativ niedrigen U- bzw. V-Gehalte zu vermuten, daß die Ausfällung dieser Spurenelemente primär durch die lokale Verfügbarkeit von U- bzw. V-haltigen Lösungen kontrolliert war, wodurch die unterschiedlichen Gehalte dieser Elemente unabhängig vom Gehalt an organischer Substanz zu erklären wären.

Nach LANGMUIR (1978) wird Uran unter oxidierenden Bedingungen als $U^{(VI)}$ oder Uranyl-Ion (UO_2^{2+}) komplexiert mit Karbonat, Fluorid, Sulfat oder Phosphat – abhängig von pH und Ligandenkonzentration – transportiert. Unter reduzierenden Bedingungen fällt Uran als $U^{(IV)}$ aus und wird in Mineralen bzw. an organische Substanzen gebunden. Vanadium zeigt nach WANTY & GOLDHABER (1992) ein ähnliches Verhalten, ist unter oxidierenden Bedingungen als $V^{(V)}$ oder $V^{(IV)}$ mobil und fällt unter reduzierenden Bedingungen als $V^{(III)}$ aus. $V^{(IV)}$ tritt vor allem in Form des Oxyanions $H_nVO_4^{n-3}$ auf, $V^{(IV)}$ als Vanadyl-Ion VO^{2+} komplexiert mit Sulfat und Fluorid, möglicherweise auch mit Karbonat und Phosphat.

Nach MUNIER-LAMY et al. (1986) ist die Komplexierung des Urans durch Ionenaustausch die häufigste Form der Ausfällung. Die funktionalen Karboxyl-Gruppen von organischen Substanzen wie Huminsäuren, Kohlen und Kerogenen sind für die Komplexierung des Uran verantwortlich. Dabei erfolgt eine Dehydrogenisierung der organischen Substanz:



Nach LANDAIS (1996) erfolgt die Bindung von Uran an organische Substanz auch aus hochverdünnnten Lösungen im ppb-Bereich. Die Bindung ist ein reversibler Kationenaustauschprozeß mit einem geochemischen Anreicherungsfaktor im Bereich von 10.000:1.

Eine Bindung von U und V an Minerale der Carnotit-Gruppe (z.B. Tujamunit $Ca[(UO_2)_2(V_2O_8) \cdot 5-8 H_2O]$) ist höchstwahrscheinlich auszuschließen, da diese Minerale aus der Verwitterungszone von Imprägnationslagerstätten in Sandsteinen beschrieben sind. Eine tektonische Kontrolle der U-Verteilung ist aufgrund der Ergebnisse der spektrometrischen Messungen sowie der geochemischen Analysen nicht nachweisbar. Das Auftreten von Betafit und Brannerit in der detritären Fraktion lässt nach RÖSLER 1984 auf ein Vorkommen von syenitischen und/oder pegmatitischen Gesteinen im Liefergebiet schließen.

Dank

Wir danken Dipl. Ing. G. OBERLICHER (Abt. Geophysik, Geol. B.-A.) für die Unterstützung bei der Auswertung der bodengeophysikalischen Messungen, Dr. H. FROSCHL und Dr. P. SPINDLER (ÖFPZ Arsenal) für die Durchführung der geochemischen Analysen, Dr. Th. NTAFLOS und Mag. A. EL-DALAK (Inst. f. Petrologie, Universität Wien) für die Untersuchung an der Elektronenstrahlmikrosonde und Dr. P. KLEIN (Abt. Geochemie, Geol. B.-A.) für die S_{tot} - und C_{org} -Bestimmungen. Frau Dr. I. DRAXLER (Geol. B.-A.) verdanken wir die Durchsicht einiger Proben aus dem klastischen Karn im Hinblick auf Palynomorphen und Dr. G. MANDL (Geol. B.-A.) die Durchsicht von Säurelösproben auf Conodonten. Die Geländebegehungen sowie die mikrofaziellen Arbeiten an den Karbonatgestein-Dünnschliffen wurden zum Teil im Rahmen der bilateralen Zusammenarbeit zwischen der Geologischen Bundesanstalt in Wien und dem Slowenischen Geologischen Dienst in Ljubljana durchgeführt.

Literatur

- AMPFERER, O. (1907): Die Triasinsel des Gaisberges bei Kirchberg in Tirol. – Verh. Geol. R.-A. **1907**, 389–393, Wien.
- AMPFERER, O. & HAMMER, W.: Geologische Beschreibung des Seefelder, Mieminger und südlichen Wettersteingebirges. – Jb. Geol. R.-A., **55**, 451–462, Wien 1905.
- BELOCKY, R., SEIBERL, W. & SLAPANSKY, P. (1998): Verifizierung und fachliche Bewertung von Forschungsergebnissen und Anomalienhinweisen aus regionalen und überregionalen Basisaufnahmen und Detailprojekten. – Bericht ÜLG-28/97, 99 S., 22 Abb., 8 Tab., 5 Taf., 8 Beil., Geol. B.-A., Wien.
- BITTERLI, P. (1962): Studien an bituminösen Gesteinen aus Österreich und benachbarten Gebieten. – Erdöl-Zeitschrift, **78**, 7, 405–416, Leoben.
- BRANDNER, R. & POLESCHINSKI, W. (1986): Stratigraphie und Tektonik am Kalkpalsüdrand zwischen Zirl und Seefeld in Tirol (Exkursion D am 3. April 1986). – Jber. Mitt. Oberrhein. Geol. Ver., N.F. **68**, 67–92, Stuttgart 1986.
- FISCHER, G. (1957): Über die Bitumenmergel von Seefeld in Tirol. – Geol. Jb., **74**, 63–74, Hannover.
- FISCHER, A. G. (1964): The Lofer Cycloths of the Alpine Triassic. – Kansas Geol. Survey Bull., **169**, 107–149, Lawrence.
- FRIES, W., KOSTER, J., BECHSTÄDT, T. & KULKE, H. (1987): Fazies, Diagenese, anorganische und organische Geochemie eines karbonatischen, potentiellen Erdölmergels: Die "Seefelder Fazies" des Hauptdolomites (Trias, Ostalpen). – Heidelbg. Geowiss. Abh., **8**, 73–75, Heidelberg.
- FRIES, W. (1988): Fazies, Diagenese, Paläogeographie und anorganische Geochemie eines potentiellen Erdölmergels: Bituminöse und kerogenreiche Einschaltungen im Hauptdolomit (Trias, Ostalpen). – Unpubl. Diss. Univ. Freiburg i.Br., 175 S., 54 Abb., 17 Taf., 1 Tab., Freiburg i. Breisgau.
- FRUTH, J. & SCHERREIKS, R. (1984): Hauptdolomit - Sedimentary and Paleogeographic Models (Norian, Northern Calcareous Alps). – Geol. Rdsch., **73**, 305–319, 14 Abb., Stuttgart.
- GROTTENTHALER, W. (1978): Die Raibler Schichten der Nördlichen Kalkalpen zwischen Salzach und Pyhrnpaß (Lithofazielle, sedimentologische und paläogeographische Untersuchungen). – Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud. Österr., **25**, 11–33, 1 Abb., Taf. 2–15, Wien.
- HAGEMEISTER, A. (1988): Zyklische Sedimentation auf einer stabilen Karbonatplattform: Die Raibler Schichten (Karn) des Drauzuges/Kärnten (Österreich). – Facies, **18**, 83–122, 12 Abb., 2 Tab., Taf. 6–11, Erlangen.
- HARSCH, W. (1970): Zur Sedimentologie und Paläogeographie der Raibler Schichten (Ober-Trias) im Westteil der Nördlichen Kalkalpen. – Z. deutsche geol. Ges., **121**, Jg. 1969, 253–272, 4 Abb., 1 Taf., Hannover.
- HRADIL, G. & FÄLSE, H. von (1930): Die Ölschiefer Tirols. – 123 p., Leipzig (Barth).
- IANNACE, A. (1990): Massive dolomitization in Rethian (sic!) carbonates of Southern Appennines (Italy). – Abstracts 13th Internat. Sediment. Congr., p. 235, Nottingham.
- IANNACE, A. & KÖSTER, J. (1990): Dolomitization in Upper Triassic organic-rich sediments from the Alps and the Appennines. – Abstr. 13th Internat. Sediment. Congr., p. 105, Nottingham.
- JERZ, H. (1965): Zur Paläogeographie der Raibler Schichten in den westlichen Nordalpen. – Z. deutsche geol. Ges., **116**, Jg. 1964, 427–439, 9 Abb., Hannover.

- JERZ, H. (1966): Untersuchungen über Stoffbestand, Bildungsbedingungen und Paläogeographie der Raibler Schichten zwischen Lech und Inn (Nördliche Kalkalpen). – *Geologica Bavaria*, **56**, 3–102, 32 Abb., 2 Tab., 1 Taf., München.
- KLEBELSBERG, R. v. (1935): Geologie von Tirol. – 872 p., 11 Beil., 1 geol. Karte, Berlin (Borntraeger).
- KLEIN, P. (1991): The Permian-Triassic of the Gartnerkofel-1 Core (Carnic Alps, Austria): Geochemistry of Common and Trace Elements I – ICP, AAS and LECO. – Abh. Geol. B.-A., **45**, 109–121, Wien.
- KNER, R. (1866): Die fossilen Fische der Asphaltchiefer von Seefeld in Tirol. – Sitzber. k. k. Akad. Wiss., mathem.-naturwiss. Kl., **54**, 303–334, Wien.
- KÖSTER, J. (1989): Organische Geochemie und Organo-Petrologie kerogenreicher Einschlüsse im Hauptdolomit (Trias, Nor) der Nördlichen Kalkalpen. – Clausthaler Geowiss. Diss., **36**, 262 S., 91 Abb., 39 Tab., 3 Taf., Clausthal.
- KRAINER, K. (1985): Beitrag zur Mikrofazies, Geochemie und Paläogeographie der Raibler Schichten der östlichen Gailtaler Alpen (Raum Bleiberg-Rubland) und des Karwendel (Raum Lafatsch/Tirol). – Arch. f. Lagerst.forsch. Geol. B.-A., **6**, 129–142, 9 Abb., 5 Tab., Wien.
- KŘÍBEK, B., PAŠAVA, J. & LOBITZER, H. (1999): The Behavior of Selected Trace Elements in Alpine Soils Developed on Black Shales in the upper part of the "Hauptdolomit" (Seefeld Area, Tyrol, Austria). – Abh. Geol. B.-A., **56/2**, 91–98, Wien.
- LANDAIS, P. (1996): Organic geochemistry of sedimentary uranium ore deposits. – *Ore Geology Reviews* **11**, 1–32, Amsterdam.
- LANGMUIR, D. (1978): Uranium solution-mineral equilibria at low temperatures with applications to sedimentary ore deposits. – *Geochim. Cosmochim. Acta* **42**, 547–569.
- LIEBERMANN, H. M. (1978): Carnizza Formation – ein neuer Begriff für oberkarnische Beckenkalke der südlichen Kalkalpen bei Raibl (Cave del Predil, Italien). – Mitt. Ges. Geol. Berbaustud. Österr., **25**, 35–60, 7 Abb., Taf. 16–20, Wien.
- LIEBERMANN, H. M. (1978): Das Raibler Becken: eine paläogeographische Rekonstruktion aus dem südalpinen Karn von Raibl (Cave del Predil, Italien). – *Geol. Paläont. Mitt. Innsbruck*, **7**, 7–20, 9 Abb., Innsbruck.
- LOBITZER, H., KODINA, L. A., SOLTI, G., SCHWAIGHOFER, B. & SURENIAN, R. (1988): Fazies, Geochemie und Stratigraphie ausgewählter Vorkommen österreichischer organisch reicher Gesteine – Ein Zwischenbericht. – *Geol. Paläont. Mitt. Innsbruck*, **15**, 85–107, Innsbruck.
- MALZER, O. (1964): Die Geologie des Gaisberg- und Hahnenkammgebietes bei Kitzbühel (Tirol). – Diss. Univ. Innsbruck, II + 99 Bl., III., 1 Beil., Innsbruck.
- MOSTLER, H., ANGERER, H., HOHENBÜHEL, K., KRAINER, K., POSCHER, G. & STINGL, V. (1986): Überprüfung und Detailuntersuchung von Schwermetall-Indikationen aus der regionalen Geochemie im Westabschnitt der Grauwackenzone zwischen Schwaz und Zell am See. – Bericht Bund/Bundesländer-Rohstoffprojekt T-A-020/82, 112 Bl., 23 Abb., 10 Tab., 13 Beil., Innsbruck.
- MÜLLER-JUNGBLUTH, W.-U. (1968): Sedimentary Petrologic Investigation of the Upper Triassic „Hauptdolomit“ of the Lechtaler Alpen, Tyrol, Austria. – In: Recent Developments in Carbonate Sedimentology Central Europe, 227–239, 14 Text-Figs., Berlin-Heidelberg-New York (Springer-Verlag).
- MÜLLER-JUNGBLUTH, W.-U. (1970): Sedimentologische Untersuchungen des Hauptdolomits der östlichen Lechtaler Alpen, Tirol. – Festbd. Geol. Inst., 300-Jahr-Feier Univ. Innsbruck, 255–308, Innsbruck.
- MUNIER-LAMY, C., ADRIAN, PH., BERTELÉNE, J. & ROUILLER, J. (1986): Comparison of binding abilities of fulvic and humic acids extracted from recent marine sediments with UO_2^{2+} . – *Org. Geochem.* **9**, 285–292.
- ÖSTERREICHISCHES NORMUNGSINSTITUT (1993): ÖNORM L 1075, Anorganische Schadstoffe in landwirtschaftlich und gärtnerisch genutzten Böden, Ausgewählte Richtwerte. – Österr. Normungsinstitut, 2 S., 1 Tab., Wien.
- PARTL, L., BAUER, K., MOOSMANN, G., HAUPOLTER, M., STÖHR, D. & BRUNNER, P. (1996): Bericht über den Zustand der Tiroler Böden 1996. – Amt der Tiroler Landesregierung, 64 S., 16 Abb., 28 Tab., 15 Kt., Innsbruck.
- RÖSLER, H.J. (1984): Lehrbuch der Mineralogie. – 3. Aufl., VEB Deutscher Verlag für Grundstoffindustrie, Leipzig.
- SANDER, B. (1921): Über bituminöse Mergel. – *Jb. Geol. Staatsanst.*, **71**, 135–148, Wien.
- SANDER, B. (1922): Über bituminöse und kohlige Gesteine. – *Mitt. Geol. Ges.*, **15**, 1–50, Wien.
- SANDER, B. (1936): Beiträge zur Kenntnis der Anlagerungsgefüge (Rhythmische Kalke und Dolomite aus der Trias). – *Tschermak's Miner. Petrogr. Mitt.*, **48**, 27–209, Wien.
- SCHENZLE, F.-J. & OSCHMANN, W. (1998): Fazielle und geochemische Untersuchungen an kerogenreichen Gesteinen im Hauptdolomit (Trias, Nördliche Kalkalpen): Das Profil am Hahntennjoch (Imst, Tirol). – Erlanger geol. Abh., Sdbd. **2**, 86–87, Erlangen.
- SCHLOSSER, M. (1895): Zur Geologie von Nordtirol. – Verh. Geol. R.-A., 340–361, Wien.
- SCHULER, G. (1968): Lithofazielle, sedimentologische und paläogeographische Untersuchungen in den Raibler Schichten zwischen Inn und Salzach (Nördliche Kalkalpen). – Erlanger geol. Abh., **71**, 60 p., 18 Abb., 4 Taf., Erlangen.
- SCHWEIZER, T. & BECHSTÄDT, T. (1990): Mixed carbonate-clastic sedimentation as a result of sea level fluctuations (Carnian, Eastern Alps). – Abstr. 13th Internat. Sediment. Congr., 27–28, Nottingham.
- SEIBERL, W., SCHEDL, A. & HEINZ, H. (1993): Aerogeophysikalische Vermessung im Bereich von Kitzbühel, (Bericht Bund/Bundesländer-Rohstoffprojekt ÜLG-020/88-2,90-2), 29 Bl., 4 Abb., 2 Anl., 12 Beil., Wien.
- SIBLIK, M. (1999): On Carnian Brachiopods of the Gaisberg near Kirchberg in Tirol (Northern Calcareous Alps, Tyrol). – Abh. Geol. B.-A. **56/2**, 113–120, 7 Abb., 1 Taf., Wien.
- TOLLMANN, A. (1976): Monographie der Nördlichen Kalkalpen. Teil II. Analyse des klassischen nordalpinen Mesozoiks. Stratigraphie, Fauna und Fazies der Nördlichen Kalkalpen. – XV+580 p., 256 Abb., 3 Taf., Wien (Franz Deuticke).
- TOLLMANN, A. (1985): Geologie von Österreich. Band II. Außerzentralalpiner Teil. – XV+710 S., Deuticke, Wien.
- TRUSHEIM, F. (1930): Die Mittenwalder Karwendelmulde. – Wiss. Veröff. Deutsch-Österr. Alpenverein, 7, 69 p., Innsbruck.
- VOHRYZKA, K. (1968): Die Erzlagerstätten von Nordtirol und ihr Verhältnis zur alpinen Tektonik. – *Jb. Geol. Bundesanst.*, **111**, 3–88, 36 Abb., 1 Taf., Wien.
- WANTY, R. B. & GOLDHABER, M. B. (1992): Thermodynamics and kinetics involving vanadium in natural systems: Accumulation of vanadium in sedimentary rocks. – *Geochim. Cosmochim. Acta* **56**, 1471–1484.
- WÖHRMANN, F. v. (1889): Die Fauna der sogenannten Cardita- und Raibler-Schichten in den nördlicheren und bayrischen Alpen. – *Jb. Geol. R.-A.*, **39**, 181–258, 8 Abb., 2 Tab., Taf. 5–10, Wien.
- WÖHRMANN, F. v. (1894): Die Raibler Schichten nebst kritischer Zusammenstellung ihrer Fauna. – *Jb. Geol. R.-A.*, **43**, 617–768, 1 Tab., Taf. 13, Wien.
- WOOD, S. A. (1996): The role of humic substances in the transport and fixation of metals of economic interest (Au, Pt, Pd, U, V). – *Ore Geology Reviews* **11**, 1–32, Amsterdam.
- ZANKL, H. (1971): Upper Triassic Carbonate Facies in the Northern Limestone Alps. – In: MÜLLER, G. (Hrsg.): Sedimentology of Parts of Central Europe. Guidebook VIII. Int. Sediment. Congr., 147–185, Heidelberg.