

RUDOLF DEMOVIČ*

GEOCHEMIE DER MITTEL- UND OBERTRIASSISCHEN KALKE DES SLOWAKISCHEN KARSTES, DER KRÍŽNA- UND DER CHOČ-DECKE

(Abb. I — II)

Kurzfassung: In dem Artikel wird die Distribution der Makrokomponenten CaO, MgO, unlöslicher Rückstand, bzw. der Spurenelemente Sr, Mn, Ti, Ba, Cu, Pb, Ni, Cr, B, V in Gutenstein-Annaberg-Kalken und dunkelbraunen massigen Kalken (Rät?), bzw. Steinalm-Wetterstein-Tisovec-Kalken des Slowakischen Karstes — des Plešivec-Plateaus und des Silica-Plateaus, der Krížna- und der Choč-Decke, die im Sinne der Klassifikation von M. Mišik (1959) sog. reine Kalke ($\geq 95\% \text{ CaCO}_3$) darstellen, diskutiert. Bestimmend und die Distribution der Makrokomponenten CaO, MgO, unlöslicher Rückstand beeinflussend wirkten tektonische, klimatische, physikalisch-chemische Faktoren während der Sedimentierung oder der Diagenese. Die Distribution von Sr, welches sich in dem karbonatischen Teil des Gesteins konzentriert ist bimodal, mit hohen Sr-Gehalten in den hypersalinen Fazies (Gutenstein-Annaberg-Kalke, bzw. dunkelbraune massive Kalke des Räts?) und niedrigen Sr-Gehalten in den litoral-neritischen, zumeist organodetritischen Kalken (Steinalm-Wetterstein-Tisovec-Kalke). Die übrigen Elemente sind überwiegend an die tonige Fraktion des unlöslichen Rückstandes, bzw. an die an Tone gebundenen Komponenten gebunden. B, welches ausschliesslich in Gutensteiner Kalken vertreten ist (was auf eine hypersaline Fazies hinweist), zeigt eine positive Korrelation zu dem unlöslichen Rückstand. Ähnlich verhält es sich bei Ti, Ba, Cr, Cu, V, Mn und Pb. Bei den beiden letztgenannten Elementen kann jedoch auch eine Bindung mit der Karbonat-Komponente des Gesteins (Steinalm-Wetterstein-Tisovec-Kalke) nicht ausgeschlossen werden. Die Gehalte aller angeführten Elemente mit Ausnahme von Sr sind in den untersuchten „reinen“ Kalken sehr niedrig, zumeist durchschnittlich 0–50 ppm, deshalb ist es manchmal sehr schwierig eindeutig zu ihrer Bindung Stellung zu nehmen.

Резюме: В данной статье обсуждается распространение макрокомпонентов — CaO, MgO, нерастворимый остаток; или же редкоземельных элементов — Sr, Mn, Ti, Ba, Cu, Pb, Ni, Cr, B, V в гутенштайн-аннабергских и темно-коричневых известняках (рет?) или же штайналм-веттерштайн-тисовецких известняках Словацкого краса — Плешивецкой и Силицкой планины, Крижнянского и Хочского покрова, которые соответственно классификации М. Мишика (1959) представляют собой так называемые чистые известняки ($\geq 95\% \text{ CaCO}_3$). Главными факторами, влияющими на распространение макроэлементов были тектонические, климатические и физико-химические факторы, существовавшие во время осадконакопления и лиагенезиса. Распространение стронция, концентрирующегося в карбонатной фракции горной породы является двухмодальным с высоким содержанием стронция в гиперсоленных фациях (гутенштайн-аннабергские или же темно-коричневые известняки рет?) и низким содержанием в лitorально-неритических, прежде всего органодетритовых известняках (штайналм-веттерштайн-тисовецких известняках). Остальные редкоземельные элементы связаны главным образом с глинистой фракцией нерастворимого остатка за исключением марганца и свинца, связь которых с карбонатной фракцией породы нельзя исключить.

Einleitung

Der Artikel knüpft an geochemische Studien an, die in den vergangenen Jahren in mesozoischen karbonatischen Schichtenfolgen der Hüllenserie der Hohen Tatra, bzw.

* RNDr. R. DEMOVIČ, CSc., Geologisches Institut der Slowakischen Akademie der Wissenschaften, Bratislava, ul. Obrancov mieru 41.

der mittleren Trias des Slowakischen Karstes durchgeführt wurden (B. Demović 1973, J. Veizer — B. Demović 1969, 1973, 1974, J. Veizer — B. Demović — J. Turan 1971). Er bildet also eine Fortsetzung des geochemischen Studiums der sedimentären Karbonatgesteine der Zentralen Westkarpaten. Die Untersuchungen erfolgten in dem Bereich des Slowakischen Karstes (Plešivec- und Silica-Plateau), der Krížna- und der Choč-Decke. In dem Artikel wird jedoch ausschliesslich das Auftreten und die Bindung der Spurenelemente in den sog. reinen, $\geq 95\%$ CaCO_3 enthaltenden, Kalken im Sinne von M. Mišík (1959) behandelt. Die Geologie der Trias der untersuchten Einheiten der Zentralen Westkarpaten ist eingehend in der Monographie von D. Andrusov (1964) beschrieben worden. Die Stratigraphie der Trias beschrieb J. Bystričký (1967, 1970, 1972), sie ist in Tab. 1 (nach J. Bystričký 1972) zusammengefasst.

Lithologische Charakteristik

Die lithologische Charakteristik der einzelnen faziellen Kalk-Typen des Slowakischen Karstes, der Krížna- und Choč-Decke, fußt auf den Resultaten und Beschreibungen von D. Andrusov (1964), J. Bystričký (1970, 1972) und M. Mišík (1972), bzw. auf eigenen Beobachtungen J. Veizer — B. Demović (1974) und ist in Tab. 2 zusammengefasst. Es wurde die Klassifikation von B. L. Folk (1959, 1962) verwendet.

Gruppe A

Dunkle bankige und massive Kalke (Gutenstein-Annaberg-Kalke). Als Gutensteiner Kalk wurde nach D. Andrusov (1964) die Schichtenfolge bankiger, plattiger und massiger Kalke vorwiegend dunkler Färbung mit einer charakteristischen Aderung von sekundärem weissen Calcit, die stellenweise auch dunkle Hornsteine enthalten, bezeichnet. Nach der neuen Definition im Sinne von A. Tollmann (1966) entsprechen jedoch in den Westkarpaten den Gutensteiner Kalken nur dunkle bankige Kalke mit geraden Schichtflächen und einer unteranisischen („Hydasp“) Fauna des südlichen Teiles der Gemeriden (Slowakischer Karst) und des südlichen Teiles der Choč-Decke — Südhang der Niederen Tatra (J. Bystričký 1970, 1972). In den übrigen Gebieten der Westkarpaten entspricht der Hauptteil der anischen dunklen Kalke lithologisch und alternässig den von A. Tollmann (1966) als Annaberg-Kalke definierten Kalken. Es sind dies grobgebankte, überwiegend massive, dunkelgraue und graue Kalke örtlich mit weissen Calcit-Adern, in denen sich Lagen dolomitischer Kalke und Dolomite befinden. In der Krížna-Decke und wahrscheinlich zum Teil auch in den Tatriden nimmt die Fazies dunkler Kalke das gesamte Anis ein. Vorkommen von Makrofossilien in der Schichtenfolge der dunklen Kalke sind selten und ermöglichen keine detailliertere Gliederung. Die Stratigraphie dieser Schichtenfolge fußt überwiegend auf Dasycladaceen, die in der Regel in der obersten Partie der Schichtenfolge, in Kalken hellerer Färbung, auftreten. Die dunklen Kalke enthalten ausser Dasycladaceen auch verschiedene Foraminiferen-Arten. Die Gutensteiner Kalke und Annaberg-Kalke der Choč- und der Krížna-Decke, bzw. teilweise auch der Tatriden, repräsentieren nach M. Mišík (1972) Mikrite, Biomikrite und Pelmikrite. Pelmikrite und zahlreiche Koplithen bilden hauptsächlich schwarze Streifen in den Kalken der Choč- und der Krížna-Decke. Seltener sind Oomikrite und Intermikrite. Die Gutensteiner Kalke, bzw. Gutenstein-Annaberg-Kalke sind Formationen marinen Ursprungs. Sie sedimentierten als Kalkschlamm in einem nicht allzu tiefen Meer. Die Seichtheit des Meeres war jedoch nicht so extrem wie bei den meisten Dolomiten. In der Tatriden und der Krížna-Einheit kommen nach J. Veizer (1968, 1970) und M. Mišík

Tabelle 1. Faziesverteilung der mittleren und oberen Trias in den Westkarpaten

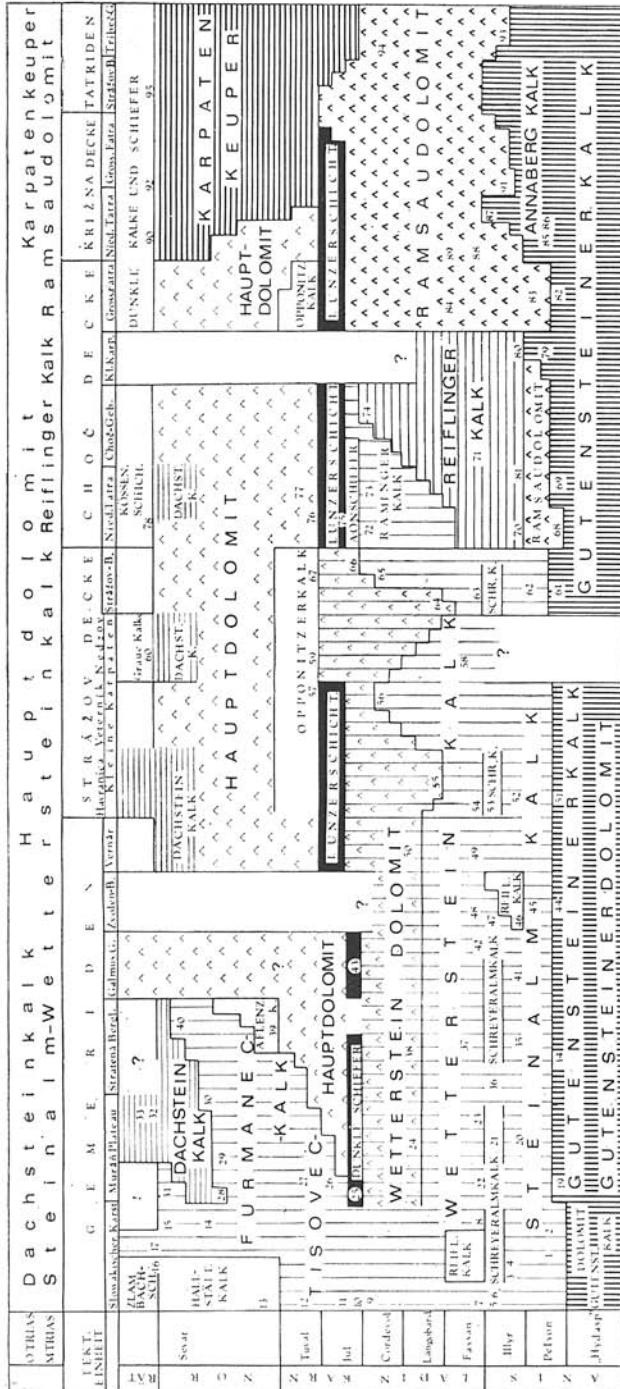


Tabelle 2. Petrographische Charakteristik der einzelnen Gesteinsfazies-Typen

Gesteins- typ	Anzahl der Proben	Beschreibung	lokalität	Alter	Klassifikation (nach R. L. Folk 1959, 1962)
Gruppe A	Gutenstein-Annaberg-Kalke, bzw. dunkle massive Kalke (Rät?)				
26	27	Dunkelgrauer bankiger und massiger Gutensteiner Kalk	Slowakischer Karst (Kante des Plešivce-Plateaus SW von Rakovnici, 300 m NO von Kote 7120)	unteres Anis	Mikrit
28	21	Dunkelgrauer bankiger Gutensteiner Schlammkalk	Slowakischer Karst (nördl. Teil des Plešivce-Plateaus 100 m SSO von Kote 7120)	unteres Anis	organogener Mikrit
29	14	Dunkelgrauer bankiger Gutensteiner Schlammkalk	Slowakischer Karst (nördl. Teil des Plešivce-Plateaus 300 m S von den Felsen (Gefässké Skaly, Kote 7520)	unteres Anis	organogener Mikrit
46	21	Dunkelgrauer massiger Gutensteiner Kalk	Choč-Decke (Choč-Gebirge, Močie, Steinbruch bei Kote 4882, Weg im Hang)	unteres Anis	Mikrit
57	14	Dunkelgrauer feinkörniger massiger Gutensteiner Kalk	Krížna-Decke (Kleine Fatra, Búrnicu, Haltestelle, Steinbruch)	Anis	Pseudosparit
60	20	Dunkelgrauer feinkörniger massiger Gutensteiner Kalk	Krížna-Decke (Kleine Fatra, Zázrivá-Tal, Wegeschnitt)	Anis	organogener Mikrit
52	21	Brauner bankiger Schlammkalk	Choč-Decke Steinbruch SO von Zuberec, West-Fatra	Rät?	Mikrit

Gruppe B helle organodetritische Kalke (Steinalm-, Wetterstein- und Tisovec-Kalke)

(1968, 1972) Pseudomorphosen nach Kristallen von Gips und Anhydrit vor, wodurch auf extremere Rand-Bedingungen geschlossen werden kann. Demgegenüber sind in der Choč-Einheit organogene Komponenten häufiger, die auf die Nähe des offenen Meeres hindeuten. Der Meeresboden war unvollkommen durchlüftet. Deshalb sind die Gutensteiner, bzw. Gutenstein-Annaberg-Kalke bituminös und enthalten nur sehr selten Fossilien.

Gruppe B

Helle massive organodetritische Kalke (Steinalm-, Wetterstein- und Tisovec-Kalke). Helle massive Kalke bilden die charakteristische, und in den südlichen Zonen der Westkarpaten meistverbreitete Fazies der mittleren und oberen Trias. Es handelt sich um einen mächtigen Komplex von Kalken, der lange Zeit unaufgegliedert blieb und als Wettersteinkalk ladinischen Alters bezeichnet wurde. Auf Grund biostratigraphischer Forschungsarbeiten (J. Bystričký 1967, 1970, 1972, V. Andrusovová-Kollárová 1967 u. a.) die sich auf Brachiopoden, Lamellibranchier, aber hauptsächlich Dasyeladaceen und Cephalopoden stützen, ist der Kalk-Komplex in helle massive oberanisische (Steinalmkalke), helle massive ladinische (Wettersteinkalke), helle karnische (Tisovec-Kalke) und helle norische Kalke (Furmanec-Kalke) gegliedert worden. Die Steinalmkalke und Wettersteinkalke sind zumeist massig. Sie enthalten verschiedene faczielle Typen wie Mikrite, Biosparite, Biomikrite, mit einer breiten Skala von Untertypen.

Steinalmkalke. In allen Bereichen der Verbreitung heller massiger Kalke der mittleren Trias wurde an Hand von Dasyeladaceen festgestellt, dass ihre untere Partie anisischen Alters ist und den Steinalmkalken der Ostalpen entspricht. Im ganzen handelt es sich um helle massive Kalke, in denen Linsen und auch unregelmäßige Körper heller, körniger („zuckerkörniger“) Dolomite in verschiedener stratigraphischer Höhe auftreten. Da sie lithologisch nur schwer von Wettersteinkalken zu unterscheiden sind, liegt das Problem ihrer Begrenzung in Händen der Paläontologie. Nur dort, wo zwischen Steinalmkalken und Wettersteinkalken Schreyerlankalke, bzw. Reiflinger Kalke auftreten, können die Steinalmkalke auch ohne einer detaillierteren paläontologischen Untersuchung bestimmt werden. Das Vorkommen von Steinalmkalken ist in allen höher als die Choč-Decke befindlichen Teilen der Decken konstatiert worden. Ihre grösste Verbreitung besitzen sie jedoch in den Gemeniden.

Die Wettersteinkalke stimmen lithologisch mit den Steinalmkalken des oberen Anis überein. Es sind helle, weissgraue, massive ladinische Kalke, in denen zum Unterschied von den Steinalmkalken dunkler gefärbte oder auch dunkle Kalke in der Form von unregelmässigen Linsen vorkommen. Die Wettersteinkalke sind auch bedeutend ärmer an Makrofossilien. Die vorherrschenden Organismen sind Kalkschwämme, Solenoporaceen, Codiaceen und Dasyeladaceen.

Die Tisovec-Kalke sind helle massive Kalke, facziell mit den ladinischen Wettersteinkalken identisch. Als selbständige biostratigraphische Einheit sind sie zuerst in dem Slowakischen Karst (J. Bystričký 1955) und auf dem Muráň-Plateau (J. Bystričký 1959) ausgegliedert worden, doch benannt wurden sie erst von V. Andrusovová-Kollárová (1960). Das karnische Alter der Tisovec-Kalke ergibt sich aus ihrer Ammonitenfauna (V. Andrusovová-Kollárová 1967) und Lamellibranchierfauna (M. Kochanová 1969).

Nach D. Andrusov (1964) sind die Kalke des Wetterstein-Typs Flachseebablageungen, überwiegend organogen. Es handelt sich wohl um Sedimente, die aus detritischem Material der am Meeresboden wachsenden Organismen entstanden sind (Algenreste u. ä.). Es waren jedoch keine Riffe. Auf Grund der hellen Färbung kann ange-

nommen werden, dass die Wettersteinkalke anscheinend am Boden eines gut durchlüfteten Meeres entstanden sind.

Analytische Methoden und statistische Auswertung der Angaben

Die Bestimmung von CaO, MgO und des unlöslichen Rückstandes wurde mit Hilfe der von J. Turan (1965) beschriebenen Methode durchgeführt. Das Prinzip der Methode beruht darin, dass auf einem Manometer die Lösungsgeschwindigkeit von CO₂ in Abhängigkeit von der Zeit verfolgt wird. Weiter wird der Gesamtwert des gelösten CO₂ bei der Zersetzung der Karbonate mit Chlorwasserstoffsäure verfolgt. Im Vergleich zu der klassischen chemischen Analyse beträgt die Standardabweichung der Methode für CaO 0,30 %, MgO 0,17 % und für den unlöslichen Rückstand 0,63 %.

Die Mikroelemente Sr, Mn und Ti sind röntgenfluoreszenzspektrographisch mit Hilfe der inneren Standarde Mo (für Sr), As (für Mn) und La (für Ti) bestimmt worden. Gemessen wurde mit LiF-Kristall, Wolfram-Röntgenröhre (für Sr und Mn), bzw. Chrom-Röntgenröhre (für Ti), Geiger-Müller-Zähler, bzw. Szintillationszähler, Fein-Kollimator mit Verwendung eines Philips-Müller-Vakuumspektrometers. Es wurde bei einer Spannung von 50 kV und einer Intensität von 20 mA, und bei Ti im Vakuum gearbeitet. Die Bestimmungsgenauigkeit der Methode wurde durch Vergleiche mit den empfohlenen Werten der internationalen Standard-Vergleichsmateriale kontrolliert: — Zentrales Geologisches Institut Berlin — KH Kalkstein Hoppenstedt (R. Schindler 1972), bzw. National Bureau of Standards, Washington — NBS Ia Argillaceous Limestone, bzw.

Tabelle 3. Die experimentellen Bedingungen der spektrochemischen Analyse

A) Allgemeine und optische Angaben

Spektrograph	PGS-2, Zeiss, Jena einfacher Durchgang
Spektralbereich	$m = 1$ $\alpha = 5,65$, von 210 bis 390 nm $\alpha = 7,86$, von 330 bis 500 nm
Art der Abbildung	Dreilinsig mit Zwischenabbildung
Zwischenabbildungsblende	3,2 mm
Spaltbreite	0,02 mm
Elektrodenmaterial	Graphit, SU-103, VEB Kabel, Werk
Gegenelektrode	Topofrämy mit zentralem Austritt der Länge von
Verdünnungsmittel	5 mm und \varnothing 2 mm ähnlich SU-201
Elektrodenabstand	Graphitpulver SU-602
Emulsionsart	4 mm
Entwickler	ORWO WU-3
	ORWO R 09, 3,5 Min., 18 °C

B) Anregungsbedingungen

Anregungsart	Wechselstromdauerbogen
Anregungsquelle	Generator DB-6
Stromspannung	220 V
Stromintensität	6 A
Expositionszeit	insgesamt 100 Sek., davon entfallen auf die
I. Expositionsphase	40 Sek.
II. Expositionsphase	60 Sek.

NBS 88 Dolomite (G. Thompson — D. C. Banks ton — S. M. Pasley 1970), wobei unsere Resultate in sehr guter Übereinstimmung mit den Angaben der Literatur stehen (Standardabweichung bis zu $\pm 10\%$).

Weitere Mikroelemente B, Pb, V, Cu, Ag, Ni, Cr und Ba wurden mit der quantitativen spektrochemischen Methode nach J. Medved — J. Jarkovský (1971) unter den in Tab. 3 und 4 angeführten Bedingungen bestimmt.

1

Zur Bestimmung von Konzentrationen unterhalb der Bestimmbarkeitsgrenze sind die Eichkurven verlängert worden, um wenigstens annähernde Angaben zur statistischen Auswertung zu gewinnen.

Die statistische Auswertung der Angaben beruht auf der Bestimmung des Durchschnitts der einzelnen Gesteinfazies-Typen. Die arithmetischen Mittel, Standardabweichungen, Variationskoeffizienten und linearen Korrelationskoeffizienten wurden nach C. A. Bennett — N. L. Franklin (1954) berechnet und sind in Tab. 5, bzw. die Korrelationskoeffizienten in Tab. 6 angeführt.

Geochemie — Distribution der einzelnen Komponenten

Die Durchschnittswerte der einzelnen Makro- bzw. Mikrokomponenten und die statistischen Parameter der analysierten Elemente, welche in Tab. 5 angeführt sind, deuten darauf hin, dass wir diese einzelnen Komponenten auf Grund ihrer Konzentration in drei Gruppen reihen können: Makrokomponenten (CaO, MgO und unlöslicher Rückstand); Sr; Ti, Mn, Ba, Cu, Pb, Ni, Cr, B, V.

Makrokomponenten

Bei beiden der untersuchten Typen — A, dunklen bankigen und massigen Kalken (Gutenstein-Annaberg-Kalken), bzw. dunkelbrauen dichten Kalken (Bät?), die in

Tabelle 4. Die analysierten Elemente mit den Linien der Vergleichselemente, Bestimmungsgrenze und Standardabweichung

Element	Wellenlänge λ	Bestimmungsgrenze (ppm)	Standardabweichung (%)
B	2497,7	30	$\pm 12,2$
Mn	2576,1	30	$\pm 10,1$
Pb	2833,0	30	$\pm 8,5$
Ti	3088,0	10	$\pm 7,6$
V	3183,9	10	$\pm 6,5$
Cu	3247,5	3	$\pm 9,7$
Ni	3414,7	10	$\pm 7,3$
Cr	4254,3	10	$\pm 11,2$
Ba	4554,0	10	$\pm 11,7$
Vergleichselemente:			
Ge	2654,1		
In	2932,6		
Pd	3421,2		
La	4429,9		

Tabelle 5. Die statistischen Werte der diskutierten Elemente

Gruppe A. Dunkle bankige und massive Kalke

Gruppe B. Helle massive organodetritische Kalke

Element	\bar{x} (ppm)	s	V (%)
CaO	537 900	15 800	3
MgO	7 300	8 900	122
u. R.	24 300	13 200	54
Sr	910	394	43
Ba	7	10	144
Mn	17	12	68
Ti	53	40	76
Cu	9	7	83
Pb	32	36	111
Ni	3	5	152
Cr	7	7	100
B	12	15	124
V	25	18	73

Element	\bar{x} (ppm)	s	V (%)
CaO	546 300	12 700	2
MgO	5 700	8 100	142
u. R.	13 000	8 700	67
Sr	130	18	14
Ba	2	2	147
Mn	22	12	54
Ti	7	12	177
Cu	10	3	33
Pb	31	26	83
Ni	0	—	—
Cr	3	3	115
B	0	—	—
V	12	7	58

\bar{x} — arithmetische Mittel, s — Standardabweichung, V — Variationskoeffizient.

einem Milieu mit hypersalinen Bedingungen entstanden sind, und B, hellen organodetritischen Kalken (Steinalm-, Wetterstein- und Tisovec-Kalken) eines litoral-neritischen Typs, handelt es sich im Sinne der Klassifikation von M. Mišík (1959) um reine Kalke ($\geq 95\%$ CaCO₃), beide erfüllen diese Kriterien. Dies bezeugen ihre CaO-Gehalte, die bei den Kalken der Gruppe A durchschnittlich 53,79 %, bzw. bei der Gruppe B 54,63 % betragen, die MgO-Gehalte von 0,73 %, bzw. 0,57 % und der unlösliche Rückstand mit 2,43 %, bzw. 1,30 %. Die Mittelwerte der Gehalte der einzelnen Makrokomponenten kommen einander sehr nahe. Ihre Uniformität bezeugen auch die verhältnismässig hohen Werte der Standardabweichung (Tab. 5), bzw. die verhältnismässig niedrigen Werte des Variationskoeffizienten, vielleicht mit Ausnahme von MgO (Tab. 5), woraus auf ihre verhältnismässig regelmässige Distribution in beiden faciellen Typen geschlossen werden kann. Ähnlich sind ihre gegenseitigen Beziehungen auch bei den Korrelationskoeffizienten (Tab. 6, Abb. 1), wo sich bei beiden Typen eine negative Korrelation von CaO gegenüber MgO und dem unlöslichen Rückstand (höher als -0,7) äussert, bzw. in beiden Fällen eine positive Korrelation zwischen MgO und dem unlöslichen Rückstand besteht. Dies deutet darauf hin, dass der unlösliche Rückstand als Barriere (oder Membrane) wirkt, die bevorzugt Mg aus den, in den Hohlräumen zwischen den Körnern festgehaltenen, während des syn- und anadiagenetischen Stadiums der Diagenese emporgepressten Lösungen konzentriert.

Sr

Die Assoziation von Sr mit CaCO₃ ist sehr gut bekannt und von zahlreichen Autoren bestätigt (D. L. Graf 1960, K. H. Wolf et al. 1967, K. H. Wedepohl 1970 u. a.), sie wurde auch in unseren vorangegangenen Arbeiten festgestellt (R. Demovič 1973, J. Veizer — R. Demovič 1969, 1973, 1974, J. Veizer — R. Demovič — J. Turan 1971). Diese Assoziation bestätigt auch der Korrelationskoeffizient

Tabelle 6. Die linearen Korrelationskoeffizienten der diskutierten Elemente

Gruppe A. Dunkle bankige und massive Kalke

	MgO	u. R.	Sr	Ba	Mn	Ti	Cu	Pb	Ni	Cr	B	V
CaO	-0,829	-0,800	+0,080	-0,285	+0,173	-0,414	+0,070	+0,349	-	-0,026	-	-0,205
MgO		+0,508	-0,074	+0,126	-0,089	+0,208	-0,006	-0,320	-	+0,007	-	-0,010
u. R.			-0,068	+0,535	-0,226	+0,632	-0,073	-0,358	-	+0,102	-	+0,062

Gruppe B. Helle massive organodetritische Kalke

	MgO	u. R.	Sr	Ba	Mn	Ti	Cu	Pb	Ni	Cr	B	V
CaO	-0,917	-0,709	+0,429	-0,112	-0,395	-0,611	-0,280	-0,064	-0,225	-0,307	-0,043	-0,208
MgO		+0,373	-0,384	+0,110	+0,281	+0,224	+0,182	-0,013	+0,064	+0,324	+0,088	+0,168
u. R.			-0,391	+0,106	+0,544	+0,821	+0,314	+0,159	+0,397	+0,235	-0,011	+0,246

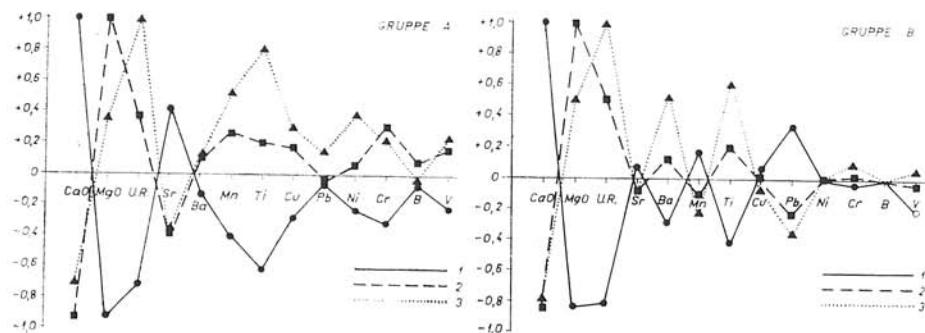


Abb. 1. Korrelationskoeffizienten der studierten Elemente. Gruppe A — dunkle bankige und massive Kalke, Gruppe B — helle massive organodetritische Kalke. 1 — Korrelationskoeffizient mit CaO, 2 — Korrelationskoeffizient mit MgO, 3 — Korrelationskoeffizient mit dem unlöslichen Rückstand (u. R.).

für Kalke der Gruppe A + 0.429 (Tab. 6, Abb. 1), bzw. das Streudiagramm von Sr zu CaO (Abb. 2). Demgegenüber ist der Korrelationskoeffizient für Kalke der Gruppe B unausgeprägt, und dies nicht nur CaO gegenüber Sr, sondern auch zu MgO und dem unlöslichen Rückstand. Dies ist jedoch dadurch bedingt, dass die CaO- sowie die Sr-Gehalte in einem sehr geringen Bereich schwanken. Wie aus Tab. 5 zu folgern ist, sind die Durchschnittswerte für Sr der beiden Typen sehr unterschiedlich. Der Mittelwert für Sr aus 138 Kalk-Proben der Gruppe A — dunkle bankige und massive Kalke

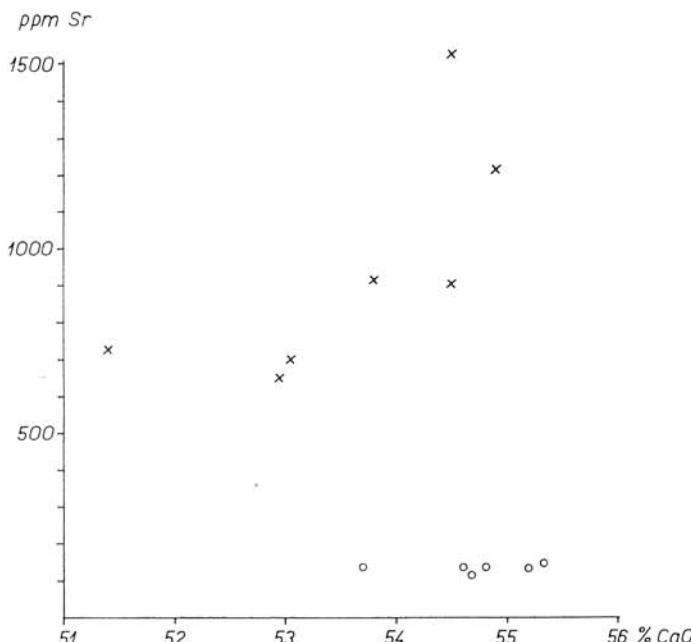


Abb. 2. Streudiagramm von Sr zu CaO. x — Gruppe A, o — Gruppe B.

Gutenstein-Annaberg-Kalke), bzw. dunkelbraune dichte Kalke (Rät?) ist 910 ppm und aus 90 Proben der Gruppe B — helle organodetritische Kalke (Steinalm-Wetterstein-Tisovec-Kalke) beträgt er 130 ppm, ist also bei Gruppe A 7-mal höher. Die Distribution von Sr ist dabei ziemlich regelmässig, dies bezeugen die niedrigen Variationskoeffizienten (Tab. 5). Auch hier wird also die Bimodalität der Distribution von Sr in Kalken bestätigt, die in sedimentären Karbonatgesteinen der Westkarpaten von J. Hanáček (1969), sowie in unseren vorhergehenden Arbeiten (J. Veizer — R. Demović 1973, 1974) festgestellt und bestätigt wurde. Bei einem Vergleich der Mittelwerte von Sr der Kalke der Gruppe A — 910 ppm mit den dunkelgrauen, braunen, massigen oberanisischen Kalken der Hüllenserie der Hohen Tatra — 760 ppm, können wir ihre grosse Ähnlichkeit feststellen. Ähnlicherweise verhält es sich bei den Kalken der Gruppe B, deren durchschnittliche Sr-Gehalte — 130 ppm, den durchschnittlichen Sr-Gehalten der Steinalm-, Wetterstein- und Schreyeralmkalke des Anis und Ladins des Slowakischen Karstes — 116 ppm, sehr ähnlich sind. Es handelt sich eigentlich um dieselben, bzw. sehr nahestehende fazielle Kalk-Typen, deshalb kann hier auch die selbe auf der faziellen Unterschiedlichkeit beider Typen und der ursprünglichen Mineralzusammensetzung begründete genetische Interpretation appliziert werden. Dieser zufolge werden die Kalke der Gruppe B — Steinalm-, Wetterstein- und Tisovec-Kalke zumeist von Organismenbruchstücken gebildet, die in dem marinen Sedimentationsmilieu wahrscheinlich durch einen hochmagnesialen Calcit verkittet wurden (K. Chave 1954, J. Veizer — R. Demović 1974), der Träger niedriger Sr-Gehalte ist. Als Entstehungsort der Gutenstein-Annaberg-Kalke wird ein hypersalines Milieu angenommen. J. Veizer (1970) nimmt einen kombinierten, bakteriellen (Algen) und anorganischen Ursprung dieser Gesteine an. Diese Interpretation wird durch die Funde von Pseudomorphosen nach Sulfaten (M. Mišik 1968, 1972) unterstützt. Als ursprüngliches Mineral wird Aragonit angenommen, welcher durch hohe Sr-Gehalte gekennzeichnet ist. Obwohl die ursprünglichen Sr-Gehalte bei beiden Typen infolge der Diagenese nicht erhalten geblieben sind, blieben doch ihre Unterschiede bestehen, und diese sind ziemlich eindeutig. Abschliessend kann konstatiert werden, dass die Distribution von Sr in den untersuchten Kalken bimodal, mit einem höheren Sr-Gehalt in den hypersalinen und dunkel gefärbten faziellen Typen, und niedrigen Sr-Konzentrationen in den litoral-neritischen, zumeist organodetritischen Kalken ist. Unsere Angaben indizieren, dass der Anstieg der Sr-Gehalte in den hypersalinen und dunkel gefärbten faziellen Typen durch ihre ursprüngliche Mineralzusammensetzung (Aragonit) bewirkt sein kann.

Ti, Mn, Ba, Cu, Ni, Cr, B, Pb, V

Die Gehalte aller dieser Elemente sind mit Rücksicht darauf, dass es sich sowohl bei den Gutenstein-Annaberg-Kalken und dunklen, massigen Kalken als auch bei den Steinalm-Wetterstein-Tisovec-Kalken um sehr reine Kalke mit Gehalten von 0,73, bzw. 0,57 MgO und 2,43, bzw. 1,30 unlöslichem Rückstand handelt, sehr niedrig und erreichen durchschnittlich bis zu ca 50 ppm. Der Grossteil von ihnen ist, wie aus den Korrelationskoeffizienten (Tab. 6), bzw. den Streudiagrammen (Abb. 3—11) hervorgeht, hauptsächlich auf die tonige Fraktion des unlöslichen Rückstandes, bzw. auf die an Tone gebundenen Komponenten gebunden. Diese ihre Assoziation mit dem unlöslichen Rückstand wurde von zahlreichen Autoren (C. W. Correns 1941, A. P. Vinogradov et al. 1952, N. M. Strachov et al. 1956, E. D. Goldberg — G. O. S. Arrhenius 1958, I. B. Ronov — A. J. Ermiskina 1959, A. A. Migdissov 1960, D. L. Graf 1960, J. N. Weber 1964, K. H. Wedepohl

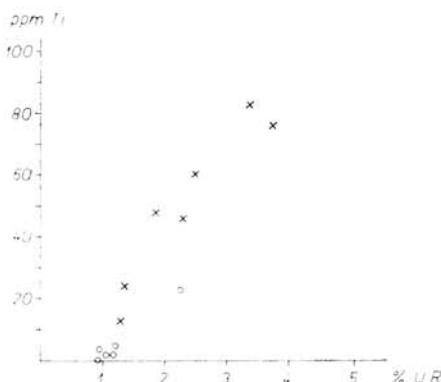


Abb. 3. Streudiagramm von Ti zum unlöslichen Rückstand. Erläuterungen wie bei Abb. 2.

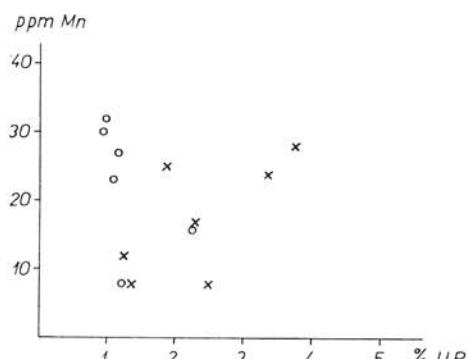


Abb. 4. Streudiagramm von Mn zum unlöslichen Rückstand. Erläuterungen wie bei Abb. 2.

1970, E. Schroll 1971 u. a.) sowie durch unsere vorhergehenden Arbeiten (R. Demovič 1973, J. Veizer — R. Demovič 1969, 1973) bestätigt. Eine Ausnahme kann, ähnlich wie in unseren vorhergehenden Untersuchungen, Mn, bzw. Pb im Fall der litoral-neritischen Kalke der Gruppe B bilden, die eine schwach positive Korrelation zu CaO, und dadurch auch die eventuelle Möglichkeit ihrer Bindung mit CaO zeigen (Tab. 6, Abb. 1).

Den höchsten Korrelationskoeffizienten zum unlöslichen Rückstand zeigt in beiden faziellen Typen Ti (Tab. 6, Abb. 1). Diese Feststellung stimmt nicht nur mit unseren vorhergehenden Resultaten überein (R. Demovič 1973, J. Veizer — R. Demovič 1973), sondern wurde auch von mehreren Autoren bestätigt (E. D. Goldberg — G. O. S. Arrhenius 1958, A. A. Migdisov 1960) und indiziert eine sehr enge Bindung von Ti mit dem unlöslichen Rückstand, bzw. Al (Abb. 3). Aus diesem

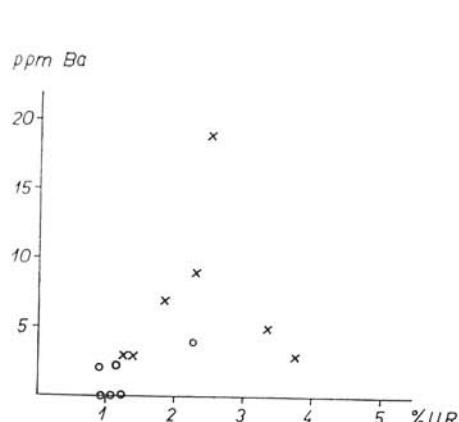


Abb. 5. Streudiagramm von Ba zum unlöslichen Rückstand. Erläuterungen wie bei Abb. 2.

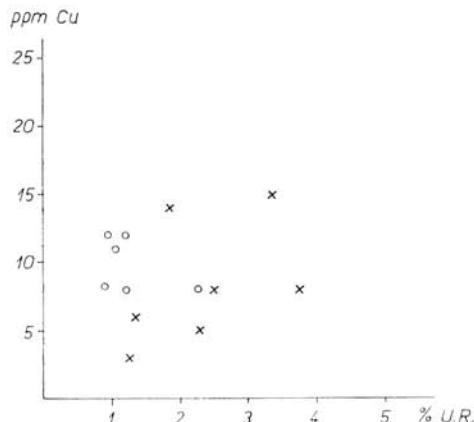


Abb. 6. Streudiagramm von Cu zum unlöslichen Rückstand. Erläuterungen wie bei Abb. 2.

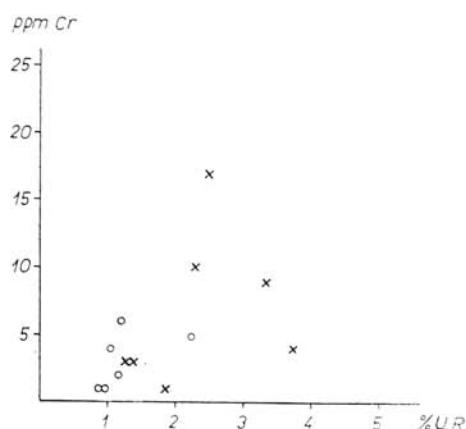


Abb. 7. Streudiagramm von Cr zum unlöslichen Rückstand. Erläuterungen wie bei Abb. 2.

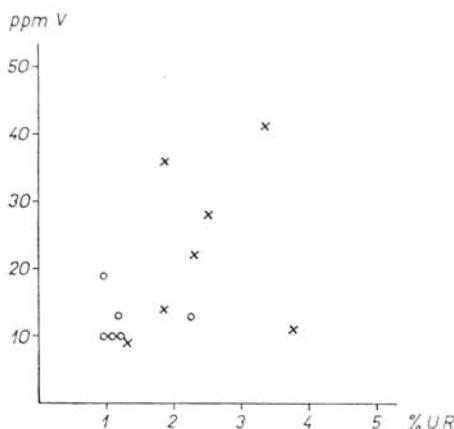


Abb. 8. Streudiagramm von V zum unlöslichen Rückstand. Erläuterungen wie bei Abb. 2.

Grund kann Ti als indirektes Mass der Menge der Ton-Fraktion (weniger als 2μ) in dem unlöslichen Rückstand dienen (G. O. S. Arrhenius et al. 1951). Im ganzen kann festgestellt werden, dass der durchschnittliche Ti-Gehalt, ähnlich wie in gleichen faziellen Typen der Hüllenserie der Hohen Tatra, bzw. des Slowakischen Karstes (R. Demović 1973, J. Veizer — R. Demović 1973) sehr niedrig ist. Der Mittelwert des Ti-Gehaltes für Gutenstein-Annaberg-Kalke, bzw. dunkle massive Kalke (Rät?) beträgt 53 ppm, für Steinalm-Wetterstein-Tisovce-Kalke 7 ppm.

Der Korrelationskoeffizient von Mn (Tab. 6, Abb. 1) sowie das Streudiagramm mit dem unlöslichen Rückstand (Abb. 4) deutet im Fall des faziellen Typs der Gruppe A auf seine deutliche Korrelation mit dem unlöslichen Rückstand hin. Bei dem faziellen

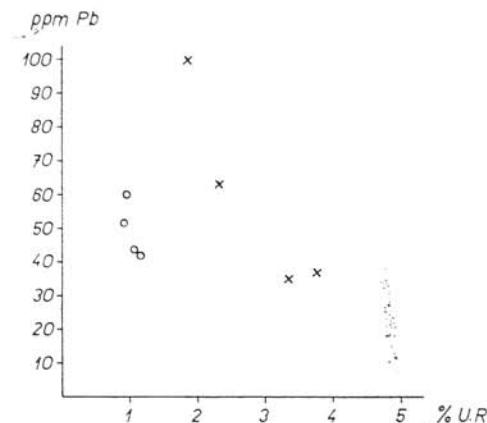


Abb. 9. Streudiagramm von Pb zum unlöslichen Rückstand. Erläuterungen wie bei Abb. 2.

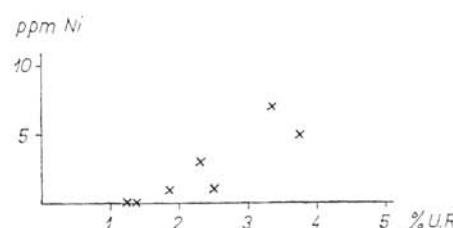
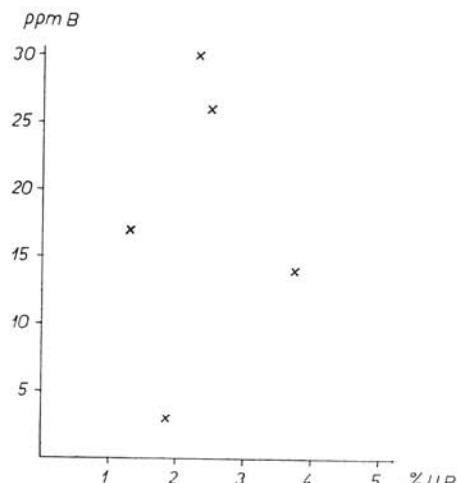


Abb. 10. Streudiagramm von Ni zum unlöslichen Rückstand. Erläuterungen wie bei Abb. 2.

Abb. 11. Streudiagramm von B zum unlöslichen Rückstand. Erläuterungen wie bei Abb. 2.



Typ der Gruppe B kann für die Bindung von Mn nicht so eindeutig Stellung genommen werden und anscheinend muss, wie aus dem Korrelationskoeffizienten (Tab. 6, Abb. 1) hervorgeht, die Bindung eines Teiles von Mn an den unlöslichen Rückstand und eines Teiles an die Karbonat-Komponente des Gesteins angenommen werden, wobei nach dem Streudiagramm von Mn zu dem unlöslichen Rückstand (Abb. 4) eher auf eine Bindung von Mn mit CaO zu schliessen wäre. Die Bindung von Mn auf die Karbonat-Komponente des Gesteins lassen mehrere Autoren zu (F. T. M a n h e i m 1961, M. H a r t m a n n 1964, J. H a n á č e k 1969, K. H. W e d e p o h l 1970). Komplette Reihen von festen Lösungen von Ca — Mn Karbonaten, gefällt bei normaler Zimmertemperatur nach J. R. G o l d s m i t h — D. L. G r a f (1957) bilden den Beweis für die Möglichkeit einer derartigen Interpretation. Im ganzen sind die Mn-Mittelwerte beider fazieller Typen praktisch gleich (ca 20 ppm) und kontrastieren mit den Ti-Gehalten der beiden Typen, die ziemlich unterschiedlich sind — 53 ppm bei Gruppe A, bzw. 7 ppm bei Gruppe B.

Die Literatur über Ba ist bei D. L. G r a f (1960) und H. P u c h e l t (1967) zusammengefasst. Ba in Karbonatgesteinen stammt zumeist aus drei Quellen oder Prozessen: detritische Tonminerale, Redistribution während des Verlaufes der Diagenese in welchem BaSO_4 ausgefällt werden kann, und die Inkorporation von Ba in Karbonatmineralen. Am wichtigsten sind jedoch in den meisten Fällen die ersten beiden Möglichkeiten. Die Ba-Mittelwerte für beide Fazies sind ähnlich wie für die selben Fazies in unseren vorhergehenden Untersuchungen (R. D e m o v i č 1973, J. V e i z e r — R. D e m o v i č 1973). Seine Mittelwerte sind sehr niedrig (Tab. 5), da es sich um Kalke mit sehr geringen Gehalten an unlöslichem Rückstand, welcher noch dazu durch eine feinere Fraktion gekennzeichnet ist, handelt. Der Korrelationskoeffizient von Ba für beide Fazies (Tab. 6) sowie die Streudiagramme (Abb. 5) weisen auf seine Bindung mit dem unlöslichen Rückstand hin. Dies steht im Einklang zu den Feststellungen von A. P. V i n o g r a d o v et al. (1952) nach denen der Gehalt von Ba in fossilen Karbonatsedimenten mit detritischen Tonen, parallel zu dem Gehalt des unlöslichen Rückstandes steigt.

Bei den Steinalm-Wetterstein-Tisovec-Kalken ist es wegen ihrer sehr nahestehenden Mittelwerte des unlöslichen Rückstandes, bzw. wegen der verhältnismässigen Unifor-

mität nicht nur der Makrokomponenten sondern auch der meisten Mikrokomponenten sehr schwierig, über ihre Distribution eine eindeutige Aussage zu machen. Es ist sehr schwer zu der Bindung von Cu, Cr, V in diesem faziellen Typ Stellung zu nehmen, da ihr Korrelationskoeffizient unausgeprägt ist (Tab. 6, Abb. 1), und ähnlich verhält es sich auch bei den Streudiagrammen (Abb. 6–8). Die Bindung von Ni, bzw. B ist nicht verfolgt worden, da diese Elemente überhaupt nicht, oder nur in Spuren-Mengen festgestellt wurden. Das einzige der weiteren Elemente zu dessen Bindung wir Stellung nehmen können ist Pb, welches in den Steinalm-Wetterstein-Tisovec-Kalken eine positive Korrelation zu CaO zeigt (Tab. 6, Abb. 1 und 9). Diese kann nicht ausgeschlossen werden, doch muss bei den Kalken des Plešivec-Plateaus auch die Möglichkeit einer sekundären Pb-Anreicherung (Pb–Zn Vererzung in dem Slowakischen Karst) oder der Zusammenhang mit der mitteltriassischen vulkanischen Tätigkeit (Tuffe) erwogen werden, da es sich um Gehalte nicht nur in den hellen sondern auch in den dunklen Kalken handelt.

Anders verhält es sich bei den Gutenstein-Annaberg-Kalken, bzw. den dunklen massigen Kalken (Rät?), in denen der Grossteil der weiteren Elemente eine positive Korrelation zu dem unlöslichen Rückstand aufweist (Tab. 6, Abb. 1), worauf auch die Verhältnisse in den Streudiagrammen (Abb. 6–11) hindeuten. Dies bezeugt also, dass die Menge der tonigen Fraktion (oder des organischen Stoffes und anderer, an Tone gebundener Komponenten) den ausschlaggebenden, die Distribution dieser Spurenelemente kontrollierenden Faktor bildet. Bei Cu (Tab. 6, Abb. 1 und 6) kann hauptsächlich die Bindung an Sedimente mit einem erhöhten Gehalt an organischen Stoffen angenommen werden. Nach M. Savul – V. Ababi (1956) ist sein Ursprung ähnlich wie Pb) biogen, und die Auftrettsformen in dem Gestein ändern sich nach den Verhältnissen des pH und Eh, die während der Sedimentation und der Diagenese dieser Gesteine vorherrschte. Seine durchschnittlichen Gehalte in beiden Fazies sind in guter Übereinstimmung mit den Angaben von K. B. Krauskopf (1955), D. L. Graf (1960), K. K. Turekian – K. H. Wedepohl (1961) sowie auch K. H. Wedepohl (1970) für sedimentäre Karbonatgesteine. Pb zeigt bei den Kalken der Gruppe A eine schwach positive Korrelation zu dem unlöslichen Rückstand und tritt nur in den Gutenstein-Annaberg-Kalken auf (Tab. 6, Abb. 1 und 9). Es kann angenommen werden, dass Pb in erster Reihe an die Tonminerale des unlöslichen Rückstandes, und weiter an bituminöse Stoffe gebunden ist. Möglich ist jedoch auch eine biogene Konzentration (K. H. Wedepohl 1956, M. Savul – V. Ababi 1956) und ein isomorpher Gemengteil in dem Aragonit. Die Möglichkeiten der Bindung von Pb in den Gutenstein-Annaberg-Kalken des Plešivec-Plateaus sind weiter oben näher besprochen worden. Im Fall der Gutensteiner Kalke der Kleinen Fatra ist der Pb-Gehalt am wahrscheinlichsten durch die Gegenwart von bituminösen Stoffen bedingt. Der Durchschnittsgehalt von Ni ist sehr niedrig (Tab. 5). Nach dem Streudiagramm (Abb. 10) bzw. seiner positiven Korrelation mit dem unlöslichen Rückstand (Tab. 6, Abb. 1), kann auf diese Assoziation geschlossen werden. Nach D. L. Graf (1960) ist der Gehalt von Ni an die feinsten Fraktionen gebunden und zwischen den Gehalten von Mn–Ni, bzw. Ni besteht eine direkte Korrelation. Der Mittelwert des Cr-Gehaltes ist ebenfalls mit Hinsicht auf die verhältnismässig reinen Kalke sehr niedrig (Tab. 5) und zeigt eine positive Korrelation zu dem unlöslichen Rückstand (Tab. 6, Abb. 1 und 7). D. L. Graf (1960) nimmt die Bindung von Cr vorwiegend an die grobdetritische Fraktion des unlöslichen Rückstandes an. Die Mittelwerte der Gehalte von Ni und Cr in den von uns untersuchten Kalken stehen in guter Übereinstimmung zu den Angaben von D. L. Graf (1960), K. K. Turekian – K. H. Wedepohl (1961). Auch V zeigt eine mässig positive

Korrelation zu dem unlöslichen Rückstand (Tab. 6, Abb. 1). Nach B. K. Prošlakovič (1958) und H. H. Le Riche (1959) ist V an tonige Minerale gebunden doch wird angenommen, dass es aus organischen Stoffen in die tonigen Minerale gelangt ist. V befindet sich in beiden untersuchten faziellen Typen (Abb. 8), in den Kalken der Gruppe A in einer durchschnittlich doppelten Menge (Tab. 5). Dies bezeugt, dass der Anteil der tonigen Komponente den Haupt-Kontrollfaktor bildet, und nur der Mehr-Anteil in den dunklen Kalken der Gruppe A war wohl an organische Stoffe gebunden und wurde nach deren Zerfall auf die Tone adsorbiert. Der Korrelationskoeffizient von B zu dem unlöslichen Rückstand sowie auch zu MgO ist unausgeprägt (Tab. 6, Abb. 1 und 11) und die Mittelwerte seiner Gehalte in den Gutenstein-Annaberg-Kalken sind sehr niedrig (Tab. 5). Da es sich um Kalke einer hypersalinen Fazies handelt, sind die Gehalte von B in diesen Kalken im Sinne von H. Harder (1970) nicht überraschend. Nach ihm vertritt B mit grösster Wahrscheinlichkeit das Al in der äusseren tetraedralen Position der Tonminerale, zumeist von Illit. Durch das Studium mariner toniger Sedimente (S. Landergreen 1945, H. Harder 1958, A. F. Fredrickson — R. C. Reynolds 1960) wurde erwiesen, dass der Gehalt von B direkt proportional zu der Salinität des Milieus, indirekt proportional zu der Körnigkeit und wahrscheinlich unabhängig von dem geologischen Alter ist. Dieses Element ist nach D. M. Shaw — R. Bugry (1966), D. H. Porrenga (1967) und H. Harder (1970) wahrscheinlich der Indikator der Paläosalinität des Milieus. Bor ist nach R. C. Reynolds (1963, 1965a, b) auch während der Diagenese und zum Teil auch während der Metamorphose stabil.

Schluss

Das geochemische Studium von Gutenstein-Annaberg-Kalken und dunklen massigen Kalken (Rät?), bzw. Steinalm-Wetterstein-Tisovec-Kalken der Trias des Slowakischen Karstes, der Choë- und der Križna-Decke erwies, dass beide fazielle Typen reine Kalke im Sinne der Klassifikation von M. Mišák (1959) darstellen, mit Mittelwerten des CaO-Gehaltes von 53,79 % für die Gutenstein-Annaberg-Kalke und die dunklen massigen Kalke (Rät?), bzw. 54,63 % für die Steinalm-Wetterstein-Tisovec-Kalke, 0,73 % MgO, bzw. 0,57 % MgO und 2,43 %, bzw. 1,30 % unlöslichen Rückstand.

Sr ist an die Karbonat-Komponente des Gesteins gebunden. Seine Distribution ist bimodal, mit hohen Sr-Gehalten in hypersalinen Fazies der Gruppe A und niedrigen Gehalten in den litoral-neritischen, zumeist organodetritischen Kalken der Gruppe B. Obwohl auch andere Einflüsse nicht ausgeschlossen werden können, nimmt der Verfasser an, dass die unterschiedlichen Sr-Gehalte hauptsächlich durch die fazielle Unterschiedlichkeit der beiden Gesteinstypen, und die ursprüngliche Mineralzusammensetzung des Karbonat-Sediments bedingt sind. Im Fall der faziellen Typen mit hohen Sr-Gehalten — Gutenstein-Annaberg-Kalke und dunkle massive Kalke (Rät?) war das Ausgangs-Mineral wahrscheinlich Aragonit, während in der Fazies mit niedrigen Sr-Gehalten als ursprüngliches Mineral ein hochmagnesialem Calcit angenommen wird.

Die übrigen Elemente sind mit einer teilweisen Ausnahme von Mn und Pb vorwiegend an die tonige Fraktion des unlöslichen Rückstandes, bzw. an die an Tone gebundenen Komponenten gebunden. Ihre Gehalte sind jedoch im ganzen, mit Hinsicht darauf, dass es sich um verhältnismässig reine Kalke handelt (mit Gehalten von 2,43 %, bzw. 1,30 % unlöslichem Rückstand und 0,73 %, bzw. 0,57 % MgO) sehr niedrig. Eine verhältnismässig eindeutige Bindung an den unlöslichen Rückstand bestätigte sich in beiden faziellen Typen für Ti, Ba, Cr sowie auch für Cu, V. Während bei Mn,

bzw. Pb in den Gutenstein-Annaberg-Kalken eine positive Bindung zu dem unlöslichen Rückstand besteht, können wir in den Steinalm-Wetterstein-Tisovec-Kalken auch ihre Bindung zu der Karbonat-Komponente des Gesteins nicht ausschliessen. Bei Pb muss jedoch in den Kalken des Plešivec-Plateaus auch eine sekundäre Aureicherung erwogen werden (Pb-Zn Vererzung in dem Slowakischen Karst), bzw. die Möglichkeit eines Zusammenhangs mit der mitteltriassischen vulkanischen Aktivität, und im Falle der Kalke der Križna-Decke der Kleinen Fatra das Vorhandensein von bituminösen Stoffen. Die Gutenstein-Annaberg-Kalke sind durch Gehalte von Bor gekennzeichnet, welches mit Hinsicht auf den vorausgesetzten hypersalinen Ursprung dieser Fazies nicht überraschend ist. Obwohl seine Bindung an den unlöslichen Rückstand, bzw. an MgO durch den Korrelationskoeffizienten nicht eindeutig erwiesen wurde, kann diese als am wahrscheinlichsten angenommen werden.

Die Gehalte aller Spurenelemente in beiden untersuchten faciellen Kalk-Typen sind mit Ausnahme von Sr im Durchschnitt sehr niedrig (0–50 ppm), deshalb ist es in einigen Fällen schwierig, eindeutig zu ihrer Bindung Stellung zu nehmen.

Übersetzt von L. OSVALD.

SCHRIFTTUM

- ANDRUSOV, D. 1964: Geologie der tschechoslowakischen Karpaten II. Akademie Verlag, Berlin, 443 S.
- ANDRUSOVOVÁ-KOLLÁROVÁ, V. 1960: Nové nálezy amonitov v trias Západných Karpát. Geol. zborn. Slov. akad. vied (Bratislava), 11, 1, S. 105–110.
- ANDRUSOVOVÁ-KOLLÁROVÁ, V. 1967: Cephalopodenfaunen und Stratigraphie der Trias der Westkarpaten. Geol. zborn. Slov. akad. vied (Bratislava), 18, 2, S. 267–275.
- ARRHENIUS, G. O. S. — KJELLBERG, J. — LIBBY, W. F. 1954: Age determination of Pacific chalk ooze by radiocarbon and titanium content. Tellus, 3, S. 222–229.
- BENNET, C. A. — FRANKLIN, N. L. 1954: Statistical analysis in chemistry and chemical industry. Wiley and Sons, New York, 724 S.
- BYSTRICKÝ, J. 1955: Príspevok ku stratigrafii Juhoslovenského krasu. Geol. práce, Správy (Bratislava), 3, S. 27–154.
- BYSTRICKÝ, J. 1959: Príspevok ku stratigrafii Muránskeho mezozoika (Muránska plošina). Geol. práce (Bratislava), 56, S. 5–53.
- BYSTRICKÝ, J. 1967: Übersicht der Stratigraphie und Entwicklung der Trias in den Westkarpaten. Geol. zborn. Slov. akad. vied (Bratislava), 18, 2, S. 257–266.
- BYSTRICKÝ, J. 1970: Stratigrafia a dasycladaceae triasu Západných Karpát. Manuskript. Archiv Geol. ústavu SAV, Bratislava.
- BYSTRICKÝ, J. 1972: Faziesverteilung der mittleren und oberen Trias in den Westkarpaten. Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud. (Innsbruck), 21, S. 289–310.
- CHAVE, K. 1954: Aspects of the biochemistry of magnesium, I. Calcareous marine organisms. J. Geol. (Chicago), 62, S. 266–283.
- CORBENS, C. W. 1941: Beiträge zur Geochemie des Eisens und Mangans. Akad. Wiss. Göttingen, Math. phys. Kl. Nachr. (Göttingen), S. 219–230.
- DEMOVIČ, R. 1973: Die Geochemie sedimentärer Karbonatgesteine (die Mantelserie der Hohen Tatra und die mittlere Trias des Slowakischen Karstes). Die Distribution von Ba, Ti, Mn, Cu, Ag, Pb, Ni, Cr, B, V, Y. Geol. zborn. Slov. akad. vied (Bratislava), 24, 2, S. 339–354.
- FOLK, R. L. 1959: Practical petrographic classification of limestones. Am. Assoc. Petrol. Geol. Bull. (Tulsa), 43, S. 1–38.
- FOLK, R. L. 1962: Spectral subdivision of limestone types. In: Classification of carbonate rocks. Am. Assoc. Petrol. Geol. Memoir (Tulsa), 1, S. 62–85.
- FREDERICKSON, A. F. — REYNOLDS, R. C. 1960: Geoch. method for determining paleosalinity. Clay and Clay Minerals. Proc. 8th Nat. Conf. London.
- GOLDBERG, E. D. — ARRHENIUS, G. O. S. 1958: Chemistry of Pacific pelagic sediments. Geochim. Cosmochim. Acta (London), 13, S. 153–212.
- GOLDSMITH, J. R. — GRAF, D. L. 1957: The system $\text{CaO}-\text{MnO}-\text{CO}_2$: Solid solution and decomposition relations. Geochim. Cosmochim. Acta (London), 11, p. 310–334.

- GRAF, D. L. 1960: Geochemistry of carbonate sediments and sedimentary carbonates 1-4. Illinois State Geol. Surv. Circ. 297, 298, 301, 308, 250 S.
- HANÁČEK, J. 1969: K problému geochemie vápencov triasu Malých Karpát. Geol. práce, Správy (Bratislava), 49, S. 123-139.
- HARDER, H. 1958: Beitrag zur Geochemie des B. Angew. Chemie Deutschlands, 70.
- HARDER, H. 1970: Boron content of sediments as a tool in facies analysis. Sediment. Geology (Amsterdam), 4, S. 153-175.
- HARTMANN, M. 1964: Zur Geochemie von Mangan und Eisen in der Ostsee. Meyniana (Kiel), 14, S. 3-20.
- KOCHANOVÁ, M. 1969: Biostratigrafický výskum mlžov a bruchonožcov na lokalite Bleskový prameň pri Drnave. Manuskrift. GUDS Bratislava.
- KRAUSKOPF, K. B. 1955: Sedimentary deposits of rare metals. Soc. Econ. Geol. 50th Anniv.
- LANDERGREN, S. 1945: Contribution to the geochemistry of B. II. The distribution of B in some Swedish sediments, rocks and iron ores. The B cycle in the upper lithosphere. Arkiv Kemi Miner. och Geol. (Stockholm), 19.
- LE RICHE, H. H. 1959: The distribution of certain trace elements in the Lower Lias of southern England. Geochim. Cosmochim. Acta (London), 16, S. 101-122.
- MAHEI, M. - BUDAY, T. 1968: Regional geology of Czechoslovakia 2. The West Carpathians. Ústř. úst. geol. Praha, 723 S.
- MANHEIM, F. T. 1961: A geochemical profile in the Baltic Sea. Geochim. Cosmochim. Acta (London), 25, S. 52-70.
- MEDVEĎ, J. - JARKOVSKÝ, J. 1969: Quantitative spektroschemische Methoden zur Bestimmung von Mikroelementen in Karbonatgesteinen. Sympózium o metódoch stanovenia nízkych koncentrácií prvkov v nerastných surovinách — Smolenice, S. 129-149.
- MIGDISOV, A. A. 1960: On the titanium/aluminium ratio in sedimentary rocks. Geochemistry (USSR), 2, S. 178-194.
- MISÍK, M. 1959: Návrh na jednotnú klasifikáciu a terminológia zmešaných karbonatických hornín. Geol. práce, Správy (Bratislava), 16, S. 61-78.
- MISÍK, M. 1968: Trace of submarine slumping and eustances of hypersalins environment in the Middle Triassic of the West Carpathians core Mountains. Geol. zborn. Slov. akad. vied (Bratislava), 19, I, S. 205-224.
- MISÍK, M. 1972: Lithologische und fazielle Analyse der mittleren Trias der Kernbirge der Westkarpaten. Acta geologica et geographica Universitatis Comenianae (Bratislava), 22, S. 5-155.
- PORRENTE, D. H. 1967: Clay mineralogy and geochemistry of recent marine sediments in tropical areas. Thesis, University of Amsterdam. Stolk-Dordt, Amsterdam, 145 S.
- PROŠLIJAKOV, B. K. 1968: V neftosoderžajúciach karbonatných porodach paleogenia S Fergany. Dokl. AN SSSR (Moskva), 119, S. 741-744.
- PUCHELT, H. 1967: Zur Geochemie des Bariums im exogenen Zyklus. Sitzungsber. Heidelb. Akad. Wissen. Math.-nat. Kl. 4. Abh.
- REYNOLDS, R. C. 1963: K/Rb ratios and polymorphism in illites and microclines from the clay size fractions of Proterozoic carbonate rocks. Geochim. Cosmochim. Acta (London), 27, 11, S. 1097-1113.
- REYNOLDS, R. C. 1965a: The concentration of B in Precambrian seas. Geochim. Cosmochim. Acta (London), 29, 1, S. 1-17.
- REYNOLDS, R. C. 1965b: Geochim. behaviour of B during metamorphism of carbonate rocks. Geochim. Cosmochim. Acta (London), 29, 9, S. 1101-1114.
- RONOV, I. B. - ERMÍŠKINA, A. I. 1959: Rasprostranenie Mn v osadočných porodach. Geočimija (Moskva), 3, S. 254-278.
- SAVUL, M. - ABABI, V. 1956: Cuprul, zincul si plumbul ca elemente minore in calcarele si dolomitele din Carpatii Orientalii. Acad. Rep. Populare Romine, Studii Cercetari Chim. (Bucuresti), 7, S. 481-.
- SCHINDLER, R. 1972: Standardgesteinsproben des ZGL 5. Mitteilung: Stand der Spurenelementalyse der Gesteine GM, TB, BM und KH. Zeitschrift für angewandte Geologie (Berlin), 18, 5, S. 221-228.
- SCHROLL, E. 1971: Beitrag zur Geochemie des Bariums in Carbonatgesteinen und klastischen Sedimenten der ostalpinen Trias. Tschermaks mineralogische und petrographische Mitt. (Wien), 15, 4, S. 258-278.
- SHAW, D. M. - BUGRY, R. 1966: A review of boron sedimentary geochemistry in relation to new analyses of some North American shales. Canad. Journ. Earth. Sci. (Ottawa), 3, S. 49-63.

- STRAKHOV, N. N. — ZALMANZON, E. S. — GLAGOLEVA, M. A. 1956: Types of distribution of dispersed amounts of elements in sediments of the humid zones. *Geochemistry (USSR)*, 6, S. 560—569.
- THOMPSON, G. — BANKSTON, D. C. — PASLEY, S. M. 1970: Trace element data for reference carbonate rocks. *Chem. Geology (Amsterdam)*, 6, S. 165—170.
- TOLLMANN, A. 1966: Geologie der Kalkvoralpen im Ütscherland als Beispiel alpiner Decken tektonik. *Mitt. d. Geol. Gesell. in Wien (Wien)*, 58, S. 103—207.
- TURAN, J. 1965: Quantitative manometrische Bestimmung von Karbonaten des Typs Kalk-Dolomit. *Geol. zborn. Slov. akad. vied (Bratislava)*, 16, 1, S. 231—240.
- TUREKIAN, K. K. — WEDEPOHL, K. H. 1961: Distribution of the elements in some major units of the earth's crust. *Bull. Geol. Soc. Amer. (New York)*, 72, S. 175—192.
- VEIZER, J. 1970: Zonal arrangements of the Triassic rocks of the Western Carpathians: a contribution to the dolomite problem. *Jour. Sediment. Petrol. (Tulsa)*, 40, S. 1287—1301.
- VEIZER, J. — DEMOVIĆ, R. 1969: Geochemistry of sedimentary carbonate rocks (Mantles Series of the High Tatra Mountains and Middle Triassic of the Slovak Karst Region). *Geol. zborn. Slov. akad. vied (Bratislava)*, 20, 2, S. 303—332.
- VEIZER, J. — DEMOVIĆ, R. 1973: Environmental and climatic controlled fractionation of elements in the mesozoic carbonate sequences of the Western Carpathians. *Jour. Sed. Petrology (Tulsa)*, 43, 1, S. 258—271.
- VEIZER, J. — DEMOVIĆ, R. 1974: Strontium as a tool in facies analysis. *Jour. Sed. Petrology (Tulsa)*, 44, 1, S. 93—115.
- VEIZER, J. — DEMOVIĆ, R. — TURAN, J. 1971: Possible use of strontium in sedimentary carbonate rocks as a paleoenvironmental indicator. *Sediment. Geology (Amsterdam)*, 5, S. 5—22.
- VINOGRADOV, A. P. — RONOV, A. B. — RYTYNSKÝ, V. M. 1952: Izmerenija chimič. sostava karbonatnykh porod Russkoj platformy. *Izv. An SSSR, Ser. geol. (Moskva)*, 1, S. 33—50.
- WEBER, J. N. 1964: Trace element composition of dolostones and dolomites and its bearing on the dolomite problem. *Geochim. Cosmochim. Acta (London)*, 28, S. 1817—1868.
- WEDEPOHL, K. H. 1956: Untersuchungen zur Geochemie des Bleis. *Geochim. Cosmochim. Acta (London)*, 10, S. 69—148.
- WEDEPOHL, K. H. 1970: Geochemische Daten von sedimentären Karbonaten und Karbonatgesteinen in ihren faziellen und petrogenetischen Aussagewert. *Verh. Geol. B.—A. (Wien)*, 4, S. 692—705.
- WOLF, K. H. — CHILINGAR, G. V. — MEALES, F. W. 1967: Elemental composition of carbonate skeletons, minerals and sediments. In: Chilingar, G. V. — Bissel, H. J. — Fairbridge, R. W. (eds.) *Carbonate Rocks B*, Elsevier, Amsterdam, S. 23—50.

Zur Veröffentlichung empfohlen von B. CAMEL.