

BEITRÄGE ZUR GEOLOGIE DER SCHWEIZ

Geotechnische Serie, Lieferung 44

Herausgegeben mit Subvention der Eidgenossenschaft von der

Schweizerischen Geotechnischen Kommission

Organ der Schweizerischen Naturforschenden Gesellschaft

UNTERSUCHUNGEN ÜBER RADIOAKTIVE MINERALIEN UND GESTEINE IN DER SCHWEIZ

Uranvererzungen im Druckstollen Ferrera – Val Niemet

VON

V. DIETRICH

N. HUONDER

L. RYBACH

KOMMISSIONSVERLAG: KÜMMERLY & FREY, GEOGRAPHISCHER VERLAG, BERN

1967

DRUCK VON ASCHMANN & SCHELLER AG, BUCHDRUCKEREI ZUR FROSCHAU, ZÜRICH

Vorwort der Schweizerischen Geotechnischen Kommission und des Arbeitsausschusses für die Untersuchung schweizerischer Mineralien und Gesteine auf Atombrennstoffe und seltene Elemente

An der Sitzung vom 21. Januar 1967 lag der Schweizerischen Geotechnischen Kommission ein Manuskript vor: «Uranvererzungen im Druckstollen Ferrera-Val Niemet» von V. Dietrich, N. Huonder und L. Rybach. Es enthält die Ergebnisse der näheren Untersuchung eines im Rahmen des Forschungsprogrammes des Arbeitsausschusses festgestellten Uranvorkommens in triadischen Dolomitmarmoren des oberen Penninikums Graubündens. Die Arbeit wurde von der Geotechnischen Kommission zum Druck für die Reihe «Untersuchungen über radioaktive Mineralien und Gesteine in der Schweiz» ihrer «Beiträge» angenommen.

Die Kommission dankt den Herren V. Dietrich, N. Huonder und L. Rybach und den im Text genannten weiteren Beteiligten für die Untersuchung an diesem interessanten Uranvorkommen in einem zwischen Rofnagneisen der Suretta-Decke steckenden Sedimentkeil. Die Laborarbeiten wurden am Institut für Geophysik und am Institut für Kristallographie und Petrographie, speziell am Lehrstuhl für Technische Petrographie der Eidg. Technischen Hochschule durchgeführt.

Für Unterstützung bei den Feldarbeiten und für die Erlaubnis zur Publikation des geologischen Profils sei der Kraftwerke Hinterrhein AG und Herrn Eugen Weber, Geologe in Maienfeld, der beste Dank ausgesprochen. Dem Schweizerischen Nationalfonds dankt die Kommission vielmals für die Förderung der Landesuntersuchung auf radioaktive Elemente. Die Kosten für die Druckvorbereitung und den Druck übernahm die Geotechnische Kommission.

Für den Inhalt von Text und Figuren sind die Verfasser allein verantwortlich.

Zürich, Februar 1967.

Für die Schweizerische Geotechnische Kommission
und den Arbeitsausschuß
Der Präsident: Prof. F. de Quervain

Inhalt

Zusammenfassung	5
Abstract	5
1. Einführung	6
2. Geologische Übersicht	6
3. Radiometrische Stollenmessungen	9
4. Quantitative Uranbestimmungen (N. H. und L. R.)	10
4.1. Messung der Gesamt-Gammaaktivität	10
4.2. Gammaskopie	11
4.3. Beta-Gamma-Messungen	12
4.4. Röntgenfluoreszenz-Untersuchungen	12
4.5. Mikroelektronenprobe-Aufnahmen	14
5. Ergebnisse der Pulverdiagramme	14
6. Petrographie	15
6.1. Neben- und Ganggestein	15
6.2. Erzmineralisation	19
6.3. Uranerzverteilung, sichtbar in Autoradiographien	24
7. Abscheidungsfolgen und Paragenese	25
8. Herkunft der Vererzungen	25
Literatur	27
Kartenverzeichnis	27

Zusammenfassung

Beim Auffahren des Druckstollens Valle di Lei-Ferrera stieß man bei 529 und 534 m südlich des Wasserschlosses Innerferrera in den triadischen Dolomitmarmoren auf zwei vererzte Ruschelzonen, die recht hohe radiometrische Anomalien zeigten (max. 650 $\mu\text{r/h}$). Geologisch gesehen stecken diese Dolomitmarmore in Form von Sedimentkeilen zwischen den Rofnaporphyren der Suretta-Decke und wurden von STAUB (1956) als rückgefaltete Schuppen einer normal-stratigraphischen Bedeckung des Rofna-Kristallins gedeutet.

Das Erz liegt makroskopisch annähernd parallel den S-Flächen der Marmore in kleinen Linsen und Trümmern von Dezimeter-Mächtigkeit vor. Im mikroskopischen Bereich wurden eher Diskordanzen zwischen den vererzten Zonen und dem karbonatischen Nebengestein erkannt. Bei der Vererzung könnte es sich nach dem Auftreten der Erzminerale um eine mesothermale, stark eisenreiche Kupfer-Arsen-Formation mit hohen Gehalten an Uranpecherz handeln. Folgende Erzminerale treten auf:

Pyrit, Bleiglanz, Fahlerz, Zinkblende, Uranpecherz, Kupferkies, Bornit, Covellin, Kupferglanz und Molybdänglanz. Die petrographischen Untersuchungen lassen auf ein mesozoisches Alter der Vererzungen schließen, das zwischen dem unteren Jura und der beginnenden alpinen Faltung liegt.

An 27 Proben aus dem Stollenprofil, darunter acht aus der Vererzungszone, wurden radiometrische Laboruntersuchungen (quantitative Urangelhaltsbestimmungen mittels integraler Aktivitätsmessung und/oder Gammaskpektrometrie) durchgeführt. In der Vererzungszone konnten Gehalte bis 1010 ppm U festgestellt werden, und Beta-Gamma-Messungen zeigten, daß dort radioaktives Gleichgewicht herrscht. Die U-Gehalte wurden durch andere Methoden (Röntgenfluoreszenz, Elektronenmikrosonde) überprüft und bestätigt.

Abstract

In the course of a radiometric survey in the hydroelectric tunnel „Valle di Lei-Ferrera“ (Canton Graubünden, Switzerland) two radiometric anomalies (max. 650 $\mu\text{r/h}$) have been found which are associated with ore-bearing shatter-horizons in the Triassic dolomite-marble zone of Innerferrera. This zone, once a part of the non-inverted sedimentary cover of the Rofna Crystalline Body, forms a wedge-shaped thrust unit („schuppe“) which was backfolded into the Rofna porphyry.

The ore minerals form lenses and fragments several inches in diameter oriented macroscopically more or less parallel to the S planes of the marble. Microscopically, however, an unconformity is often detectable between ore-bearing parts and the host rock. The ore minerals pyrite, galena, tetrahedrite, sphalerite, pitchblende, chalcopryite, bornite, covellite, chalcocite and molybdenite are present. This calls for a mesothermal, iron-rich copper-arsenic formation with considerable amounts of pitchblende. Judging from petrographic evidence a mesozoic age (between lower Jurassic and the beginning of the Alpine folding) is proposed for the formation.

On 27 samples from the tunnel profile (8 from the ore-bearing zone) the uranium content has been determined quantitatively by standard laboratory radiometry (integral counting and/or gamma ray spectrometry). The highest U content in the ore zone was 1010 ppm, and the presence of radioactive equilibrium was established by combined beta-gamma measurements. A few checks of the U contents have been made by X-ray fluorescence and electron microprobe methods.

1. Einführung

In den Jahren 1958–1961 wurden im Auftrag des «Arbeitsausschusses für Atombrennstoffe», der sich mit der Uranprospektion in der Schweiz befaßt, die Vortriebe der Kraftwerke Hinterrhein radiometrisch vermessen. Im Druckstollen Valle di Lei–Ferrera* in der Gegend von Innerferrera (Kanton Graubünden) stieß man dabei, in einer Zone mesozoischen Marmors, auf eine radiometrische Anomalie. Ausreichend gesammelte Gesteinsproben gestatteten die im folgenden beschriebenen Untersuchungen.

2. Geologische Übersicht

Unsere zu untersuchenden Vererzungen liegen in der Sedimentumhüllung des Rofnakristallins** und gehören damit im tektonischen Bau der Alpen der hochpenninischen Suretta-Decke an.

Auf der tektonischen Übersicht (Fig. 1) von STAUB (1956) erkennen wir diese mesozoischen Sedimentzüge, die als Schamser-Marmorzone und Ferrera-Serie bezeichnet wurden. Diese Serien stecken in Form von nach NNE–NE fallenden Keilen im Rofnagneis und wurden von STREIFF (1939) und STAUB (1956) als rückgefaltete Sedimentkeile einer normal-stratigraphischen Bedeckung des Rofna-Kristallins gedeutet.

Das geologische Stollenprofil (Tafel) gibt uns einen Überblick über die Lagerung unseres durchfahrenen Sedimentkeiles. Aus der geologischen Karte der Landschaft Schams (WILHELM, 1920–1926) ersehen wir die Zusammenhänge des Sedimentkeiles mit den Sedimentzonen der Suretta-Decke, die sich westlich und südlich von Innerferrera in zunehmenden Mächtigkeiten fortsetzen. Bei 529 und 534 m südlich des Wasserschlosses Innerferrera im NNE–SSW verlaufenden Druckstollen wurden die Vererzungen in den triadischen Dolomitmarmoren angefahren. Diese Sedimentkeile stecken zwischen Rofnaporphyren, in denen noch einige Lagen von Augengneisen ausgeschieden werden konnten. Im Liegenden ist die Trias mit normalstratigraphischen Kontakten auf den Rofnagneisen oder Porphyren als Rauhwacke (Breccie) oder als reinweißer bis blaßgrüner, dünnplattiger serizitischer Quarzit ausgebildet. An einigen Stellen können diese Rauhwacken und Quarzite fehlen. Im Hangenden folgen darauf die vererzten Dolomite und Marmore.

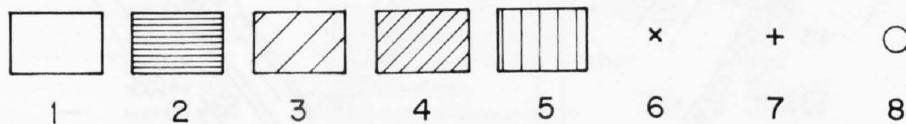
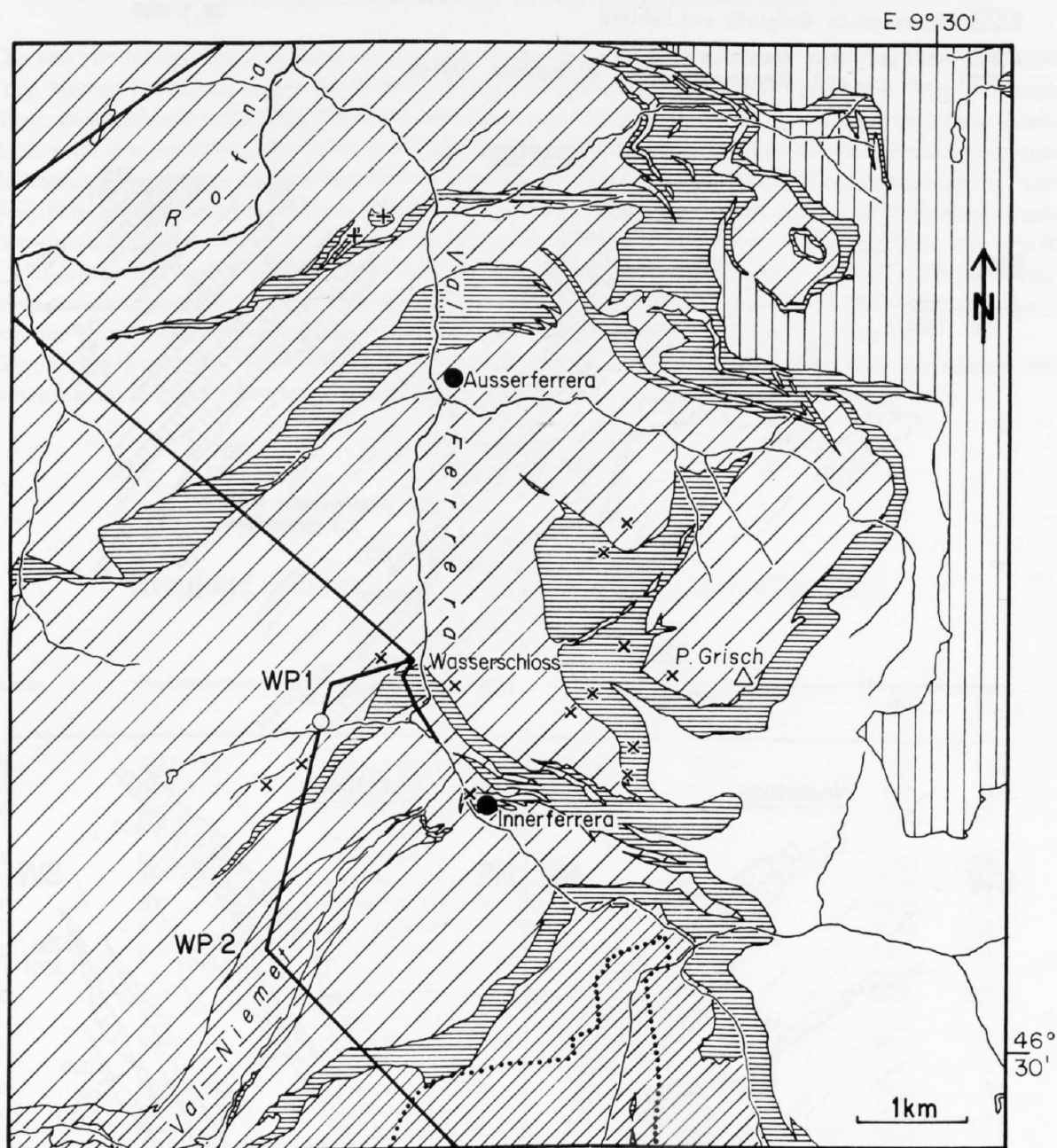
Drei kleine Detailskizzen (Fig. 2) zeigen uns nun die Lagerung dieser Vererzungen zum Nebengestein. Das Erz, hier in Linsen und kleinen Trümmern von Dezimeter-Mächtigkeiten ausgeschieden, liegt annähernd parallel zu den S-Flächen der Marmore.

Zur ursprünglichen Schichtung, so weit wir dies in Dünnschliffen der Handstücke 1–4 erkennen konnten, liegen jedoch eher Diskordanzen vor. Bei 529 m sehen wir am Weststoß eine randliche Abscheidung von Pyrit, dann folgen Fahlerz und Bleiglanz. In diesen inneren Partien wurden die größten radiometrischen Anomalien gemessen. Die Bezeichnung der Handstücke für die petrographische Untersuchung läuft unabhängig von denen für die radiometrische Untersuchung. Eine nähere Beschreibung der Vererzung und der Gangart folgt im petrographischen Teil.

* Die Vererzungen liegen im Teilstück «Ferrera–Val Niemet».

** Das Rofnakristallin besteht aus allen Übergängen von massigen Granitporphyren über geschieferte Porphyrtypen bis zu eigentlichen Gneisen von körniger, dünnlagiger oder augiger Textur. Die Bezeichnung «Rofnaporphyr» wird vielfach auch für geschieferte oder gneisige Typen gebraucht. Im Untersuchungsgebiet sind nur solche Ausbildungen vertreten (näheres siehe GRÜNENFELDER, 1956).

Fig. 1. Tektonische Karte nach STAUB (1956), mit Verlauf des Druckstollen Valle di Lei-Ferrera.



Mesozoische Elemente der Suretta-Decke s. str.

WP 1 und WP 2: Winkelpunkte.

1 Bündnerschieferdecken des Avers einschließlich ihrer Ophiolith-Schuppen.

2 Schamser Marmorzone und Ferrera-Serie.

5 Schamser Decken s. str.

Kristallinkerne der Suretta-Decke s. str.

6 Fe- und Mn-Vererzungen (GRÜNENFELDER, 1956; STUCKY, 1960).



3 Rofna-Masse.

7 Cu-Vererzungen (ESCHER, 1935).

4 Stella/Timun-Masse.

8 Uran-Vererzung im Stollen bei 529–534 m.

Statt «Wasserschloß» lies in der Figur «Zentrale Ferrera»

-  hauptsächlich Pyrit
 hauptsächlich Bleiglanz und Fahlerz

P. Allenbach
28.1.1960

- 1940 Imp/sec, ohne Blende gemessen }
 (300) " " mit Blende gemessen } 30 Imp/sec: 10 μ r/h

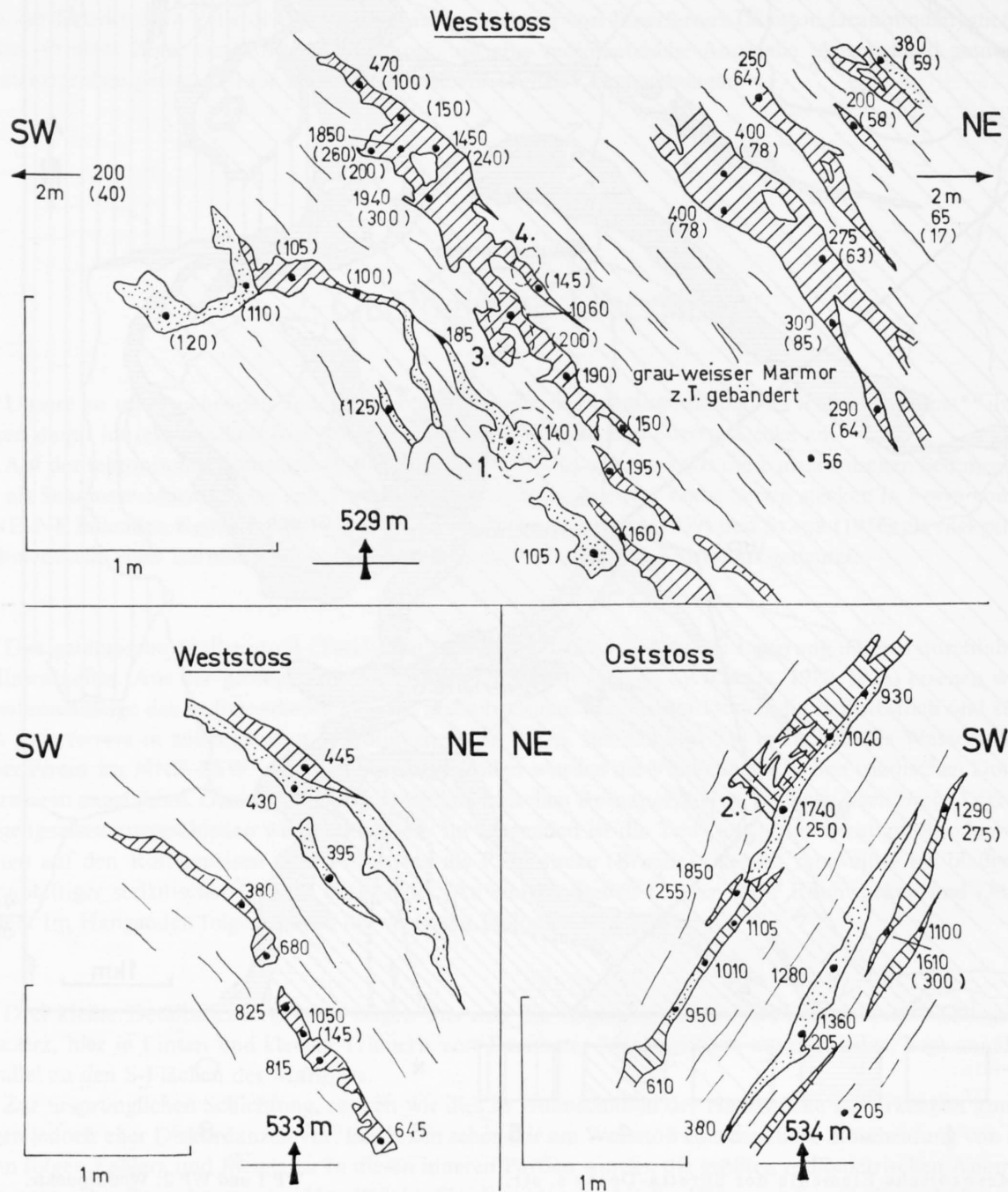


Fig. 2. Lagerungsverhältnisse innerhalb der vererzten Zonen. An den mit 1 bis 4 bezeichneten Stellen wurden Proben für die petrographische Untersuchung entnommen.

3. Radiometrische Stollenmessungen

Die uns hier interessierenden Stollenmessungen «Valle di Lei-Ferrera» wurden vom 28. 1. bis 31. 1. 1960 von den Herren P. Allenbach und W. Weber mit tragbaren Szintillometern Typ LgS/B (Fa. Prof. Berthold, Wildbad, Deutschland) ausgeführt. Diese Instrumente messen sowohl die durch die Gesteine emittierte Strahlung, als auch den Nulleffekt, der durch Rn^{222} und ihre festen Folgeprodukte gebildet wird. Sie sind integrierende Impulsdichtemesser, die sich besonders zur laufenden Kontrolle der Strahlungsintensität eignen. Um vergleichbare Meßresultate zu erhalten, wurden die Geräte geeicht ($30 \text{ cps} \sim 10 \mu\text{r/h}$). Die Stollenmessungen wurden durchschnittlich im Abstand von 10 m, gegliedert in W-, E- und Firststoß durchgeführt. Bei den in Tab. 1 angegebenen Werten handelt es sich um Mittelwerte aus diesen drei Stößen. In den erwähnten mesozoischen Sedimentzügen der Schamser Marmorzone und der Ferrera-Serie fanden sich radiometrische Anomalien. Sie wurden detaillierter und auch mit Bleiblende (Klammerwerte auf Fig. 2) gemessen.

Gleichzeitig wurde das durchgeführte Profil auch lithologisch belegt. Die gesammelten Gesteinsproben erlaubten die im folgenden beschriebenen petrographischen und radiometrischen Untersuchungen.

Tabelle 1

Resultate radiometrischer Stollen- und Labormessungen

Druckstollen Valle di Lei – Ferrera

Fundstelle m*	Probennummer	Gestein	Stollenmessung $\mu\text{r/h}$	Labormessung cpm/g ppm eU	
160	590723.991	lagiger Serizit-Alkalifeldspatgneis	35,0	0,70	16,6
520	590723.985	weißer Kalkmarmor	13,7	0,07	2,0
~ 530	B 1	serizitführender Kalkmarmor mit Anreicherungen von Pyrit	100–650**	37,20	805
~ 530	B 2	Serizit-Quarzit		49,40	1030
~ 530	B 3	dolomitführender Kalkmarmor		22,01	460
~ 530	B 4	dolomitführender Kalkmarmor		21,76	450
~ 530	B 5	quarzführender Kalkmarmor		22,74	480
~ 530	B 6	serizitführender Kalkmarmor mit Striemen von Bleiglanz und Fahlerz		44,03	915
~ 530	B 7	serizitführender Kalkmarmor mit Striemen von Bleiglanz und Fahlerz		44,42	920
~ 530	B 8	serizitführender Kalkmarmor mit Striemen von Bleiglanz und Fahlerz		44,67	925
540	590724.975	weißer Kalkmarmor	11,0	0,24	5,0
660	590724.972	serizitführender Quarzit	7,0	0,07	2,0
670	590724.971	serizitführender Quarzit	10,0	0,14	3,0
1280	590724.992	Serizit-Alkalifeldspatgneis	40,7	0,94	19,5
1730	600129.77	graphitischer Chlorit-Serizit-Schiefer	26,0	1,42	30,1
1750	600129.80	Serizit-(Chlorit-)Schiefer	31,3	0,95	19,9
1825	600129.87	quarzführender Muskowitgneis	32,0	0,56	11,5
1845	600129.382	Chloritschiefer	30,3	0,58	11,0
1860	600129.231	Serizit-Alkalifeldspatgneis	37,3	0,90	18,8
2390	600129.194	Chlorit-Serizitschiefer	25,7	0,63	13,1
2440	600130.380	graphischer Serizitschiefer	22,7	0,68	14,4
3075	600131.536	Serizit-Alkalifeldspatgneis	44,0	0,92	19,0
3305	600131.874	Serizitgneis mit Pyrit	42,7	0,81	15,9
3325	600131.390	Serizitquarzit	42,3	1,16	25,0
3530	600315.156	massiger Serizitgneis mit Quarzäugen	41,3	1,09	22,6
3775	600315.922	Serizitquarzit	11,0	0,22	4,6
4185	600315.966	Serizit-Chloritschiefer mit Quarzschlieren	24,7	0,71	14,7

* Metrierung vom Wasserschloß gegen S.

** Siehe Fig. 2.

4. Quantitative Uranbestimmungen (N. H. und L. R.)

4.1. Messung der Gesamt-Gammaaktivität

An 27 Handstücken aus dem Stollen Valle di Lei-Ferrera, darunter acht aus der Vererzungszone, wurden die Gamma-Zählraten gemessen. Vorbereitend mußten die Proben pulverisiert werden. Die in Stichproben festgestellte Korngröße lag unter 0,06 mm. Je nach Dichte und Anteil der Mineralkomponenten mußte, um im Meßtopf eine konstante Einfüllhöhe von 5 cm zu erreichen, 300–380 g Probensubstanz eingewogen werden, was einer Schüttdichte zwischen 1,39 und 1,77 g/cm³ entspricht. Im Detail wurde der Einfluß der Schüttdichte auf die spezifische Aktivität (Aktivität pro Gramm) geprüft. Bei gleichbleibender Füllhöhe und einer Zunahme der Schüttdichte von 1,36 auf 1,77 g/cm³ steigt die spezifische Aktivität (cpm/g) um 0,3%. Diese geringe Schwankung kann bei unseren Messungen vernachlässigt werden. Das eventuell durch Radonverlust gestörte radioaktive Gleichgewicht ist 3 Wochen nach Pulverisierung annähernd hergestellt.

Die gemessenen spezifischen Gamma-Zählraten (cpm/g) wurden anhand einer Eichkurve in Uran-Konzentrationen umgerechnet, und zwar in Teile pro Million (ppm bzw. Gramm/Tonne) Uran-Äquivalente (eU).

Im Labor wurde mit einem PHILIPS-Szintillationszähler gemessen. Der zylindrische Meßtopf aus Anticorodal zur Aufnahme des Probenpulvers und das Blei-Abschirmungsgehäuse von 5 cm Wandstärke wurden aus der in RYBACH (1961) beschriebenen Anordnung übernommen. Die PHILIPS-Anlage umfaßt drei Einheiten:

1. PW 4111: 1" × 1" NaJ-Kristall, Photomultiplier und Kathodenfolger
2. PW 4022: Abschwächer, Verstärker sowie Hochspannungsteil
3. PW 4032: Dekadischer Zähler (untersetzbar)

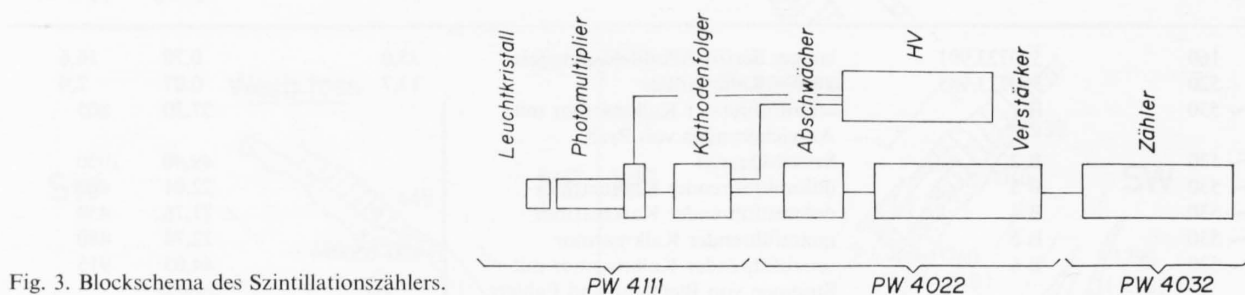


Fig. 3. Blockschema des Szintillationszählers.

Um unter optimalen Bedingungen arbeiten zu können, muß die Arbeitsspannung und die beste Abschwächerposition der Anlage ermittelt werden, wozu die Hochspannungs- und Abschwächungskennlinien aufgezeichnet wurden. Danach liegt die Arbeitsspannung bei 1200 V, die beste Abschwächung bei 8mal. Die Variation des Nulleffektes, $(86,0 \pm 0,3)$ cpm, war während eines Tages (13. 7. 1964) und während mehreren Wochen danach rein statistischer Natur (χ^2 -Test, siehe HUONDER, 1964).

In Tab. 1 und auf der Tafel sind die Resultate der Labor- und Stollenmessungen zusammengestellt bzw. aufgetragen. Das geologische Profil wurde in verdankenswerter Weise von Herrn E. WEBER (Maienfeld) zur Verfügung gestellt. Von der Landesgrenze bis zu 3800 m auf der Stollenachse ist die Antiklinalstirn der «Casannaschiefer» zu erkennen. Nicht nur petrographisch, sondern auch radiometrisch lassen sich darin verschiedene lithologische Einheiten unterscheiden. Die Paragneise und Serizitschiefer (\pm Chlorit) trennen sich radiometrisch deutlich von den stirnwärts gelegenen quarzitischen Gneisen.

Im an der Oberfläche nach SW auslaufenden Triaskeil der Ferrera-Serie fallen die Radioaktivitätswerte deutlich ab, der kurz darauf anschließende Rofnaporphyr bildet wieder ein Maximum. Bis zur nächsten Trias-Einlagerung unterscheiden sich die wechsellagernden Graphit- und «Casannaschiefer» durch ihre etwas niedrigere Radioaktivität von den Rofnaporphyren. In der zweiten Triasfalte ist nun das an erzeiche Randzonen gebundene Auftreten der Uranvererzung schön zu beobachten. In großen Zügen korrespondieren die im Labor ermittelten U-Werte recht gut mit den Stollenmessungen. Die erhöhte Spitze bei 1730 m kann dadurch erklärt werden, daß Handstück Nr. 600129.77 eine für die Graphitschiefer-Zone nicht typische Probe war.

4.2. Gammaspektrometrie

Die vorangehend beschriebenen Messungen erlauben nicht, die Träger der Gamma-Aktivität näher zu identifizieren. Deswegen wurden die Proben aus der Vererzungszone gammaspektrometrisch untersucht, wobei jeweils 400–450 g Gesteinspulver gemessen wurde. Die benützte Apparatur und Meßtechnik sind in FÖHN und RYBACH (1967) beschrieben (Meßdaten siehe Tab. 2). Dafür soll hier die Auswertung kurz erläutert werden. Bei sämtlichen Proben war praktisch nur Bi^{214} (Glieder der U^{238} -Reihe, Gamma-Linie bei 1,76 MeV) meßbar; die Auswertung ist daher auf die Bestimmung der Urangelhalte ausgerichtet.

Tabelle 2

Gammaspektrometer-Meßdaten

Hochspannung: 950 V Abschwächung: 1,8; 0,8; 0	Diskriminator (V)	Kanalbreite (V)	Nulleffekt (cpm)
Kanal 1 für Uran bei 1,76 MeV	43,0	4,0	2,9
Kanal 2 für Thorium bei 2,62 MeV	62,5	8,0	1,4

Es bedeuten: c_U = U-Gehalt der Probe (ppm)

c_{Th} = Th-Gehalt der Probe (ppm)

c'_U = U-Gehalt des U-Standards

c'_{Th} = Th-Gehalt des Th-Standards

α_1 = spezifische Aktivität der Probe in Kanal 1 (cpm/g)

α_2 = spezifische Aktivität der Probe in Kanal 2 (cpm/g)

α_{1U} = spezifische Aktivität des U-Standards in Kanal 1 (cpm/g)

α_{1Th} = spezifische Aktivität des Th-Standards in Kanal 1 (cpm/g)

α_{2Th} = spezifische Aktivität des Th-Standards in Kanal 2 (cpm/g)

Im Kanal 2 (für Tl^{208} der Th^{232} -Reihe) gilt

- (1) $c_{Th} = k_3 \alpha_2$,
woraus sich k_3 mit dem Th-Standard direkt bestimmen läßt:

(2)
$$k_3 = \frac{c'_{Th}}{\alpha_{2Th}}.$$

Ferner ist im Kanal 1

(3)
$$\alpha_1 = f_U c_U + f_{Th} c_{Th}.$$

Für den U-Standard (Th-Gehalt vernachlässigbar klein):

(4)
$$f_U = \frac{\alpha_{1U}}{c'_U}$$

Für den Th-Standard (U-Gehalt berücksichtigt):

(5)
$$f_{Th} = \frac{\alpha_{1Th}}{c'_{Th}}$$

Aus (1) bis (5) hat man mit

(6)
$$k_2 = f_{Th} k_3 = \frac{\alpha_{1Th}}{\alpha_{2Th}}$$

(7)
$$c_U = \frac{c'_U}{\alpha_{1U}} (\alpha_1 - f_{Th} c_{Th}) = k_1 (\alpha_1 - k_2 \alpha_2).$$

Mit Standards der U.S. Atomic Energy Commission (New Brunswick Laboratory), 0,1% U bzw. 0,1% Th, hatte man

(8)
$$c_U = 344,2 (\alpha_1 - 0,355 \alpha_2).$$

Zur Bestimmung der U-Gehalte sind zwei Messungen pro Probe, α_1 und α_2 , notwendig. Die Resultate sind in Tab. 3, Kolonne 6, aufgeführt. Die Genauigkeit ist besser, als $\pm 5\%$. Th war kaum festzustellen, und ist bei allen Proben unter 50 ppm.

4.3. Beta-Gamma-Messungen

Bei der Gammaskpektrometrie wurde der U-Gehalt indirekt, via Bi^{214} ermittelt. Dabei wird ein festes $\text{Bi}^{214}/\text{U}^{238}$ -Verhältnis vorausgesetzt, was nur für Proben zutrifft, bei denen innerhalb der U^{238} -Reihe das radioaktive Gleichgewicht besteht. Dies kann jedoch nicht ohne weiteres angenommen werden. Wenn die Erzproben als Träger der Radioaktivität praktisch nur Uran erhalten, wie dies bei den untersuchten Proben der Fall ist, so erlaubt die von EICHHOLZ et al. (1953) angegebene, einfache β - γ -Methode die Prüfung des Gleichgewichtes.

Mit einem Stirnzählrohr (PHILIPS-Sonde PW 4107, betrieben auf 750 V) wurde die spezifische β -Aktivität der Proben B1–B8 gemessen und danach, mit Hilfe einer β -Eichkurve, der p-Wert (Gleichgewichtsfaktor) gemäß EICHHOLZ et al. (1953) berechnet. Die Resultate sind in Tab. 3 aufgeführt. Im Idealfall (Gleichgewicht) ist $p = 1$; in unserem Fall kann, in Anbetracht der beschränkten Genauigkeit der β -Messungen, das radioaktive Gleichgewicht bei sämtlichen Proben (p-Werte 0,92–1,00) als ungestört angesehen werden.

4.4. Röntgenfluoreszenz-Untersuchungen

Um die Resultate der radiometrischen Analyse zu überprüfen, wurden die Trias-Proben aus der Ferrera-Serie röntgen-spektrometrisch auf Thorium und Uran untersucht. Gearbeitet wurde mit einem SIEMENS-Vakuum-Röntgen-Spektrometer. Als Röntgenlicht ausstrahlendes Anodenmaterial diente Molybdän. Die Zählrohraufnahmen wurden unter folgenden Bedingungen: Spannung 55 kV, Stromstärke 33 mA, Abtastgeschwindigkeit $\frac{1}{2}^\circ$ pro Minute mit einem LiF-Kristall erhalten. 5 g Probensubstanz wurden mit Hartwachs als Bindemittel zu Pillen gepreßt; der Standard wurde mit den Proben ähnlichen, uranfreien Gemengteilen und einem genau bekannten Zusatz von Uran erhalten. Seine genaue Zusammensetzung in Gewichtsprozenten: Marmor 51,31, Quarzsand 13,11, Pyrit 5,82, Muskowit 2,46, Hämatit 1,07, Uran (1%) 8,20, Hartwachs 18,03. Bei Annahme einer gleichbleibenden Halbwertsbreite der einzelnen $L\alpha_1$ -Spitzen des Urans (bei $2\Theta = 26,14^\circ$), kann durch Längenvergleich (Distanz: Spitze–ungestörter Untergrund, siehe Fig. 4) eine quantitative Bestimmung vorgenommen werden (Tab. 3).

Tabelle 3

Uran-Gehalte, bestimmt mittels Röntgenfluoreszenz, Szintillometer und Gamma-Spektrometrie; Gleichgewichtsfaktor p

Probe	Gewicht mg	Spitzenhöhe mm	Röntgenfluoreszenz ppm U	Szintillometer ppm eU	Spektrometer ppm U	p
Standard	5000	82	820	—	—	—
B 1	5001	71	710	805	785	0,94
B 2	5000	100	1000	1030	1010	0,93
B 3	—	—	440*	460	450	0,95
B 4	5000	34	340	450	450	0,94
B 5	—	—	—	480	435	1,00
B 6	—	—	925*	915	900	0,93
B 7	4999	94	940	920	860	0,95
B 8	4943	96	960	925	945	0,92

* Bestimmt durch Fa. ANALIX, S.A., Genf.

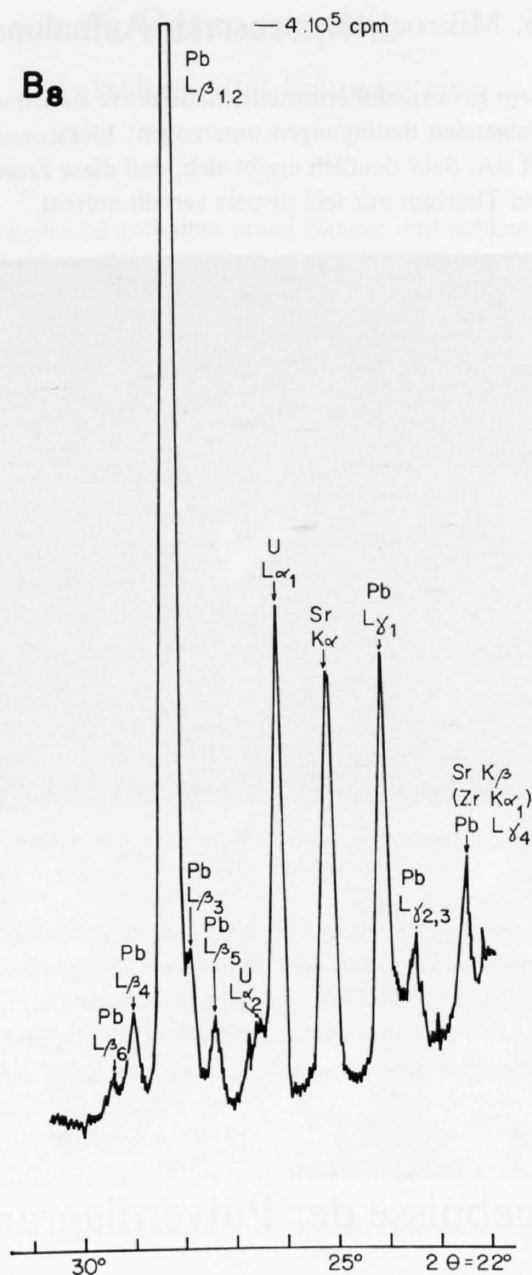


Fig. 4. Röntgenfluoreszenzspektrum einer Probe aus der Vererzungszone.

Wie schon aus den gammaspektrometrischen Analysen hervorgeht, zeigt sich auch bei der Röntgenfluoreszenz, daß in den Proben praktisch nur Uran vorliegt. Ein eventuelles Anzeichen von Thorium ($\text{Th } L\alpha_1$ bei $2\theta = 27,47^\circ$ *) würde in unserem Fall durch $\text{Pb } L\beta_5$ (bei $2\theta = 27,37^\circ$, siehe Fig. 4) überlagert. Die Intensitäten der Linien $\text{Pb } L\beta_5$ und $\text{Pb } L\beta_4$ (bei $2\theta = 28,98^\circ$) in unserem Diagramm entsprechen jedoch den Verhältnissen bei reinem Blei, so daß erhöhte Th-Konzentration ($> 100 \text{ ppm}$) ausgeschlossen ist.

* Aus «X-ray Wavelengths for Spectrometer», General Electric Co., Wisconsin, USA, 1961.

4.5. Mikroelektronensonde-Aufnahmen*

Autoradiographisch auf einem Erzanschliff ermittelte, radioaktive Zonen wurden genaueren Untersuchungen mit der MES ARL unter folgenden Bedingungen unterzogen: Elektronenstrahl $\sim 1 \mu$, Anregungsspannung 25 kV, Stromstärke $\sim 0,1 \mu\text{A}$. Sehr deutlich ergibt sich, daß diese Zonen überwiegend Uranmineralien enthalten (siehe Fig. 5), während Thorium nur fein dispers verteilt auftritt.

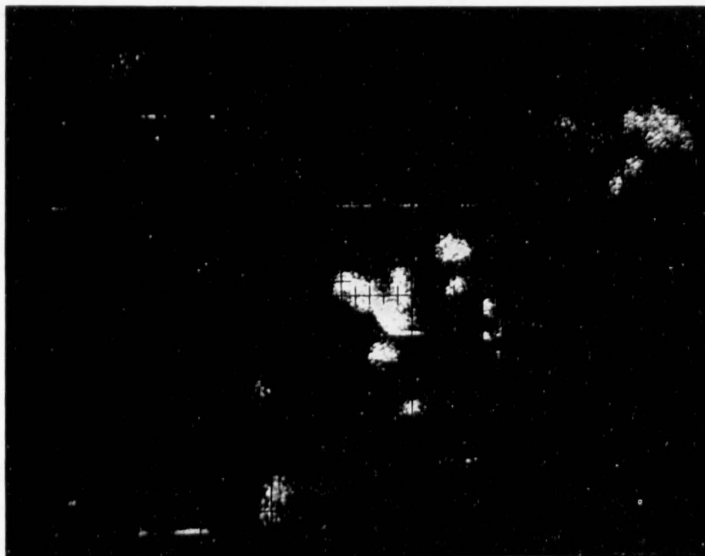


Fig. 5. Uranverteilung in einer Erzprobe (Mikroelektronensonde-Aufnahme, hell: U M α). Horizontaler Durchmesser des «hot spot»: $\sim 50 \mu$.

Um quantitative Bestimmungen der Thorium- und Urangelhalte durchführen zu können, wurden Silikatgläser mit wasserfreien, anorganischen Thorium- und Uransalzen als Standards hergestellt: Uran-Silikatglas: 64,68 Gew. % SiO_2 , 33,81 Gew. % K_2O , 1,51 Gew. % U_3O_8 ; Thorium-Silikatglas: 64,66 Gew. % SiO_2 , 33,80 Gew. % K_2O , 1,54 Gew. % ThO_2 . Für den «hot spot» wurden 0,6% ThO_2 und 77,2% U_3O_8 ermittelt, was betreffend dem Uranmineral auf Uraninit oder Uranpecherz schließen läßt (siehe auch petrographischer Teil).

5. Ergebnisse der Pulverdiagramme

An vier Proben (Handstücke 1 C_{II}–1 C_{IV}) wurden röntgenographische Pulveraufnahmen gemacht und die d-Werte ausgewertet.

Dabei wurde nach dem Guinier-Verfahren mit FeK α_1 -Strahlung und einer De-Wolff-Kamera (\varnothing 114,6 mm) gearbeitet.

Die Probe C_{II} ergab:

Dolomit, Calcit, Quarz, Pyrit, Bleiglanz und Baryt. Fahlerz konnte nach den Linien schlecht gedeutet werden, da einige Linien mit denen von Dolomit und Bleiglanz interferieren.

Weitere Linien deuteten auf einen Muskovit hin. Einige restliche Linien konnten nicht mehr gedeutet werden.

Die Proben C_{III} und C_{IV} ergaben:

Pyrit, Dolomit, Calcit und Bleiglanz. Hier wurden einige hohe d-Werte (bei 6,28 Å) als Molybdänglanz gedeutet. Untersuchungen mit der Mikrosonde bestätigten uns diese Annahme.

* Die Röntgenfluoreszenzmessungen und Mikrosonde-Untersuchungen (siehe auch petrographischer Teil) wurden am Institut für Kristallographie und Petrographie der ETH durchgeführt. Herrn R. Gubser sei hier für seine freundliche Mithilfe bestens gedankt.

6. Petrographie

6.1. Neben- und Ganggestein

Die Marmore sind meist reinweiß und enthalten graue Bänder und Schlieren. Makroskopisch weisen sie eine massige Textur auf und haben ein zuckerkörniges Aussehen. Zwei Proben ergaben folgende Calcit- und Dolomitgehalte: Probe 1 (aus Handstück 1 C_{VI}) enthielt 62% CaCO₃ und 37% Ca Mg (CO₃)₂. Probe 2 (aus Handstück 1 C_{IV.v}) enthielt 5% CaCO₃ und 42% Ca Mg(CO₃)₂. Die restlichen 53% dürften bei dieser Probe auf Baryt, Quarz und Erze entfallen. Die weißen, marmorisierten Partien bestehen aus grobspätigem Calcit und nur teilweise aus Dolomit, während die grauen vererzten Bänder, Linsen und Schlieren überwiegend dolomitisches Material aufweisen. Auf der Handstückphotographie (Fig. 7a.) erkennen wir, daß diese grauen



Fig. 6. Handstück 1 C_v, 35× ohne Nicols, feinkörniger Dolomitmarmor mit Fossilrest.

Zonen teilweise verruschelt sind und leicht diskordant durch die dolomitischen Kalkmarmore verlaufen. An den Rändern liegen hier im Gegensatz zu den Stollensskizzen Bleiglanz und Fahlerz mit vereinzelt Pyritschnüren vor, während die inneren Partien mehr von Pyrit und Kupferkies ausgefüllt sind. In den Dünnschliffen konnten wir ähnliches beobachten. Den Hauptbestandteil der reinweißen Partien bildet ein granoblastisches Gefüge aus spätigen Calcit- und Dolomitkristallen mit durchschnittlichen Korndurchmessern von 0,1 bis 0,3 mm (Fig. 6). Nach Anfärbung einiger Schliffe fanden wir den Calcit auch noch in Poren und Zwickeln, die Dolomitkristalle netzartig umlagernd. WILHELM (1932) beobachtete schon diese Tatsachen und führte das auf eine sekundäre Marmorisierung im Verlauf der alpinen Gebirgsbildung zurück. Auf dieses Problem wollen wir hier nicht weiter eingehen. In diese grobspätige Calcit- und Dolomitgrundmasse sind stellenweise Quarze eingelagert. Diese liegen sowohl xenomorph als auch in kleinen gerundeten Körnchen vor. Einzelne teilweise zerdrückte Linsen lassen sich als größere eingeschwemmte Quarzkörner erkennen. Untergeordnet kommen noch kleine idiomorphe Muskovit- und Hämatitschüppchen vor.

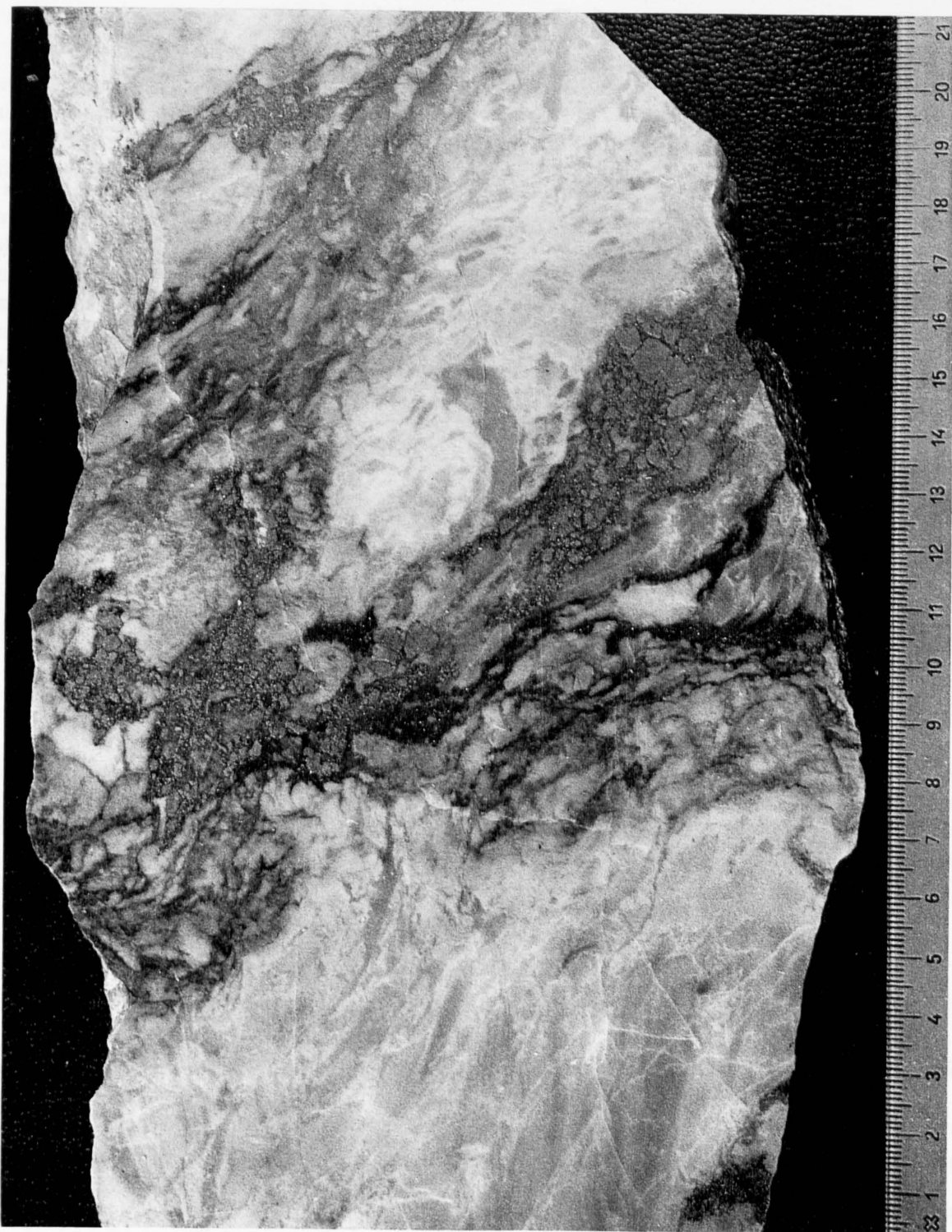


Fig. 7a. Handstück 1, weißer bis grauer Dolomitmarmor. Die grauen Schlieren bestehen meist aus dolomitischem Material. Die vererzten Ruschelzonen enthalten Pyrit, Bleiglanz, Fahlerz und Uranpecherz.

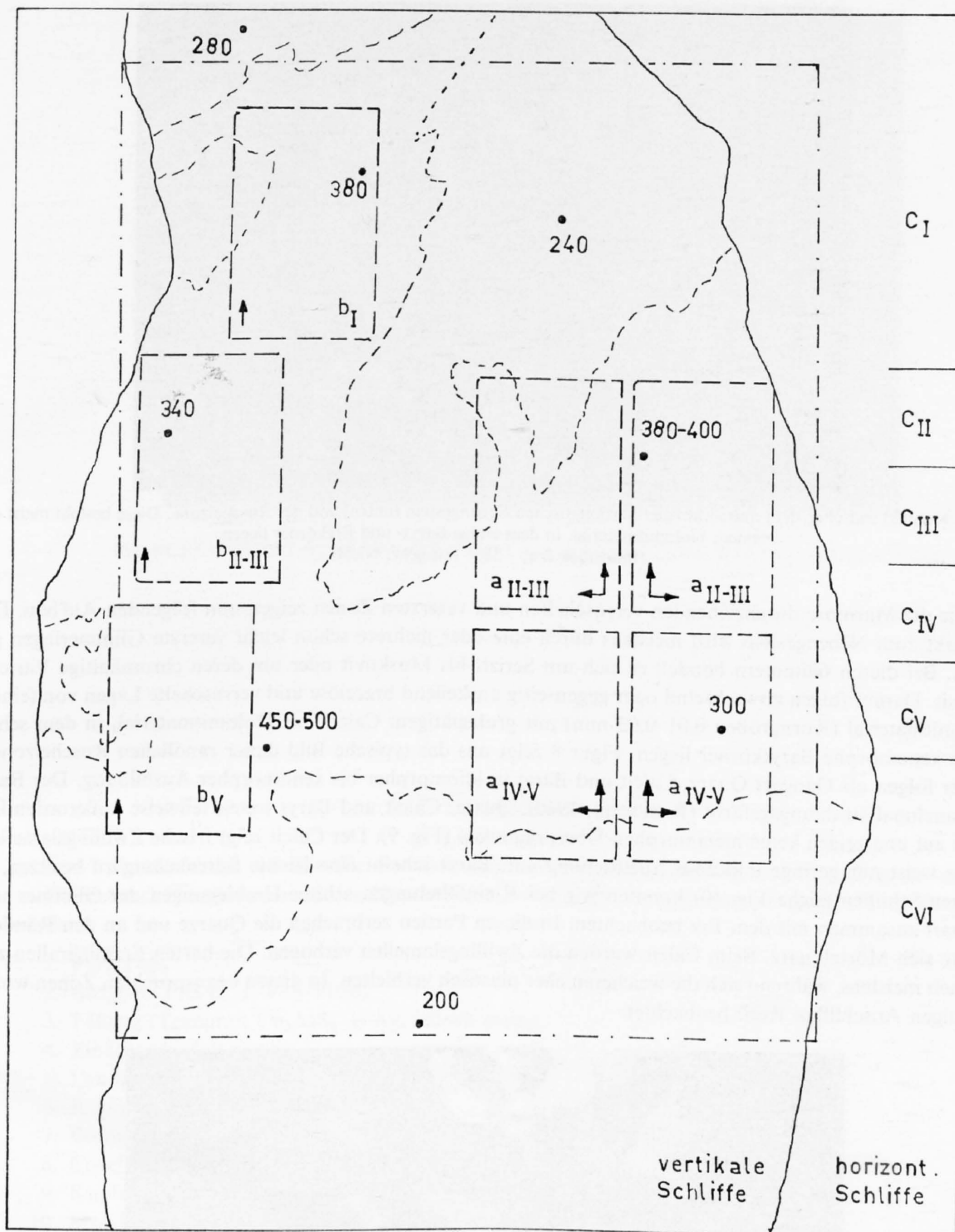


Fig. 7 b. Untersuchungsbereiche im Handstück 1, (Fig. 7 a).
 — — — Dünnschliffbereiche
 Bereich der Autoradiographie (siehe Fig. 21)
 Zahlenangaben: Szintillometermessungen in cps (30 cps ~ 10 µr/h)



Fig. 8. Kontakt zwischen dem mittelkörnigen karbonatischen Nebengestein (unten) und der Ruschelzone. Diese besteht meist aus feinem Dolomitmaterial, in dem einige Baryt- und Erzkörner liegen.
Handstück 2 a_v, 35× mit gekr. Nicols.

Die die Marmore durchziehenden verruscelten und vererzten Zonen zeigen nun folgenden Aufbau. Der Kontakt zum Nebengestein wird meistens durch eine oder mehrere schon leicht vererzte Glimmerlagen gebildet. Bei diesen Glimmern handelt es sich um Serizit bis Muskovit oder um deren chromhaltige Varietät Fuchsit. Darauf folgen abwechselnd oder gegenseitig ausgeilend brecciöse und verruscelte Lagen von feinem Dolomitmaterial (Korngrößen 0,01–0,03 mm) mit grobspätigem Calcit- bis Dolomitmaterial, in dem schon einige xenomorphe Barytkörner liegen. Figur 8 zeigt uns das typische Bild dieser randlichen Ruschelzonen. Weiter folgen als Gangart Quarz, Calcit und Baryt in idiomorpher bis xenomorpher Ausbildung. Der Baryt ist manchmal strahlungsgefärbt (RAMDOHR, 1960). Quarz, Calcit und Baryt treten teilweise außerordentlich frisch auf und zeigen keine metamorphen Überprägungen (Fig. 9). Der Calcit zeigt frische Zwillinglamellen. Quarz weist nur geringe undulöse Auslöschung auf. Baryt scheint eine leichte Sprenkung zu besitzen. In anderen Schliffen (siehe Fig. 10) konnten wir bei Kleinfältelungen schöne Umbiegungen der Glimmer und Gangart zusammen mit dem Erz beobachten. In diesen Partien zerbrachen die Quarze und an den Rändern bildete sich Mörtelquarz. Beim Calcit wurden die Zwillinglamellen verbogen. Die harten Erzminerale zerbrachen meistens, während sich die weicheren eher plastisch verhielten. In diesen beanspruchten Zonen wurde in einigen Anschliffen Rutil beobachtet.



Fig. 9. Kontakt zwischen der karbonatischen Ruschelzone und der quarzitisch-barytischen Gangart. Baryt leicht gesprenkelt.
35×, mit gekr. Nicols.

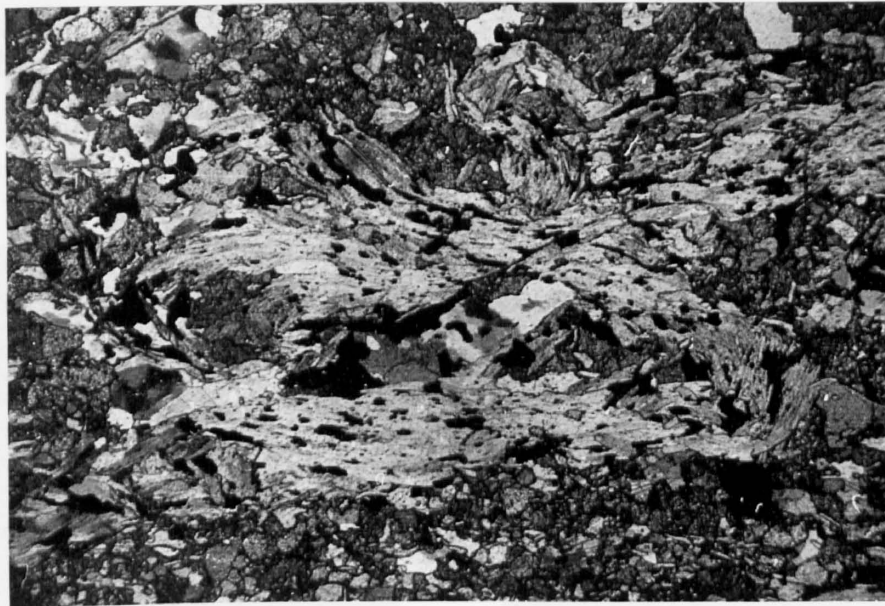


Fig. 10. Kleinfältelung der Glimmer und Gangart zusammen mit Erzmineralien. $35\times$, mit gekr. Nicols.

6.2. Erzmineralisation

In 17 Erzanschliffen wurden die Ruschelzonen auf ihre Mineralisation erzmikroskopisch untersucht. Diese Anschliffe stammen aus den Handstücken 1–4 (Fig. 2). Dabei konnten folgende Mineralien ermittelt werden:

1. Pyrit FeS_2
2. Bleiglanz PbS (z. T. PbS-PbSe)
3. Fahlerz (Tennantit $\text{Cu}_3\text{AsS}_3 \pm \text{Ag}$, jedoch gering)
4. Zinkblende ZnS
5. Uranpecherz UO_2
6. Kupferkies CuFeS_2
7. Bornit Cu_9FeS_6 bis Cu_3FeS_3
8. Covellin CuS
9. Kupferglanz Cu_2S
10. Molybdänglanz MoS_2
11. Rutil TiO_2

Aus der Tabelle 4 der Reflexionsmessungen mit dem Leitz-Mikroskop-Photometer ersehen wir die Verteilung der Mineralien. Der Pyrit liegt in idiomorphen bis xenomorphen Kristallen vor. An einzelnen Kristallen konnten Skelettbildungen beobachtet werden. Als kleine Fetzen sind oft xenomorphe Bildungen von Bleiglanz und Fahlerz im Pyrit enthalten. Sobald der Pyrit tektonisch beansprucht wurde, zerbrach er und zeigt an einigen Stellen eine scheinbare Anisotropie. Die in der Spektralanalyse gefundenen Gehalte an Kobalt und Nickel ($\sim 1\%$) dürften im Pyrit enthalten sein, da sonst keine Kobalt- oder Nickelerze gefunden wurden.

Tabelle 4

Reflexionsmessungen mit dem Leitz-Mikroskop-Photometer MPE

in Luft, Filter 530, Angaben in %

Anschliff	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	nach CAMERON (1962)
Pyrit	54,5	54,5	54,5	54,5	54,5	54,5	54,5	54,5	54,0	54,0	54,5	54,5	54	52-53	54,5	54,5	54,5	54,5
Bleiglanz	43	45	43	43	49	44-45	45	★	★	43	44-45	50-52	43	36	43	43-44	45-46	43,2
Fahlerz	31	32	31	28	31	31-32	31-32	★	★	31	31-32	30,5	31	27	34	31	★	30,7
Zinkblende	17			17		17												17,9
Uranpecherz	★				★★				★					14	15	16		16,0
Kupferkies					★								41,5					44,0
Bornit													20					21,9
Covellin													15					14,5
Kupferglanz													19					22

★★ = vorhanden, nicht gemessen; ★ = in Spuren, nicht gemessen; leer = nicht vorhanden.

Bleiglanz ist das zweithäufigste Mineral. Er ist xenomorph ausgebildet und liegt sowohl in Fetzen und Schnüren zwischen der Gangart (siehe Fig. 11) als auch an den Rändern, in Klüften oder selbst im Pyrit. Meist ist er jedoch mit Fahlerz verwachsen, seltener mit Zinkblende (Fig. 14) oder auch mit Bornit (Fig. 18).

Auffallend ist ein anormales Reflexionsvermögen wie es in den Anschliffen 5, 11, 12 und 17 gemessen wurde. In 5 und 12 erreicht es Spitzenwerte bis 52%. Figur 12 zeigt ein solches Bleiglanz Korn im Kupferkies. Unter der Mikrosonde wurde dieses Mineral genauer untersucht. In der Tat handelt es sich um Bleiglanz, der jedoch einen relativ hohen Gehalt an Selen (15–20%) aufweist. Selen ersetzt dabei den Schwefel, so daß wir auf eine Zusammensetzung $PbS-PbSe$ kommen. Diese Formel kann nur angenähert konstatiert werden, da uns keine Standard-Gemische zur quantitativen Bestimmung vorlagen. RAMDOHR (1960) beschreibt von einigen Bleiglanzvorkommen einen Selengehalt bis zu 18%.

Da unter der Mikrosonde in den Bleiglanzen weder Tellur noch Wismut (als Bi_2S_3 möglich) oder Silber (als Ag_2S möglich) gefunden wurde, dürfen wir wohl das anormal hohe Reflexionsvermögen auf den Gehalt von Selen zurückführen.



Fig. 11. Bleiglanz (weiß) zwischen der Gangart verteilt.
Anschliff 16, Öl 215×.

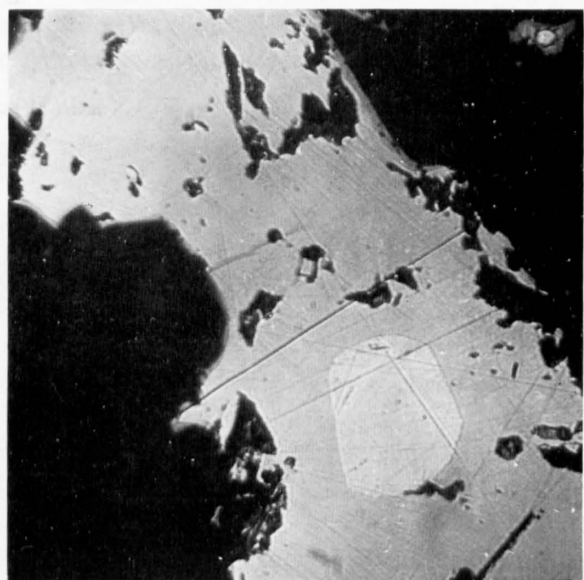


Fig. 12. Bleiglanz Korn mit PbSe-Gehalten im Kupferkies.
Anschliff Öl 12, 330× mit Grünfilter.

Mit dem Bleiglanz ist das Fahlerz sehr häufig verwachsen, und nach seinen optischen Eigenschaften konnten wir es als Tennantit (siehe Anschliff 4, R. V. 28%, schmutzig grüner Farbton) bestimmen. Wie Untersuchungen mit der Mikrosonde zeigten, enthält dieses Fahlerz außer hohen Anteilen von Kupfer und Arsen noch Spuren von Antimon. Auch dürften im Fahlerz unsere Silbergehalte liegen (siehe chem. Analyse). In Fig. 13 erkennen wir ein xenomorphes Fahlerzkorn verwachsen mit Bornit.

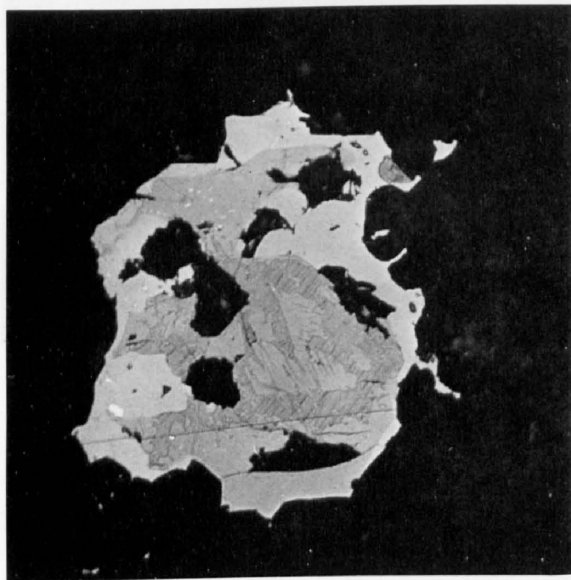


Fig. 13. Xenomorphes Fahlerz (hellgrau) mit Bornit (dunkelgrau) und Covellinbildung mit myrmekitischen Verdrängungsstrukturen. Anschliff 12, Öl 215 \times .

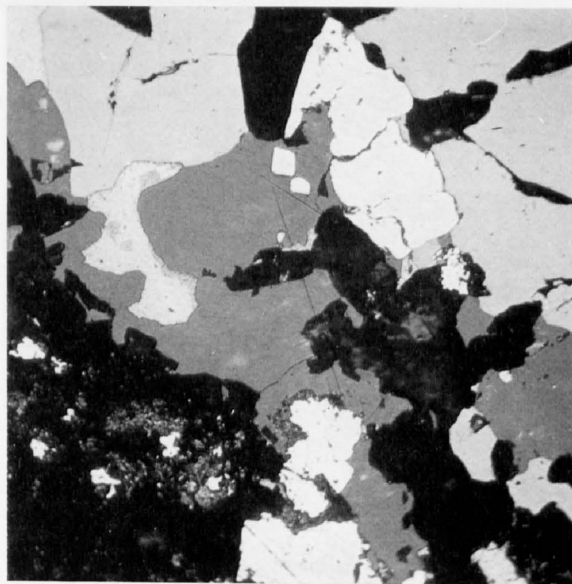


Fig. 14. Pyrit (weiß), Bleiglanz (weißgrau), Fahlerz (grau) und Zinkblende (dunkelgrau). Anschliff 1, Öl 215 \times .

Zinkblende kommt in unseren Anschliffen relativ selten vor. Sie wurde auf Grund ihres Reflexionsvermögens, Innenreflexe und Ätzstrukturen bestimmt. Fig. 14 zeigt uns ihre xenomorphen Formen, verwachsen mit Bleiglanz, Fahlerz und Pyrit.

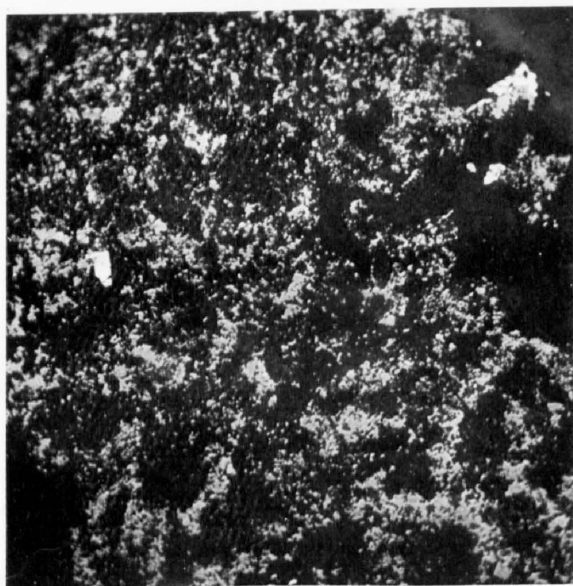


Fig. 15. Traubig-kugeliges Uranpecherz (dunkelgrau) mit Pyrit (weiß). Anschliff 14, Öl 215 \times .

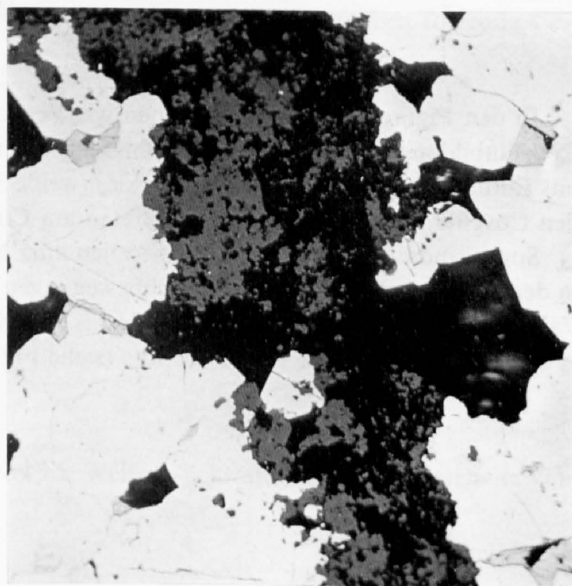


Fig. 16. Uranpecherz (dunkelgrau) zwischen Pyrit (weiß). Anschliff 14, Öl 215 \times .

Das Uranpecherz ist in einigen Schiffen relativ häufig und meist in traubig-nierigen und kugeligen Formen erhalten (Fig. 15). Zum Teil ist es schon durch Hydrothermaleinwirkung oder Verwitterung zerstört worden. Auf Fig. 16 erkennen wir Kontakte von Uranpecherz mit Pyrit, sei es an dessen Korngrenzen oder in kleinen Klüften. Das Uranerz zerstört die randlichen Partien des Pyrits und verdrängt ihn damit. Es ist jedoch nicht nur an den Pyrit gebunden, sondern befindet sich auch noch in feinverteilten Schlieren zwischen der Gangart und ist außerdem mit Bleiglanz und Fahlerz vergesellschaftet, was später aus der Autoradiographie zu ersehen ist. Idiomorphe Ausbildungen des Uranpecherzes (Uraninit) konnten nur noch angedeutet festgestellt werden.

Die vier Kupferminerale, Kupferkies, Bornit, Covellin und Kupferglanz wurden nur in zwei Anschliffen beobachtet. Auch diese Mineralien sind meist xenomorph ausgebildet (Fig. 18).

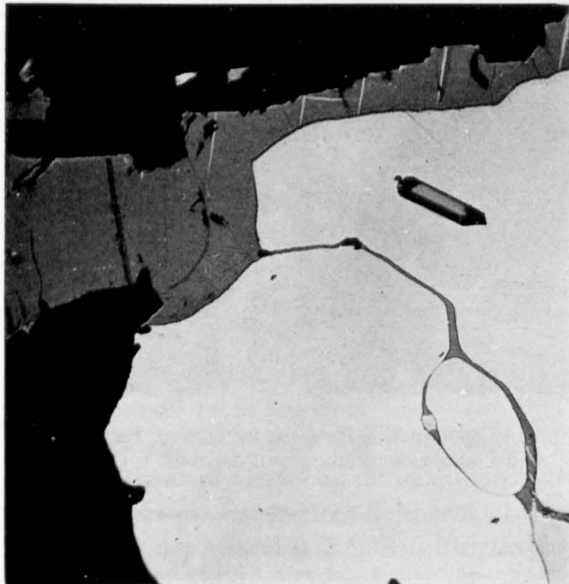


Fig. 17. Bornit (grau), Pyrit (weiß), Kupferkies (weiße Stäbchen im Bornit) und Covellin (dunkelgrau im Bornit). Anschliff 12, Öl 330 \times .

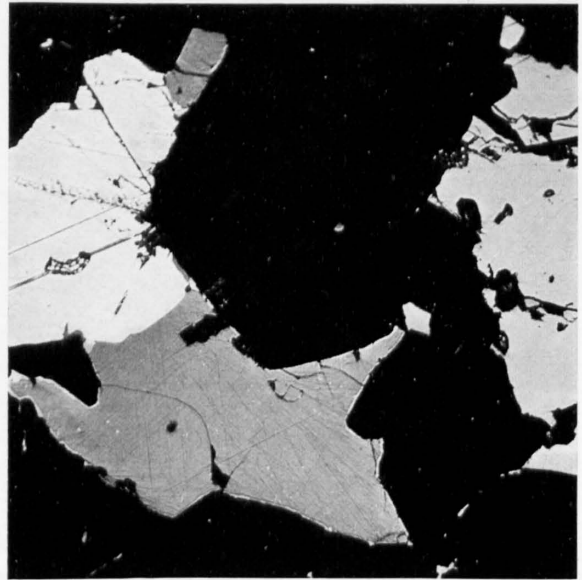


Fig. 18. Fahlerz (grau), Bornit (dunkelgrau) und Bleiglanz (weiß). Anschliff 12, Öl 215 \times .

In den Figuren 13 und 17 erkennen wir Verwachsungen dieser Mineralien. Im Bornit (dunkelgrau) tritt Covellinbildung (idiomorphe Verzwilligung) mit myrmekitischen Verdrängungsstrukturen auf. Fig. 17 zeigt uns Entmischungslamellen von Kupferkies (weiße Stäbchen) und gleichzeitige Verdrängung des Bornits durch den Covellin. Kupferglanz war in Relikten am Covellin zu erkennen.

Somit sind die wichtigsten Erzminerale kurz beschrieben. Untergeordnet fanden wir in zwei Anschliffen, in denen wir starke tektonische Durchbewegungen erkennen konnten, Rutil (Fig. 19) und ein den Bleiglanz, Fahlerz und Pyrit umfließendes schlierig bis feinschuppiges Mineral, das mit Hilfe der Mikrosonde als Molybdänglanz bestimmt werden konnte (siehe Fig. 20).



Fig. 19. Rutil (dunkelgrau) und Pyrit (weiß).
Anschliff 6, Öl 330×.

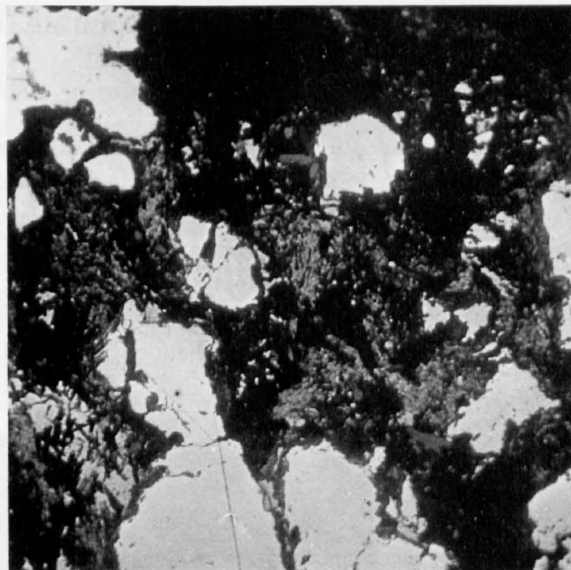


Fig. 20. Molybdänglanz (grau) schlierig zwischen Pyrit (weiß) und Bleiglanz (dunkelgrau) verteilt. Anschliff 17, Öl 215×.

Definitive Angaben über die Häufigkeit der einzelnen Erzminerale können nicht gegeben werden. Abschätzungen führten uns zu folgenden Werten:

Pyrit	50–60%
Bleiglanz	25–30%
Fahlerz	10–15%
Kupfererze	5–10%
Uranpecherz	1– 3%
Zinkblende	1– 3%

Zwei von der Firma ANALIX S.A., Genf, ausgeführte Röntgenfluoreszenzanalysen ergaben folgende Gehalte:

	B 3	B 6
Pb	4030	5470 ppm
Cu	860	300 ppm
Zn	295	210 ppm
Ag	10	24 ppm
As	450	100 ppm
Sb	120	370 ppm
Ba	600	3050 ppm
Sr	278	269 ppm
U	440	925 ppm

Ergebnisse der Spektralanalysen:

Drei Proben untersuchte uns freundlicherweise Herr Prof. M. Weibel spektralanalytisch auf Gehalte von Co, Ni und Bi. Dabei ergaben sich folgende Werte:

	Co	Ni	Bi
C _{II}	?	?	—
C _{III}	1%	< 1%	—
C _{IV}	1%	1%	—

6.3. Uranerzverteilung, sichtbar in Autoradiographien

(z. B. Fig. 21)

Von den Handstücken 1 bis 4 wurden Autoradiographien aufgenommen, um die Uranerzverteilung im makroskopischen Bereich sichtbar zu machen. Die radioaktive Strahlung schwärzte unsere Photoplatten (im Positiv weiß) und gibt uns einen Überblick über die Verteilung des Uranpecherzes mit den anderen Erzmineralien innerhalb der vererzten Ruchelzonen. Die Belichtungszeiten betrugen bei Kodak-Filmen (high speed, für X-ray-Aufnahmen) etwa 24–28 Stunden. Wir sehen, daß wir eine maximale Anreicherung gegen die Randzonen hin erhalten. Dort ist das Uranpecherz eher mit den Fahlerzen und Bleiglanz vergesellschaftet. In den Anschliffen erkannten wir jedoch, daß das Uranerz auch in den inneren pyritischen Partien vorliegt.

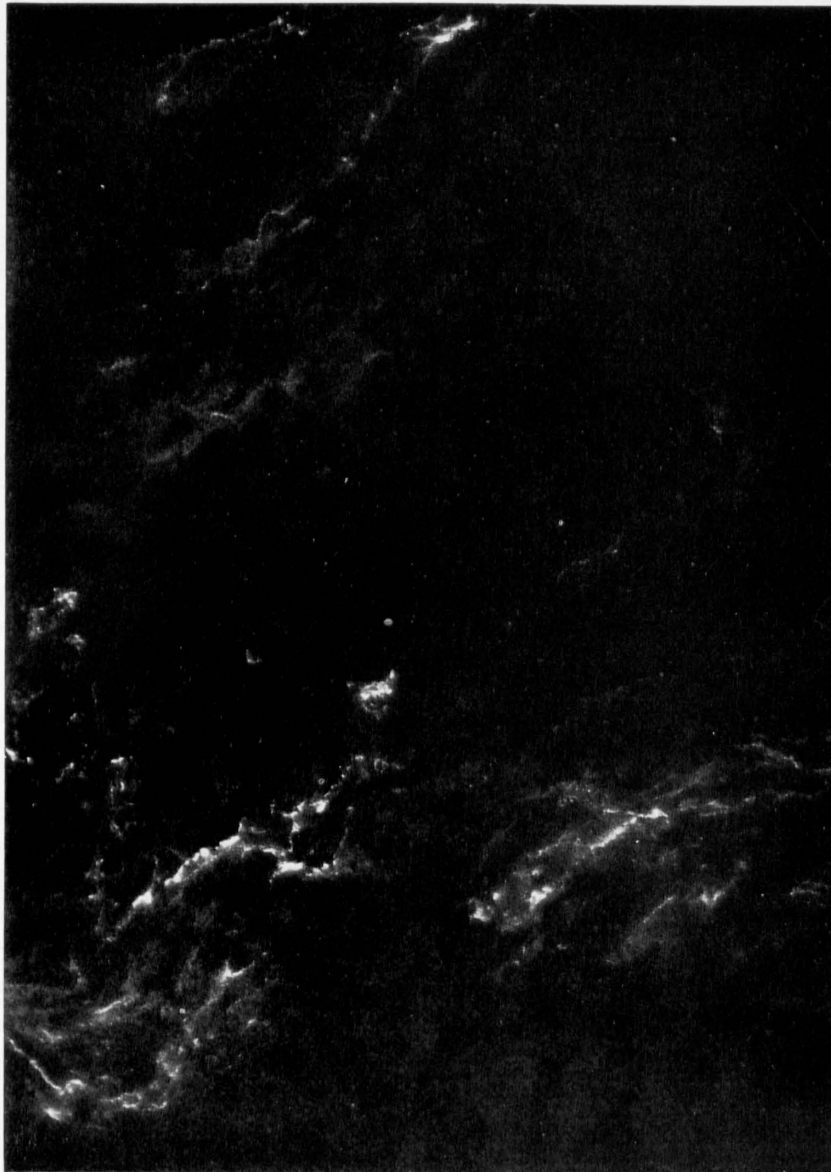


Fig. 21. Autoradiographie vom Handstück 1, (siehe Fig. 7a u. b).

7. Abscheidungsfolgen und Paragenese

Eine genaue Abscheidungsfolge anzugeben ist auf Grund unserer erzmikroskopischen Untersuchungen nicht gut möglich, da wir keine detaillierten makroskopischen Stollenaufnahmen besitzen, die zum Vergleich sehr zweckmäßig wären.

Für den mikroskopischen Bereich möchten wir folgende Beobachtungen angeben (Fig. 22).

Die vererzten Zonen schneiden z. T. diskordant ($40-60^\circ$) das Nebengestein (I). Vom Kontakt gegen die inneren vererzten Partien können wir folgende Zonen ausscheiden: Den Kontakt bildet eine Glimmerlage (II). Darauf folgt fein zerriebener Calcit und Dolomit (III). Dann erscheint die erste Erzlage (IV) mit Pyrit, Bleiglanz, Fahlerz und wenig Uranpecherz zusammen mit z. T. idiomorphen Glimmern, Calcit, Quarz und Baryt. Daran schließt sich wieder eine Lage fein zerriebenen Dolomits und Calcits an (V). Am Kontakt zu den Zonen stärkerer Erzführung erscheint zunächst Pyrit (VI), dann Gangart (VII), bestehend aus grobspätigem Baryt, Calcit und Quarz und schließlich Pyrit, Bleiglanz und Fahlerz. Damit beginnt die unsortierte vererzte Partie (VIII) mit Glimmern, Baryt, Calcit und Quarz als Gangart sowie Pyrit, Bleiglanz, Fahlerz und Uranpecherz.

Zusammenfassung der Abscheidungsfolgen für den mikroskopischen Bereich:

I. Phase: a) Pyrit

b) Bleiglanz, Fahlerz, Zinkblende, Kupferkies usw.

Uranpecherz

+ Gangart

II. Phase: a) Pyrit, Bleiglanz und Fahlerz

b) Gangart

c) Bleiglanz, Fahlerz, Zinkblende, Kupferkies?

Uranpecherz usw.

+ Gangart

Diese Abscheidungsfolgen geben uns keine besonderen Hinweise auf gewisse Zeitintervalle, sondern zeigen uns lediglich einen hydrothermalen Zyklus, der in einem kurzen Zeitraum erfolgt sein muß.

Betrachten wir nun die Paragenese und vergleichen wir sie mit den Ergebnissen von RAMDOHR (1960), so können wir diese Vererzungen recht gut in die eisenreiche Kupfer-Arsenformation stellen. Somit könnten wir eine plutonisch-hydrothermale (mesothermale) Bildung für diese Erze annehmen. Über die Gefahr einer Schematisierung sind wir uns bewußt und wollen diese Deutung nur als Anhaltspunkt betrachten.

8. Herkunft der Vererzungen

Nach der Auffassung der meisten Autoren kommt diesen Marmoren der Ferrera-Serie ein mitteltriadisches Alter zu. Aus den stratigraphisch auflagernden Dolomiten wurden von WILHELM (1932) einige Crinoidenreste beschrieben. In unseren Dünnschliffen konnten wir nur kleine Lamellibranchierfragmente und fragliche Diploporenreste erkennen.

Die Vererzungen liegen in kleinen Adern, Trümmern oder Linsen teilweise diskordant zur eigentlichen Schichtung dieser dolomitischen Kalkmarmore. Sobald die Marmore nun gefaltet oder verschert sind, erkennen wir diese Tatsachen in den Schliffen als Kleinfältelung, der sich nicht nur das Nebengestein, sondern auch die kleinen Erzadern samt ihren Mineralien anpassen mußten.

Somit können wir über das Alter der Vererzungen folgendes aussagen:

An kleinen Bruchflächen von horizontaler oder vertikaler Lage könnten die erzführenden Lösungen zwischen der oberen Trias und der beginnenden alpinen Gebirgsbildung in die Sedimente eingedrungen sein. Vergleiche mit ähnlichen Paragenesen, gebunden an mesozoische Schichtglieder der Suretta-Decke, finden wir in den Triaskeilen von Ursera und auf der Alp Taspin (ESCHER, 1935). Weitere Vorkommen wurden durch J. Neher aus den Splügener Kalkbergen bekannt. In wieweit wir die Eisen-Manganvererzungen der Val Ferrera (GRÜNENFELDER, 1956, STUCKY, 1960) zu unseren Paragenesen in Beziehung setzen können, ist noch nicht geklärt. Möglicherweise handelt es sich dort um sedimentäre Bildungen.

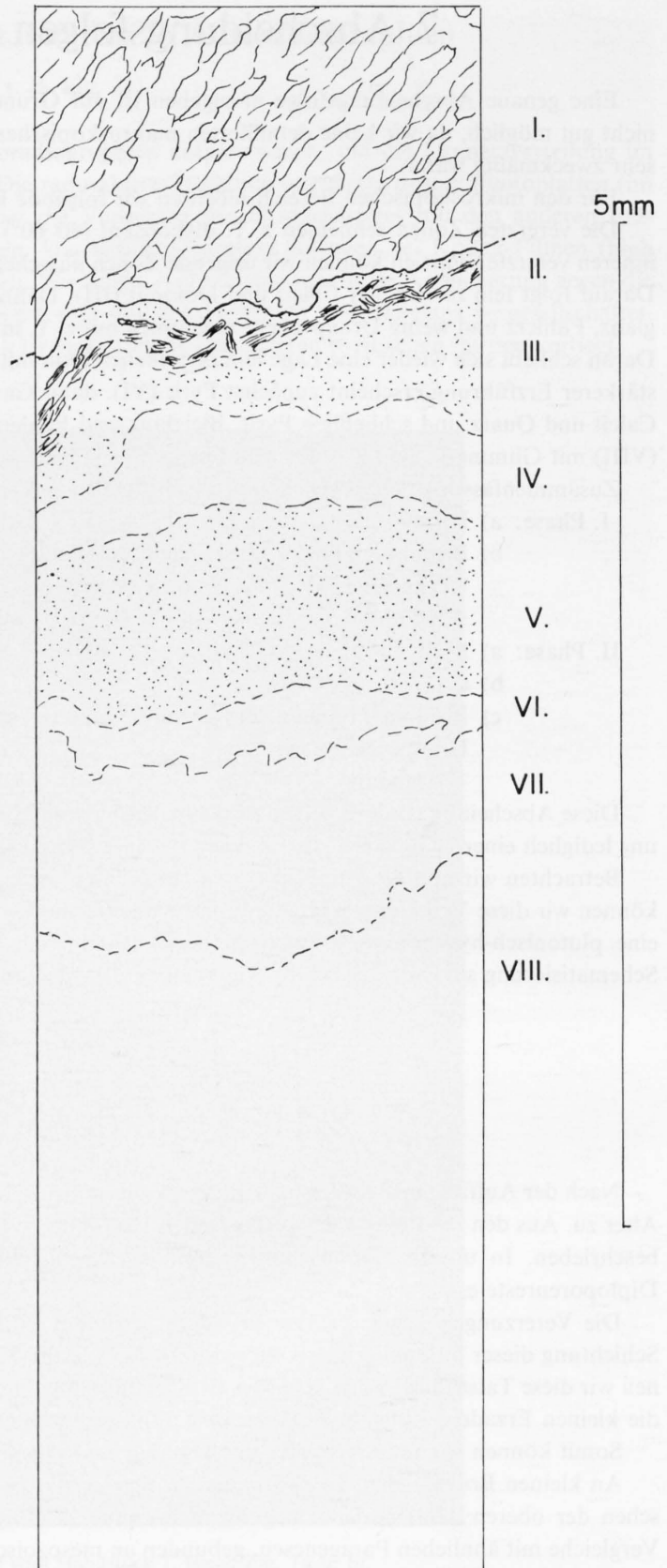
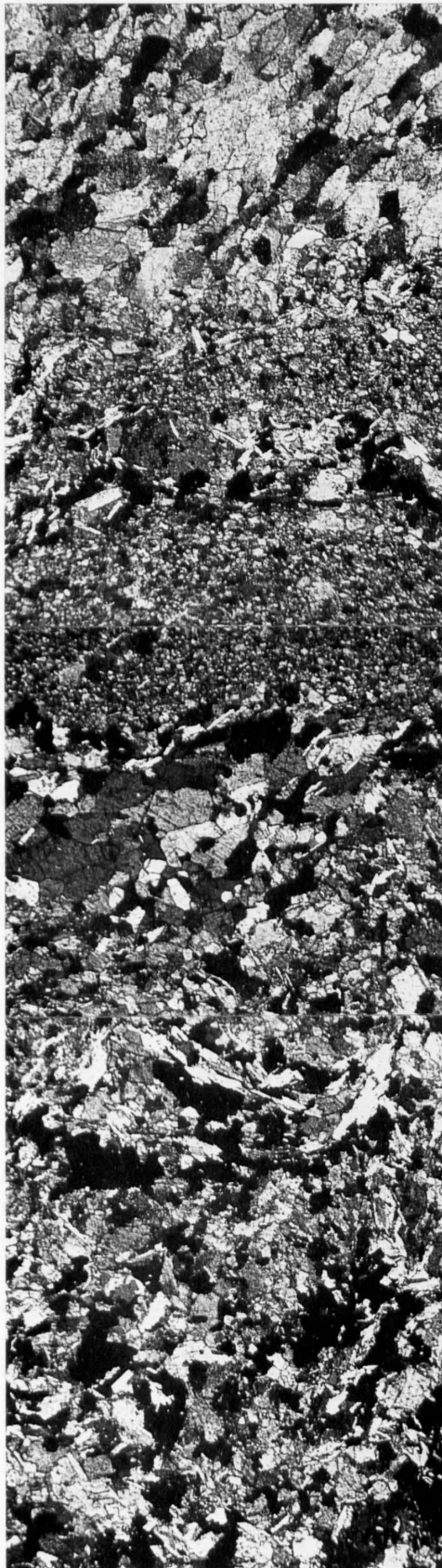


Fig. 22. Der Kontakt Nebengestein/Vererzungszone im Dünnschliff.
Handstück 2a_v 35×, mit gekr. Nicols.
Zonen I–VIII: siehe Text.

Zur Sedimenthülle der Suretta-Decke gehören nicht nur triadische Schichtglieder, sondern auch jurassische und wahrscheinlich kretazische Sedimente in Form der sog. Bündnerschiefer. Diese Schiefer sind nun mit Ophiolithen vergesellschaftet. An der Wende Jura/Kreide können wir nun einen geosynklinalen Vulkanismus postulieren, der uns die ultrabasischen und basischen Grüngesteine lieferte und wahrscheinlich bis in die Unterkreide durch Basaltergüsse (jetzt Diabase) andauerte. Somit wären wir geneigt, in den Ophiolithen den Erzbringer zu sehen. In wie weit es sich um Vor- oder Nachphasen eines ultrabasischen bis basischen Magmas handelt, ist hier schwer zu entscheiden.

Interessante Ergebnisse müßten jedoch Altersbestimmungen unserer Erze zeigen.

Literatur

- CAMERON, E. N. (1962): Ore Microscopy. John Wiley & Sons, Inc., N. Y., London.
- ESCHER, E. (1935): Erzlagerstätten und Bergbau im Schams, in Mittelbünden und im Engadin. Beiträge zur Geologie der Schweiz, Geotechn. Serie, Lief. 18.
- EICHHOLZ, G., HILBORN, I., and MCMAHON, C. (1953): The determination of Uranium and Thorium in ores. Canad. Journ. Phys. 31, 613–628.
- FÖHN, P., und RYBACH, L. (1967): Das Radioaktivitätsprofil «Fuorcla da Punteglias – Alp da Punteglias». Schweiz. Min. Petr. Mitt. 47, Beiträge zur Geologie der Schweiz, Kl. Mitt. 42.
- GRÜNENFELDER, M. (1956): Petrographie des Rofnakristallins in Mittelbünden und seine Eisenvererzung. Beiträge zur Geologie der Schweiz, Geotechn. Serie, Lief. 35. Mit geologischer Übersichtskarte 1:50000.
- HUONDER, N. (1964): Radiometrische und petrographische Untersuchungen an Gesteinsproben aus den Stollen der Kraftwerke Hinterrhein AG, Thusis. Diplomarbeit ETH (unveröffentlicht).
- RAMDOHR, P. (1960): Die Erzminerale und ihre Verwachsungen. Akademie-Verlag, Berlin.
- RYBACH, L. (1961): Radiometrische Untersuchungen in der Misoxer Muldenzone. Schweiz. Min. Petr. Mitt. 41, 85–102. Beiträge zur Geologie der Schweiz, Kl. Mitt. 22.
- STREIFF, V. (1939): Geologische Untersuchungen im Otschams. Diss. Universität Zürich.
- STAUB, R. (1956): Klippendecke und Zentralalpenbau. Beiträge zur Geologischen Karte der Schweiz. N. F. 103. Lief.
- STUCKY, K. (1960): Die Eisen- und Manganerze in der Trias des Val Ferrera. Beiträge zur Geologie der Schweiz, Geotechn. Serie, Lief. 37.
- WILHELM, O. (1932): Geologie der Landschaft Schams. Beitr. zur Geol. Karte der Schweiz. N. F. 64. Lief.

Kartenverzeichnis

- ARBEITSAUSSCHUSS für die Untersuchung schweizerischer Mineralien und Gesteine auf Atombrennstoffe und seltene Elemente (1962): Übersichtskarte der Uran- und Thoriummineralisationen der Westalpen. Bern.
- STAUB, R. (1956): Tektonische Karte der Schamserdecken, 1:50000. Aus Klippendecke und Zentralalpenbau. Beiträge zur Geologischen Karte der Schweiz. N. F. 103. Lief.
- WEBER, E. (1962): Geologische Stollenprofile der Kraftwerke Hinterrhein, Motor Columbus Baden.
- WILHELM, O. (1920–26): Geologische Karte der Landschaft Schams, 1:50000, Spezialkarte Nr. 114 A.
- GEOTECHNISCHE KARTE DER SCHWEIZ, 1:200000, Blatt 4, mit Erläuterungen, 1967.
- GEOLOGISCHE GENERALKARTE DER SCHWEIZ, 1:200000, Blatt 8, 1964.

Beiträge zur Geologie der Schweiz

Untersuchungen über radioaktive Mineralien und Gesteine in der Schweiz

a) *Geotechnische Serie*

- K. BÄCHTIGER: Die Kupfer- und Uranmineralisationen der Mürttschenalp (Kt. Glarus, Schweiz), 1963, Lief. 38.
TH. HÜGI, V. KÖPPEL, F. DE QUERVAIN und E. RICKENBACH: Die Uranvererzungen bei Isérables (Wallis), 1967, Lief. 42.
T. LABHART: Die Uranvererzungen am Südrand des Aarmassivs bei Naters (Kt. Wallis, Schweiz), 1967, Lief. 43.
V. DIETRICH, N. HUONDER und L. RYBACH: Die Uranvererzungen im Druckstollen Ferrera-Val Niemet. 1967, Lief. 44.

b) *Kleinere Mitteilungen*

- L. RYBACH: Radiometrische Untersuchungen in der Misoxermulde. 1961, Nr. 22.
L. RYBACH und ST. HAFNER: Radioaktivitätsmessungen an Gesteinen des St. Gotthard-Profiles. 1962, Nr. 25.
L. RYBACH, ST. HAFNER und M. WEIBEL: Die Verteilung von U-Th, Na, K und Ca im Rotondogranit. 1962, Nr. 28.
A. W. ELBEL, TH. HÜGI und T. LABHART: Ermittlung radiometrischer Anomalien mit einem speziellen Zählrohr-Suchgerät. 1962, Nr. 29.
F. DE QUERVAIN: Uraninitführender Turmalin-Sillimanitpegmatit aus dem Gotthardmassiv. 1965, Nr. 36.
L. RYBACH, J. VON RAUMER und J. A. S. ADAMS: A Gamma Spectrometric Study of Mont Blanc Granite Samples. 1966, Nr. 37.
TH. HÜGI et J. JEDWAB: Distribution de la radioactivité et phénomènes optiques dans le charbon de Dorénaz (Canton du Valais, Suisse), 1966, No 40.

c) *Übersichtspublikation*

- TH. HÜGI und F. DE QUERVAIN mit F. HOFMÄNNER: Übersichtskarte der Uran- und Thorium-Mineralisationen der Westalpen 1:500000, mit Erläuterungen, 1962.

Uranvererzungen im Druckstollen Valle di Lei - Ferrera

Geologisches Profil nach E. Weber (Maienfeld)

