

BEITRÄGE ZUR GEOLOGIE DER SCHWEIZ

Geotechnische Serie, Lieferung 48

Herausgegeben mit Subvention der Eidgenossenschaft von der

Schweizerischen Geotechnischen Kommission

Organ der Schweizerischen Naturforschenden Gesellschaft

Untersuchungen über radioaktive Mineralien und Gesteine
in der Schweiz

**Radiometrische und erzpetrographische Untersuchungen
im Muskovit-Alkalifeldspat-Augengneis von Alp Taspegn,
Kanton Graubünden**

von

J. Sommerauer

KOMMISSIONSVERLAG: KÜMMERLY & FREY, GEOGRAPHISCHER VERLAG, BERN

1972

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

Vorwort der Schweizerischen Geotechnischen Kommission

Herr J. Sommerauer legte der Kommission an der Sitzung vom 16. Januar 1971 ein Manuskript «Radiometrische und erzpetrographische Untersuchungen im Muskovit-Alkalifeldspat-Augengneis von Alp Taspegn, Kanton Graubünden» vor. Es handelt sich um eine überarbeitete Fassung seiner Diplomarbeit an der Eidg. Technischen Hochschule Zürich, ausgeführt unter Leitung der Herren Prof. M. Grünenfelder und Dr. L. Rybach. Die Arbeit ergänzt die früheren Untersuchungen von E. Escher (Lieferung 18) in mancher Hinsicht. Speziell befaßt sie sich mit den radiometrischen Anomalien einer der beiden Erzparagenesen der Lagerstätte. Die Kommission nahm die Studie gerne für die Geotechnische Serie der Beiträge entgegen. Sie dankt dem Autor vielmals für seine interessanten Untersuchungen.

Für den Inhalt von Text und Figuren ist der Verfasser allein verantwortlich.

Zürich, Oktober 1971.

Für die Schweizerische Geotechnische Kommission

Der Präsident: Prof. F. de Quervain

Inhaltsverzeichnis

	Seite
Zusammenfassung	7
Summary	7
 1. Geologisch-petrographische Übersicht	 9
1.1. <i>Tektonische Gliederung</i>	9
1.1.1. Bruchtektonik	9
1.2. <i>Die Gesteine der Gelbhornzone</i>	9
1.2.1. Die Taspinitbreccie	9
1.2.2. Unter- bis Mitteltrias-Sedimente	11
1.2.3. Obertrias-Lias-Sedimente	11
1.2.4. Der Taspinit	11
1.2.5. Endogene Veränderungen im Taspinit	12
a) Serizitisierung	12
b) Albitisierung	12
c) Silifizierung	13
d) Karbonatisierung	13
1.2.6. Kartierung des Taspinit	13
1.2.7. Taspinit und Metamorphose	14
 2. Radiometrie	 14
2.1. <i>Feldarbeiten</i>	14
2.1.1. Grundlagen und Voraussetzungen	14
2.1.2. Apparatur und Eichung	15
2.1.3. Nulleffekt	15
2.1.4. Kartierung	15
a) Meßdichte	15
b) Aktivitätsverteilung	15
2.1.5. Radiometrische Anomalien	17
2.1.6. Proben erhöhter Aktivität	18
2.2. <i>Gammaspektrometrie</i>	19
2.2.1. Apparatur	19
2.2.2. Nulleffekt	19
2.2.3. Drift	19
2.2.4. Fensterbreite	19
2.2.5. Probenvorbereitung	20
2.2.6. Auswertung	20
a) Methode	20
b) Meßdaten	23
2.2.7. Fehlerbetrachtung	24
a) Statistischer Fehler	24
b) Gesamtfehler	25
2.3. <i>Diskussion</i>	25
 3. Autoradiographie	 26

	Seite
4. Erzuntersuchungen	26
4.1. <i>Feldbeobachtungen</i>	26
4.1.1. Taspinit und Lagerstätten	26
4.1.2. Vererzung und Liegendes	30
4.1.3. Vererzung und Hangendes	30
4.1.4. Vererzung und Klüftung	30
4.2. <i>Spezielle Untersuchungsmethoden</i>	30
4.2.1. Mikroreflexionsmessungen	30
4.2.2. Röntgenographische Untersuchungen	31
4.2.3. Analysen mit der Elektronenmikrosonde	31
4.3. <i>Beschreibung der Erze und der Gangarten</i>	31
4.3.1. Die Erzminerale	31
4.3.2. Gangarten (Baryt, Quarz und Ankerit)	38
4.4. <i>Verwachsung der Erze</i>	39
4.4.1. Erzreiche Stufen	39
4.4.2. Verwachsung der Erze mit Gangart und Nebengestein	39
4.5. <i>Verteilung der Erze</i>	39
4.6. <i>Ausscheidungsfolge</i>	40
4.7. <i>Geothermometrie: Siegenit und Zinkblende</i>	41
4.7.1. CoS_2 - NiS_2 - FeS_2	41
4.7.2. FeS - ZnS -S.	41
4.8. <i>Paragenesen</i>	42
4.8.1. Pb-Zn-Ag-Paragenese	42
4.8.2. Pyritisierung mit Urananreicherung	42
4.9. <i>Genetische Betrachtungen</i>	42
4.9.1. Vererzung und Metamorphose	42
4.9.2. Zur Altersfrage der Pb-Zn-Ag-Vererzung	43
Nachwort	44
Literaturverzeichnis	45

Petrographische und radiometrische Karte, Maßstab 1:10000, von Alp Taspegn, Kanton Graubünden

Zusammenfassung

Es werden zwei Erzparagenesen – eine Pb-Zn-Ag-Vererzung und eine mit einer Urananreicherung verbundenen Pyritisierung – behandelt. Beide Vererzungserscheinungen gehören zu den Lagerstätten der Alp Taspegn (2200 m ü. M., E Zillis im Hinterrheintal, Kanton Graubünden). Die Lagerstätten halten sich an einen Muskovit-Alkalifeldspat-Augengneis, dem sog. Taspinit, welcher als alpiner Diaphthorit in der Grünschieferfazies beschrieben werden kann. Auf Grund von variierenden Metamorphoseerscheinungen im Taspinit und Veränderungen im Nebengestein der Lagerstätten lassen sich fünf Taspinittypen unterscheiden.

Die statistische Auswertung der radiometrischen Feldmessungen deuten auf eine inhomogene Verteilung der γ -Gesamtaktivität im Taspinit und deren Träger; U, Th und K. Bezüglich Uran- und Thoriumverteilung können Homogenitätsbereiche erfaßt werden, die mit den petrographisch ausgeschiedenen Taspinittypen vereinbar sind.

Abgesehen von einer bereits bekannten Anomalie bei einem der Erzausbisse (3b, oberer Boden), sind keine weiteren erhöhten Aktivitätswerte festgestellt worden. Gammaskopimetrisch ermittelte Urangehalte dieser Anreicherung liegen zwischen 400 und 3500 ppm, mit einem Mittel unterhalb 1000 ppm bei neun Messungen.

Das Uran scheint durch Adsorption an kolloidalen Eisenhydroxyden angereichert zu sein oder bildet Uranyl-Karbonat-Komplexe. Es tritt intergranular, entlang S-Flächen in einem mechanisch stark gestörten Gestein auf, zusammen mit einer intensiven Pyritisierung in der Nachbarschaft der Pb-Zn-Ag-Vererzung.

Auf Grund von Deformationserscheinungen an den Pb-Zn-Ag-Erzen und deren Verbandsverhältnisse zum Nebengestein, kann angenommen werden, daß diese Paragenese präalpin entstanden ist. Wie optische Untersuchungen und Analysen mit der Elektronenmikrosonde zeigen, ist diese im Gefolge der alpinen Metamorphose umgelagert worden (Neubildung von Siegenit, Argentit, Pearceit-Polybasit). Die Reaktivierung der Sulfidlagerstätte muß zu einem verstärkten Schwefelwasserstoffumsatz geführt haben, der die Urananreicherung und damit auch die Pyritisierung ermöglicht hat. Die Uranmineralisation wäre somit synmetamorph entstanden.

Summary

A Pb-Zn-Ag paragenesis and a pyrite mineralization coupled with a U enrichment occurs in a muscovite-alkalifeldspar-augengneiss (taspinit) of the middle penninic nappes from Alp Taspegn. This rock has suffered a retrograde metamorphism in greenschist facies during the Alpine orogenesis. Five different rock types may be distinguished according to different structural and textural features.

A statistical evaluation of radiometric field measurements shows an inhomogeneous distribution of the total γ -activity as well as that of the individual radioactive elements U, Th and K. For U and Th, however, the distribution pattern may be correlated with the petrographically distinguishable rock types.

Apart from a previously known U anomaly in one of the ore-outcrops, no further high activity values were found in the taspinite-rock area. The U contents in this mineralization determined by γ -spectrometry range from 400 to 3500 ppm and average less than 1000 ppm for nine measurements.

The U appears to be enriched through adsorption on colloidal iron hydroxides or forms uranyl carbonate complexes. The U enrichment occurs always intergranularly along S-planes in strongly deformed rock, together with an intensive pyrite mineralization primarily in the neighbourhood of the Pb-Zn-Ag deposits.

On the basis of structural evidence from the Pb-Zn-Ag ores and the relationship of the orebodies to the host rock, the mineralization is considered to be of pre-Alpine origin. According to optical and electron microprobe investigations the ore minerals have been modified during the Alpine metamorphism (formation of siegenite, argentite, polybasite-pearceite). As a result of the reactivation of the sulfide deposits an increased hydrogen sulfide exchange led to a simultaneous pyrite formation and U precipitation. The U mineralization is thus synmetamorphic in origin.

1. Geologisch-petrographische Übersicht

1.1. Tektonische Gliederung

Der Taspinit, ein Muskovit-Alkalifeldspat-Augengneis, bildet eine steil nach N einfallende Gneislamelle von etwa 2×1 km Ausdehnung. Zusammen mit der liegenden Taspinitbreccie baut der Taspinit in der Gegend der Alp Taspegn, 2200 m ü. M., östlich Zillis im Hinterrheintal (Kanton Graubünden), die obersten, durch glaziale Erosion geprägten Felsabsätze auf.

STREIFF (1962) faßt den zu den mittelpenninischen Schamserdecken gehörenden Taspinit, vgl. Fig. 1.1., als unterstes Element der Gelbhorn-Teildecke auf. Die besonderen Lagerungsverhältnisse der Serien der Gelbhorn-Teildecke im Gebiet der Alp Taspegn sind im Profil schematisch dargestellt (Fig. 1.2. nach STREIFF [1969]). Für vertieftes tektonisches Studium der Schamser Region wird auf STREIFF (1939 und 1962) verwiesen.



Fig. 1.1. Tektonische Skizze mit Angabe des Untersuchungsgebietes.

1.1.1. Bruchtektonik

Ein verbreitetes Bruchsystem mit zwei verschiedenen Bruchscharen ist innerhalb der Gelbhornzone zu beobachten. Die Bruchscharen fallen beide mit 65° – 85° recht steil; die eine streicht N–S, die andere verläuft ENE–WSW. Das Bruchsystem erfaßt in gleicher Weise den Taspinit und die Taspinitbreccie als letztes tektonisches Element und bestimmt weitgehend die Morphologie der Alp Taspegn.

1.2. Die Gesteine der Gelbhornzone

1.2.1. Die Taspinitbreccie

Die polygene Breccie besteht aus:
grobkörnigem Taspinit, dunklem bis hellgrauem Marmor und dichtem bis feinkörnigem Dolomit.

VERALLGEMEINERTES TEKTONISCHES PROFIL DURCH DAS OST-SCHAMS (nach STREIFF, 1969)

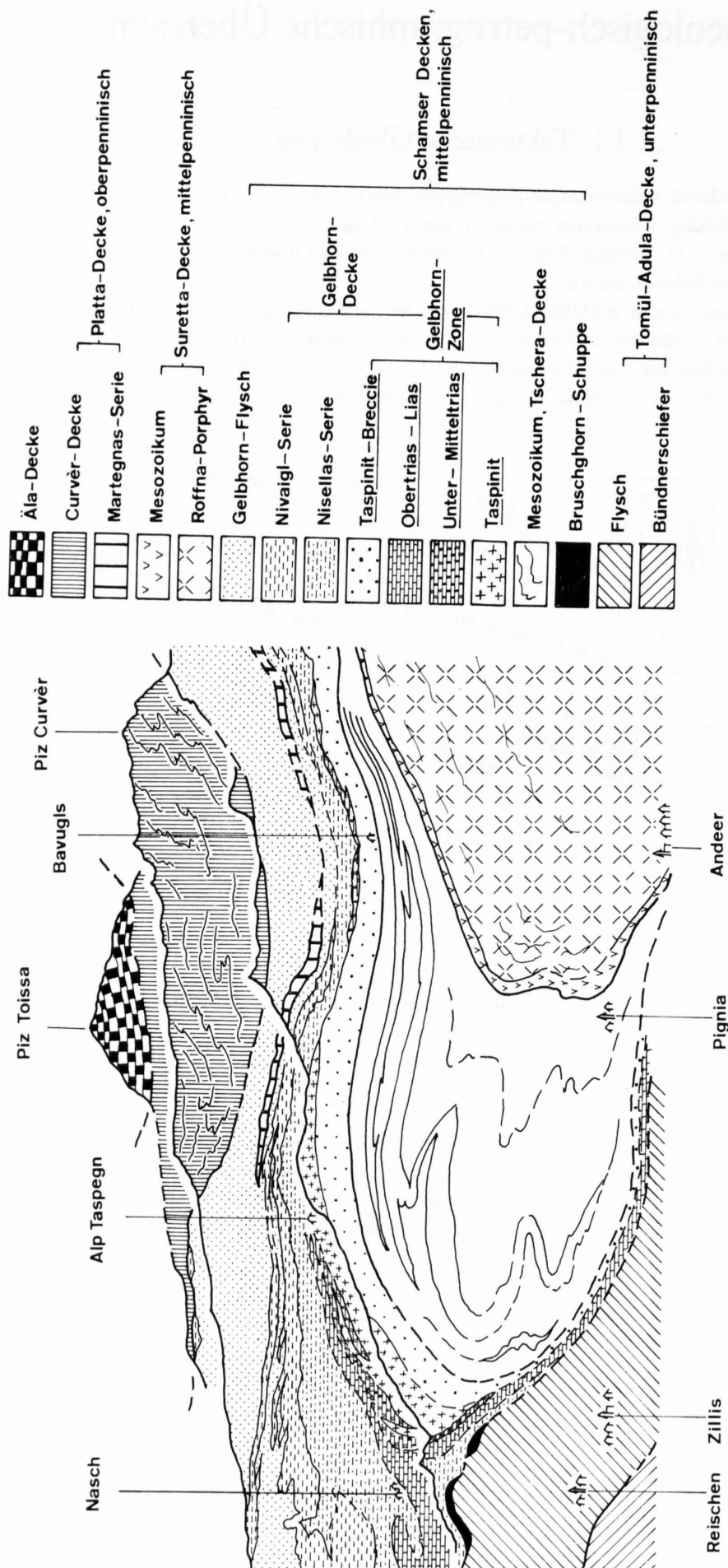


Fig. 1.2. Verallgemeinertes tektonisches Profil durch das Ost-Schams, nach STREIFF (1969), in TRUEMPY et HACCARD (1969).

Die Verbreitung, wie auch die Größe der einzelnen Komponenten ist außerordentlichen Schwankungen unterworfen. Eine deutliche Sortierung ist nicht feststellbar, abgesehen von einer Zunahme der Taspinitkomponenten gegen den Kontakt zum Gneis hin. Kataklasten kann häufig in taspinitreichen Partien der Breccie, insbesondere nahe dem Kontakt zum Gneis, beobachtet werden.

Infolge des inhomogenen Charakters der Taspinitbreccie wechselt auch die Art der Matrix. Meist besteht sie aus einem dunkelgrauen Kalk, bei Zunahme von Kristallinkomponenten wird diese sandig, dann grusartig. Tonige Bindemittel stellen sich nahe dem Gneis ein.

1.2.2. Unter- bis Mitteltrias-Sedimente

Diese Serie beginnt mit einem Basis-Quarzit, der direkt auf dem Taspinit liegt, jedoch mancherorts fehlt. Über den Quarzit legt sich ein Kalk-Dolomit-Marmor, der vorwiegend aus einem hypidiomorphen calcitischen Sparit besteht. Eingelagert sind gelb anwitternde dichte Dolomite bis dolomitische Kalke, die nahe der Grenze zum Taspinit marmorisiert sind. Die Karbonate sind nicht oder nur schwach eisenschüssig. Der Kalk-Dolomit-Marmor tritt größtenteils nördlich der Alpkuppen von Tassegg auf.

1.2.3. Obertrias-Lias-Sedimente

Schichtglieder dieser Serie finden sich stellenweise als Hangendes auf dem Taspinit. Es sind spärliche Reste einer braunen, löcherigen Rohwacke, die nach STREIFF (1939) lokal als tektonische Gleitmasse zwischen dem Taspinit und den hangenden Serien dient. Sie enthält massenhaft Gesteinsbruchstücke in einer calcitischen Grundmasse. Es sind dunkelgraue und bläuliche Serizitschiefer und kataklastische, feine Quarzgerölle.

1.2.4. Der Taspinit

Der Taspinit ist ein meist grobgemengtes Gestein. Die Textur ist gerichtet bis geschiefert, seine Struktur ausgesprochen heteroblastisch. In einer hellgrünen bis graugrünen Matrix von feinem Material sind milchigtrübe Quarze und z. T. bis 5 cm lange Mikrokline, etwas Muskovit und vereinzelt zersetzter Biotit eingelagert. In wenig beanspruchten Partien sind die K-Feldspäte idiomorph, zeigen aber mit zunehmender Beanspruchung zuerst Querrisse infolge Streckung, dann Trennung in einzelne Bruchstücke und schließlich Ausquetschung zu Linsen, welche dem Taspinit so das Aussehen eines Augengneises verleihen. In einem weiteren Stadium sind die Feldspäte, wie auch die Quarzindividuen so stark zermalmt, daß sie von der Matrix nur noch schwer zu unterscheiden sind. Die variierende Beanspruchung des Taspinitgneises läßt sich schon in Bereichen von einigen Dezimetern beobachten.

Im Dünnschliff können als Hauptgemengteile folgende Minerale unterschieden werden: Quarz, Mikroklin, Albit und Serizit, in gewissen Gesteinspartien kommt noch Karbonat dazu, vorzugsweise Calcit und eisenhaltiger Dolomit. Nebengemengteile sind Muskovit und zersetzter Biotit. Verbreitet sind auch Lepidokrokit-schüppchen im Serizit. Sowohl eingeschlossen im Quarz als auch in der Matrix kommen bis etwa 0,5 mm große idiomorphe Pyritkristalle vor. Weitere Akzessorien sind idiomorphe Zirkone, häufig Apatit und vereinzelt Monazit.

Quarz:

Die Korngröße und die Beanspruchung des Quarzes ist sehr unterschiedlich. Die großen isometrischen Individuen (bis 2 cm) zeigen stets undulöse Auslöschung und sind oft anomal zweiachsig. Weitere Deformation führt zu zerbrochenem Trümmerquarz. Oft hat spätere Rekristallisation Mörtelquarzstrukturen, daneben auch Böhmische Streifung hinterlassen. Das Zusammentreffen von fast unversehrtem Quarz neben Mörtelquarz setzt in mikroskopischen Bereichen stark wechselnde, bis zur Rekristallisation reichende, tektonische Beanspruchung voraus. Ist nur noch Mörtelquarz vorhanden, so kann dieser in die primär serizitische Matrix verschleppt und mit ihr völlig durchmischt werden. Das hat zur Folge, daß die anfänglich grüne Grundmasse ihre Farbe ändert und hellere, z. T. grauer Farbtöne annimmt.

Mikroklin:

Der Mikroklin tritt als lappige, randlich stark getrübe Gebilde auf. Der optisch noch als K-Feldspat zu identifizierende Kern ist fleckig auslöschend und voll von Einschlüssen wie Quarz (tropfenartig), Serizit und Albit. Innige Verwachsung von Albit mit dem Mikroklin lassen auf eine deutliche Albitisierung der K-Feldspäte schließen. Diese geht soweit, daß vereinzelte Mikrokline nur noch als Relikte erkennbar sind. Oft sind feine Mikrolithe von Albit dem Mikroklin eingelagert, doch meist beginnt diese

Albitisierung randlich und dringt, entlang kristallographischen Richtungen (Spaltenrisse, Zwillingsverwachsungen) weiter gegen den Kern vor.

Albit:

Er kommt in einer älteren reliktschen und einer jüngeren, während der alpinen Metamorphose neugebildeten Generation vor.

1. Der ältere tritt nur vereinzelt, oft zerbrochen auf. Er findet sich durchwegs isoliert im Serizit.

2. Der durch Umwandlung der Mikrokline entstandene Albit ist meist einschlußfrei, zeigt rundliche Formen und ist immer polysynthetisch verzwilligt.

Beide Albit-Arten lassen sich durch den positiven optischen Charakter und die Größe ihres Achsenwinkels, $2V_x = 70^\circ - 80^\circ$, und der Auslöschungsschiefe in der Zone senkrecht (010) von $10^\circ - 15^\circ$, als reine, immer unter 10% An-haltige Plagioklase bestimmen. Auf Grund röntgenographischer Untersuchungen handelt es sich um Tief-Albite. Anhand der Differenz der Linien d_{100} von Quarz und d_{20-1} von Alkalifeldspat (vgl. GOLDSMITH & LAVES [1961] und TUTTLE & BOWEN [1958]), die 0,22 Å beträgt, konnte ein K-Feldspatgehalt von etwa 5 Mol% ermittelt werden (TROEGER, 1967).

Serizit:

Als feinschuppiges Gewebe ($< 0,02$ mm) ist der Serizit Hauptbestandteil der Matrix, kommt aber auch als Einschluß in den Alkalifeldspäten reichlich vor. Der Achsenwinkel $2V_x$ variiert zwischen 20° und 40° . Es kann sich daher um Muskovitserizit oder um Phengit handeln.

Muskovit:

Er tritt in Nestern auf und ist oft stark verbogen. Die im Muskovit dispers auftretenden Lepidokrokitschüppchen lassen die Muskovitnester makroskopisch vielfach strohgelb erscheinen.

Biotit:

Spärlich auftretender, zersetzter Biotit von blasser grünlichgelber Farbe, findet sich zuweilen in Zwickeln von zerbrochenen Quarzlinsen. Der Pleochroismus weicht von dem eines normalen Biotits ab; n_α ist farblos und $n_\beta = n_\gamma$ zeigt ein helles Braungelb. Die Spaltbarkeit wird betont durch das Auftreten von *Rutil* in Form von Sagenit (als Entmischungskörper aus dem vermutlich Ti-haltigen Biotit). Diese Sagenitgitter sind stets Begleiter der zersetzten Biotite. *Chlorit* tritt untergeordnet im Biotit auf, als Produkt der Chloritisierung der Biotite.

Karbonat:

Gegen die hangenden Sedimente und im Bereich der Erzlagerstätten nimmt der Karbonatgehalt zu. Einerseits sind es Fe-reiche Dolomite, andererseits hypidiomorphe bis idiomorphe Calcite. Der Calcit kommt in größeren sparitischen Agglomeraten oder äußerst feinkörnig in der Matrix vor. Druckzwillingsbildung ist häufig.

Matrix:

Sie setzt sich zusammen aus Serizit, Quarz und Albit in stark wechselnden Mengen. Zuweilen findet sich noch Calcit. Illitbildung der Matrix, eine Folge der oberflächlichen Verwitterung des Taspinites, verleiht dem Gestein die mancherorts auftretende weiße Farbe.

1.2.5. Endogene Veränderungen im Taspinit

Die alpine Metamorphose hat den Taspinit örtlich in verschiedenem Maße umgewandelt. Durch die Erz-einwanderung sind ebenfalls stoffliche Veränderungen im Nebengestein festzustellen. Obschon einige der unten beschriebenen Phänomene durch Verwitterung erklärt werden können, sind endogene Prozesse auf Grund der Verbreitung solcher Umwandlungen wahrscheinlicher.

a) Serizitisierung

Die Serizitisierung ergreift sowohl die Mikrokline als auch die Albite. In Zonen stärkerer tektonischer Beanspruchung ist die Serizitisierung intensiver; sie ist meist verknüpft mit der Albitisierung der Mikrokline.

b) Albitisierung

Die Intensität der Albitisierung ist im Taspinit je nach dem Grad der mechanischen Beanspruchung des Gneises verschieden. Die Albitisierung kann entweder auf einer Verdrängung oder einer Entmischung des Na-Gehaltes der Mikrokline beruhen, oder es muß mit einer Na-Zufuhr gerechnet werden. Obwohl die erste Möglichkeit nicht auszuschließen ist, scheint eine mit einer Metamorphose in Verbindung stehende Na-Zufuhr im Hinblick auf den Umfang der Albitisierung eher gerechtfertigt.

c) Silifizierung

Bei den Erzvorkommen, aber auch unabhängig von diesen, ist der Taspinit lokal extrem quarzreich. Charakteristisch ist die Mylonitisierung solcher Partien. Oft finden sich durch Rekristallisation entstandene zonare, meist idiomorphe Quarzindividuen (Fig. 1.3). Es handelt sich hier um eine Silifizierung des Taspinit, die zur

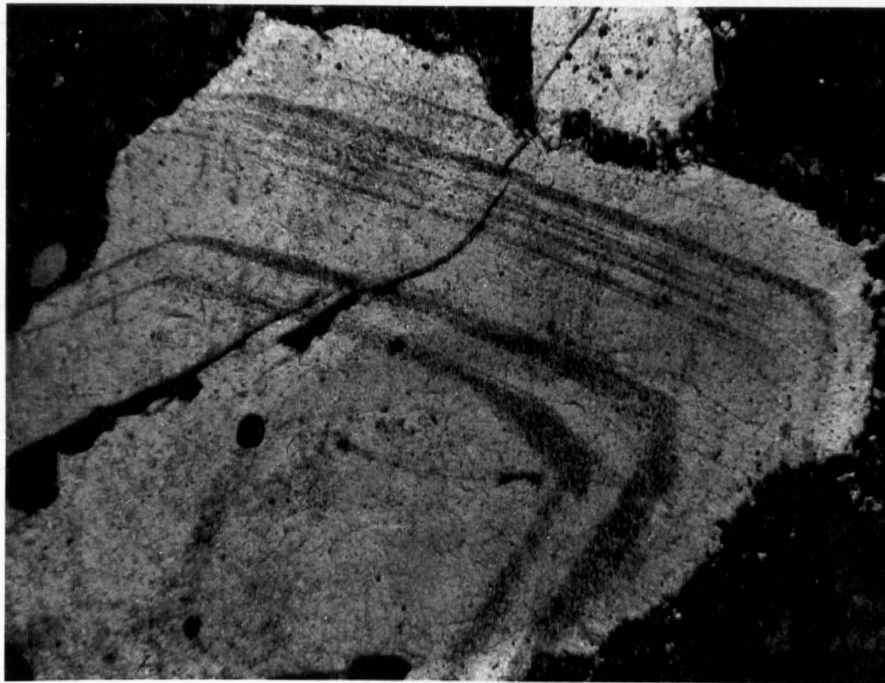


Fig. 1.3. Zonarer Quarz in der Silifizierungszone; eingelagert sind Bläschen und nicht identifizierte opake Substanz. Dünnschliff 80fach, Lagerstätte 2.

vollständigen Verquarzung des ursprünglich heterogenen Gneises führen kann. Zur Silifizierung gesellt sich oft eine Pyrit-Imprägnation, die vor allem bei der Lagerstätte 3b, oberer Boden, in Erscheinung tritt (siehe Kap. 4.1.1 und 4.8.2).

d) Karbonatisierung

Im Bereich von Baryt- und Erzanreicherungen konnte häufig Ankerit als Umsäumung der Vererzung nachgewiesen werden. Die hypidiomorphen Kristalle sind reich an Einschlüssen. Der Ankerit bildet millimeter- bis zentimetermächtige Säume in einem sonst unveränderten Taspinit. Es ist anzunehmen, daß die Karbonatisierung in einem genetischen Zusammenhang mit der Erzzufuhr steht.

1.2.6. Kartierung des Taspinit

In Anlehnung an die Feldbeobachtungen und Untersuchungen unter dem Mikroskop wurde versucht, die Taspinitvarietäten nach petrographischen Unterschieden zu klassifizieren. Die Unterteilung erfolgt am zweckmäßigsten nach dem Grad der Veränderung, infolge mechanischer Beanspruchung während der alpinen Metamorphose und durch die Erzeinwanderung. Auf diese Weise lassen sich fünf Taspinittypen unterscheiden. Die Veränderungen, insbesondere die Karbonatisierung, treten schon im Kleinbereich auf. Auf der Karte (siehe Beilage) sind nur die größeren, kartierbaren Partien unterschieden.

Typ 1: Taspinit s. str.

Diese Beschreibung beinhaltet die wesentlichen Charakteristiken des von ESCHER (1935) beschriebenen Taspinit.

- Große Mikrokline (bis 5 cm), mindestens im Verhältnis 1:1 zum Quarz.
- Häufig größere, strohgelbe bis silberglänzende Muskovitnester.
- Kräftiggrüne Matrix, spärlich Mörtelquarz.
- Albitisierung und Serizitisierung selten.

Typ 2: Quarzreicher Taspinit

- Mikroklin gegenüber Quarz zurücktretend.
- Albitisierung und Serizitisierung stärker als bei Typ 1.
- Quarz kataklastisch.

Typ 3: Randfazies des Taspinit

- Mikroklin spärlich.
- Hoher Karbonatgehalt (Calcit, Ankerit).
- Quarz stark kataklastisch, lokal intensiv vermischt mit Serizit.
- Matrix hellgrün bis hellgrau.

Typ 4: Tektonisierter Taspinit

- Keine oder spärlich Mikrokline.
- Albitisierung und Serizitisierung in allen Graden vorkommend.
- Quarz in allen Stadien der Kataklaste bis zur Rekristallisation vorhanden, meist mit Serizit vermischt.

Typ 5: «Mylonit», silifizierter und pyritisierter Taspinit

- Extrem hoher Quarzgehalt, rekristallisiert und kataklastisch.
- Keine Mikrokline.
- Ankerit und Calcit untergeordnet vorhanden.
- Tektonische Erzeinschleppung in unmittelbarer Nachbarschaft von Erzkörpern.

1.2.7. Taspinit und Metamorphose

Die Interpretation geochemischer Berechnungen am Taspinit, Gegenstand einer Diplomarbeit (SOMMER-AUER, 1969) und die vorangehenden mineralogisch-petrographischen Betrachtungen lassen beim Taspinit auf ein metamorphes Gestein der Grünschieferfazies schließen. Der Mineralbestand entspricht demjenigen der Quarz-Albit-Muskovit-Chlorit-Subfazies, vgl. WINKLER (1967). Kennzeichnend für diese Fazies ist, daß noch kein Biotit auftritt. Der Biotit wird instabil unterhalb 300 °C. Er wandelt sich um in Hydrobiotit und Chlorit unter gleichzeitiger Ausscheidung von Rutil in Form von Sagenit, falls genügend TiO_2 im Biotit vorhanden ist.

Der im Taspinit reliktsch auftretende Biotit und die endogenen Veränderungen im Taspinit sprechen für eine Diaphtorese, die das Gestein in der Grünschieferfazies überprägt hat. Die retrograde Metamorphose ist als Folge der alpinen Deckenbildung anzusehen.

2. Radiometrie

2.1. Feldarbeiten

2.1.1. Grundlagen und Voraussetzungen

Von Interesse ist der Zerfall von U^{238} , dessen Haupt-Gammastrahler Bi^{214} ist, von Th^{232} mit Tl^{208} als Haupt-Gammastrahler und K^{40} als Strahler für Kalium. Voraussetzung für quantitative Messung ist, daß für die untersuchte Zerfallsreihe radioaktives Gleichgewicht herrscht; d. h. die pro Zeiteinheit zerfallenden Mengen der einzelnen Glieder müssen äquivalent sein.

Zu beachten ist, daß im Feld stets die Strahlungssumme der verschiedenen Radioisotopen (Bi^{214} , Tl^{208} und K^{40}) gemessen wird.

2.1.2. Apparatur und Eichung

Die Messungen wurden mittels zweier Szintillometer durchgeführt.

1. «Scintillator» SN II PB/4522, Modell III B (Precision Radiation Instruments Inc., Los Angeles).
2. S.R.A.T., Serie 10, Nr. 651 (Société de Recherches et d'Applications).

Um die radiometrische Kartierung in cps-Einheiten des S.R.A.T.-Gerätes darstellen zu können, wurden die Werte des Modells III B, welches $\mu\text{r/h}$ angibt, mittels einer Eichkurve umgerechnet. 100 cps entsprechen 27 $\mu\text{r/h}$ für ein Ra-Präparat.

2.1.3. Nulleffekt

Der Nulleffekt umfaßt all jene Strahlungen, welche nicht vom Zerfall von radioaktiven Isotopen im untersuchten Gestein herrühren, aber doch vom Gerät registriert werden:

1. Kosmische Strahlung
Nach HERBST (1964) ist der Anteil an kosmischer Strahlung für die Schweiz bei einer mittleren Geländehöhe von etwa 2200 m ü. M. in der Größenordnung von 60 cps für das verwendete S.R.A.T.-Gerät.
2. Anteile von Spaltprodukt-Aktivitäten, herrührend von nuklearen Explosionen.
3. Umgebungsstrahlung, die durch die geeignete Meßgeometrie weitgehend ausgeschaltet wurde.

Um einen mittleren Wert über die ganze Meßperiode zu erhalten, wurde der Nulleffekt täglich kontrolliert. Dieser betrug $67 \text{ cps} \pm 7 \text{ cps}$. Vergleichende Messungen der Umgebungsstrahlung zeigen, daß die kosmische Strahlung den überwiegenden Anteil zum Nulleffekt beiträgt. Aktivitätsmessungen an den niedrigst aktiven Gesteinen, den Kalk-Dolomit-Marmoren, ergaben Werte um und unter 60 cps.

2.1.4. Kartierung

a) Meßdichte

Im Durchschnitt ergab sich ein Meßpunkt pro 2500 m², was bei dem vorliegenden felsigen und steilen Gelände und der Konstanz in der Gamma-Aktivität als genügend zu betrachten ist. Einzig für die stark erhöhte Aktivität bei der Lagerstätte 3b wurde die Meßdichte zum Auffinden von kleineren Anomalien erhöht.

b) Aktivitätsverteilung

Die Gamma-Messungen erstreckten sich über den Taspinit und über die verschiedenen Lagerstätten und deren Stollen sowie über das angrenzende Liegende (Taspinitbreccie) und Hangende (Kalk-Dolomit-Marmore).

Kalk-Dolomit-Marmore

Eine eindeutig höhere Gesteinsaktivität des Taspinites gegenüber dem Hangenden, den Triassedimenten, ist unverkennbar, deren Werte im Bereich des Nulleffektes schwanken, gegenüber dem Taspinit mit durchschnittlich zweifachem Untergrund. Dies ist in Übereinstimmung mit der Feststellung, daß saure kristalline Gesteine gegenüber Sedimenten eine höhere Aktivität aufweisen, vgl. EVANS and GOODMAN (1944).

Taspinitbreccie

Die Gesteinsaktivität der Taspinitbreccie ist starken Schwankungen unterworfen, infolge des inhomogenen Charakters der Breccie bezüglich dem Anteil von Taspinitkomponenten. Es wurde festgestellt, daß bei häufigerem Auftreten von Taspinitkomponenten die Aktivität erhöht wird, beim Fehlen derselben, den Werten des Hangenden gleichkommt. Die Aktivitätswerte variieren zwischen Nulleffekt und etwa 100 cps. Ein gamma-spektrometrisch ermittelter Richtwert für die Taspinitbreccie mit etwa gleichen Teilen Kristallin- und Sedimentkomponenten ist als Vergleichswert gegenüber dem Taspinit in Tabelle 2.2 aufgeführt.

Die Messungen im Taspinit und dessen Pb-Zn-Ag-Lagerstätten zeigen eine mehr oder weniger deutliche Konstanz; durch Verbinden gleicher Aktivitätspunkte lassen sich keine Anomalien feststellen. Vielmehr sind geringe Änderungen der Aktivität mit der Konzentration von Mikroklin in Einklang zu bringen. Lokale Änderungen der Aktivität sind somit von K-Gehalten bedingt.

Die allgemein erhöhte Gesteinsaktivität des Taspinites ist einerseits auf seinen hohen Kalium-Gehalt ($K_2O \sim 6,4$ Gew.%), andererseits auf einen für Metamorphite leicht erhöhten Uran- und Thoriumgehalt zurückzuführen, siehe Tabelle 2.2.

Um eine semiquantitative Aussage der Aktivitäts- und der damit verbundenen U-, Th- und K-Konzentrationsverteilung im Taspinit zu erhalten, wurden die über 110 Meßdaten statistisch ausgewertet. Als Grundlage zu diesem Problem dienen umfassende Arbeiten von AHRENS (1954, 1957, 1963) über die Konzentrationsverteilung diverser Elemente in verschiedenen homogenen geologischen Körpern. Ahrens konnte zeigen, daß die Häufigkeitsverteilungskurven von Spurenelementen statistisch nicht normal sind, sondern eine positive Asymmetrie aufweisen. Diese gehen aber in eine Normalverteilung über, wenn die Konzentrationen der Elemente zu Log-Konzentrationen transformiert werden. Hauptelemente, wie Silizium und Kalium, ergeben im Gegensatz eine arithmetische Normalverteilung; in seltenen Fällen wird ihre Häufigkeitsverteilung negativ asymmetrisch.

In diesem Sinne wurde, gemäß ROGERS (1964), die Verteilung der Aktivitätswerte nach folgender Methode ausgewertet: Über die Karte im Maßstab 1:10000 wurde ein Quadratzentimeter-Netz projiziert, so daß die Meßdaten zufällig in 53 Quadrate zu liegen kamen. Von diesen wurden der Mittelwert \bar{x} , die Standardabweichung S_x und die Summenhäufigkeit ermittelt, wobei

$$\bar{x} = \frac{1}{N} \sum_{i=1}^N X_i = 115,4 \text{ cps}$$

und die dabei abzuleitende Standardabweichung S_x

$$S_x^2 = \frac{1}{N-1} \sum_{i=1}^N (x - x_i)^2$$
$$S_x = \pm 22,4 \text{ cps}$$

Es resultiert eine Streuung von $\pm 20\%$ für die Bruttoaktivitäten, eine relativ große Abweichung, die aber bei der eher kleinen Dichte von Meßpunkten verständlich ist.

Die in Figur 2.1 linear aufgetragene Summenhäufigkeit veranschaulicht eine nichtnormale Aktivitätsverteilung im Taspinit; die Sicherheitsschranken werden deutlich überschritten. Die Häufigkeitsverteilung zeigt eine positive Asymmetrie. Transformiert man die Aktivitätswerte in Log-Werte, so wird eine Log-Normalverteilung zwar angenähert, doch bleibt die positive Asymmetrie immer noch erhalten (Fig. 2.2). Trotz diesen Abweichungen von einer Normalverteilung läßt sich die Aktivitätsverteilung und damit auch die Gesamtkonzentrationsverteilung von Uran, Thorium und Kalium interpretieren, umsomehr als gammaspektrometrische Ergebnisse diese Aussagen unterstützen.

Betrachtet man die Figuren 2.1 und 2.2, so ist ersichtlich, daß die Aktivitätsverteilung im Taspinit statistisch keinesfalls homogen ist.

Wie die Feldbeobachtungen zeigen, sind geringe Aktivitätserhöhungen mit einer stärkeren Ansammlung von K-Feldspäten verbunden. In dieser Hinsicht also trägt das K^{40} -Isotop zu der inhomogenen Aktivitätsverteilung im Taspinit bei (Fig. 2.1). Überdies liefert das Kalium mit etwa 6 Gew.% K_2O einen wesentlichen Beitrag von ungefähr 40% zu der Gesamtaktivität und beeinflusst daher die Log-Häufigkeitsverteilung. Die Uran- und Thoriumverteilung des Taspinites kann daher nicht ohne weiteres aus Figur 2.2 entnommen werden. Auf Grund vergleichender Messungen an pulverisierten Taspinitproben wird geschlossen, daß Gesteinspartien innerhalb des Taspinites ausgeschieden werden können, die bezüglich U und Th eine mehr oder weniger homogene Verteilung aufweisen. Diese sind vergleichbar mit den petrographisch ausgeschiedenen Taspinittypen.

Im Bereich der im Taspinit auftretenden Pb-Zn-Ag-Erzvorkommen sind keine erhöhten Aktivitäten gegenüber dem unvererzten Taspinit festgestellt worden. Von den Vererzungen in das Nebengestein reichende Aktivitätsprofile wiesen keine steigenden oder fallenden Tendenzen der Aktivitätswerte auf. Ein räumlicher

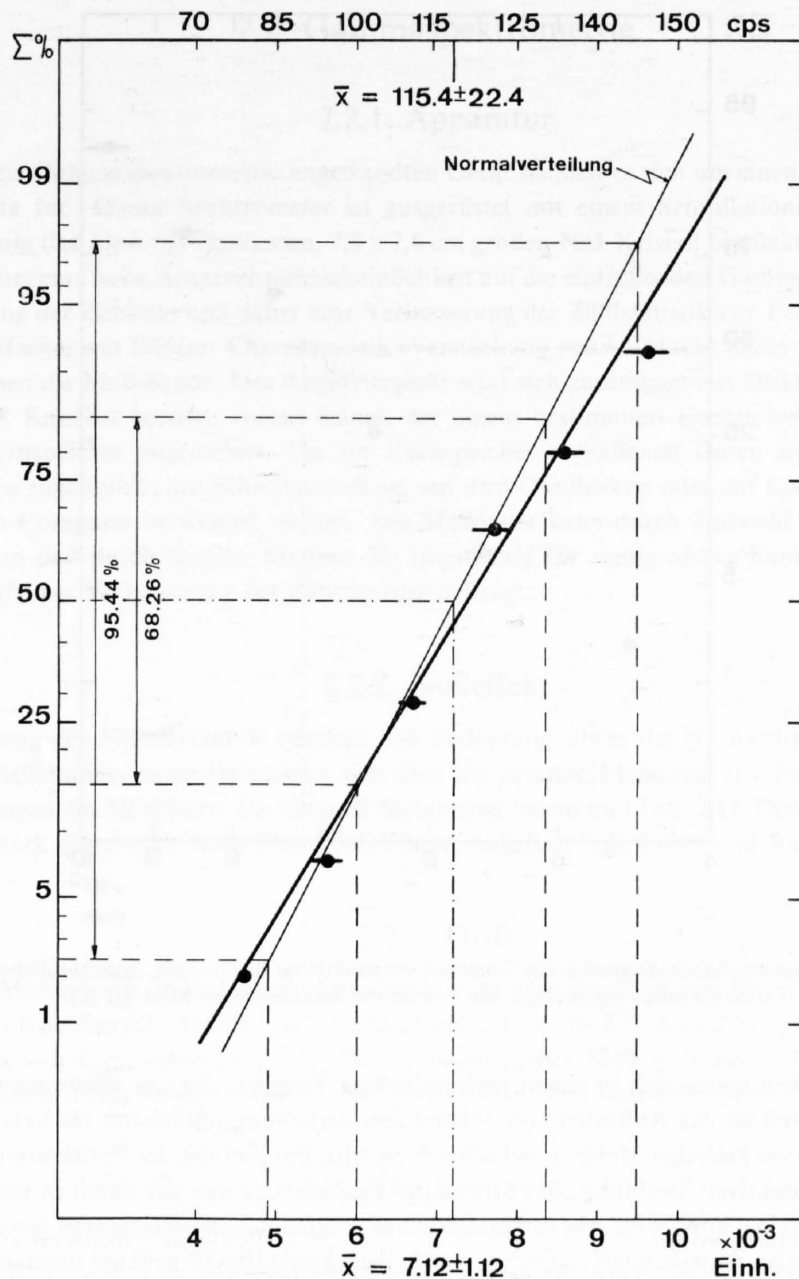


Fig. 2.1. Summenhäufigkeitsdiagramm der Gamma-Gesamtaktivität im Taspinit, lineare Abszisse.
(Die Einheiten entsprechen den Werten des Szintillometers Mod. III B.)

Zusammenhang von erhöhten Uran- und Thoriumgehalten im Taspinit mit der Pb-Zn-Ag-Erzeinwanderung, ebenso wie eine anschließende Migration dieser Elemente aus den Verzungen, kann ausgeschlossen werden.

Mit Ausnahme der Lagerstätte 3b, oberer Boden, deren Sonderstellung im folgenden Kapitel beschrieben wird, ist der Taspinit frei von Anomalien.

2.1.5. Radiometrische Anomalien

Erstmals wurden von GRÜNENFELDER (1954) verschiedene Anomalien in einer Wand (Lagerstätte 3b, oberer Boden) erwähnt. Diese lokale Aktivitätserhöhung wurde einer genaueren Untersuchung unterzogen.

Im Abraum der im vergangenen Jahrhundert abgebauten Pb-Zn-Ag-Lagerstätte 3b auf Taspegn wurden umfassende Aktivitätsmessungen ausgeführt. Die Aktivitätswerte einzelner Strahlungszentren sind in Tabelle 2.2 zusammengestellt.

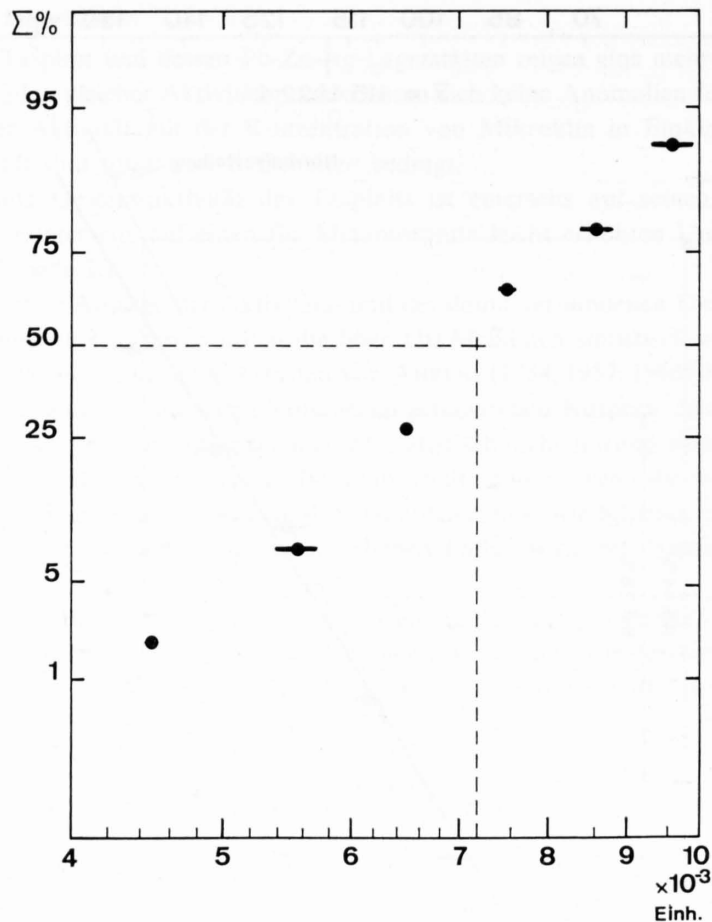


Fig. 2.2. Summenhäufigkeitsdiagramm der Gamma-Gesamtaktivität im Taspinit, logarithmische Abszisse.
(Die Einheiten entsprechen den Werten des Szintillometers Mod. III B.)

Die Aktivitätszentren finden sich in einem mylonitisierten Taspinit, der vor allem aus Quarz und Serizit besteht. Charakteristisch ist das Auftreten von äußerst fein verteiltem, idiomorph bis kataklastischem Pyrit, der makroskopisch in wechselnden Mengen, nebulitisch auftritt. Parallel mit der Pyritkonzentration geht auch die Intensität der radioaktiven Strahlung. Auf Grund der Pyritisierung und der damit in Beziehung stehenden grauen Farbe des Gesteins, konnte im Abraummateriale auf mögliche Aktivitätszentren geschlossen werden.

Um die Anomalien im Anstehenden zu finden, wurde die Lagerstätte 3b genauer untersucht. Es stellte sich aber heraus, daß nur, wie von GRÜNFELDER (1954) beschrieben, der «obere Boden» Anomalien aufweist. Durch Absuchen dieser Stelle konnten verschiedene, teils schon bekannte Anomalien lokalisiert werden.

Es handelt sich um eine E-W-streichende Wand, etwa 7 m auf 5 m, mit vier deutlichen Anomalien (Fig. 4.2). Außer verstärkter Pyritisierung konnten makroskopisch keine weiteren Merkmale festgestellt werden. Das Gestein ist stark kataklastisch und von vielen kleinen Brüchen und Rissen durchzogen. Vereinzelt kommen im Gneis konkordante Barytschmitzen vor, ohne ersichtlichen Zusammenhang mit der Pyritisierung sowie den Anomalien. Vergleichbare Aktivitätswerte, die 1500 cps erreichen, sind im Bereich des Taspinites an keiner anderen Lokalität gefunden worden. Diese Sonderstellung kommt auf der geologisch-petrographischen Karte im Anhang zum Ausdruck.

2.1.6. Proben erhöhter Aktivität

Die radioaktiven Proben wurden einerseits gammaspektrometrisch untersucht, so daß die Aktivitätsträger und ihre Konzentrationen bestimmt werden konnten. Die Bestimmungen sind in Tabelle 2.2 aufgeführt. Andererseits wurden Autoradiographien hergestellt, um die Aktivitätszentren zu lokalisieren. Proben für Auflicht- und Mikrosonde-Untersuchungen wurden davon angefertigt.

2.2. Gammaspektrometrie

2.2.1. Apparatur

Bei dem für die Gammaspektrometrie angewandten Gerät handelt es sich um einen 128-Kanal-Analysator der Nuclear Data Inc. Dieses Spektrometer ist ausgerüstet mit einem Szintillationsdetektor, welcher mit einem mit Thallium (0,6 Gew. %) aktivierten, $7,6 \times 7,6$ cm großen NaJ-Kristall bestückt ist. Der große Kristall wird verwendet, um eine hohe Ansprechwahrscheinlichkeit auf die eintreffenden Gamma-Quanten zu erhalten, was eine Erhöhung der Zählrate und daher eine Verbesserung der Zählstatistik zur Folge hat. Ein Sekundärelektronenvervielfacher mit linearer Charakteristik (Verstärkung rund 10^6 fach) bildet mit dem Szintillationsdetektor zusammen die Meß-Sonde. Das Registriergerät setzt sich zusammen aus Diskriminator und Zählleinheit, die aus 128 Kanälen besteht. Jedem Kanal, der einem bestimmten Energiebereich entspricht, ist ein magnetischer Kernspeicher zugeordnet. Die im Kernspeicher enthaltenen Daten sind durch verschiedene Output-Methoden zugänglich; auf Schreibmaschine, auf dem Oszilloskop oder auf Lochstreifen, die zur Auswertung mit dem Computer verwendet werden. Die Meßdauer kann durch Zeitwahl in Intervallen beliebig variiert werden, so daß durch längere Meßzeit die Impulszahl für wenig aktive Substanzen erhöht werden kann, was ebenfalls zur Verbesserung der Zählstatistik beiträgt.

2.2.2. Nulleffekt

Die Bestimmung des Nulleffektes ist insofern von Bedeutung, als er die Nachweisgrenzen weitgehend bestimmt. Die Nulleffektmessungen erstreckten sich über die gesamte Meßdauer der Proben, und zwar wurde für die Berechnungen ein Mittelwert aus etwa 10 Messungen bestimmt (Tab. 2.1). Der Anteil der kosmischen Strahlung wird stark durch eine dicke Blei-Abschirmung reduziert (vgl. FÖHN und RYBACH, 1967).

2.2.3. Drift

Bei längerer Meßzeit von mehr als acht Stunden konnte eine Verschiebung der Kanalstellung gegenüber dem Energiebereich beobachtet werden, die im schlechtesten Fall (für K^{40} , Kanal 64 ± 1) eine Abweichung für die Kanalstellung von 1,5% ausmachte. Da aber zu Beginn jeder Meß-Serie mit Th^{232} eine Justierung ausgeführt wurde, dürfte dieses Driftproblem für das Endresultat nicht wesentlich sein.

2.2.4. Fensterbreite

Für die zu bestimmenden Elemente K, U und Th wurde je ein charakteristischer Photopeak gewählt: 1,46 MeV-Peak (K^{40}) für K, 1,76 MeV-Peak (Bi^{214}) für U, und 2,62 MeV-Peak (Tl^{208}) für Th, wobei die Fensterbreite bestimmt wird durch das Auflösungsvermögen des Detektors und der Statistik. Sie wird derart gewählt, daß möglichst viele Impulse gezählt werden, die Fenstergrenzen jedoch noch an den Flanken der Peaks liegen. Auf diese Weise wurden die in Tabelle 2.1 eingetragenen Fensterbreiten bestimmt, die im allgemeinen 10% der Kanalstellung ausmachen.

Tabelle 2.1.

Meßanordnung der für die Gammaspektrometrie verwendeten Photopeaks

Isotop	Gamma-Energie	Kanal	Fensterbreite	0-Effekt
K^{40}	1,46 MeV	64	± 3 Kanäle	3,9 cpm
U^{238} (Bi^{214})	1,76 MeV	77	± 4 Kanäle	3,1 cmp
Th^{232} (Tl^{208})	2,62 MeV	113	± 5 Kanäle	1,6 cpm

2.2.5. Probenvorbereitung

Von den Handstücken (Taspinit, Taspinitbreccie und als Vergleich Rofnagneis [Tab. 2.2]) wurden je 500 g Material zu einer Korngröße von $< 0,2$ mm pulverisiert. Diese Proben wurden in normierte Aluminiumdosen abgefüllt, gewogen und verschlossen. Da das Pulver leicht sedimentiert, ist die Füllhöhe nicht konstant. Daher wurde versucht, den Einfluß verschiedener Füllhöhen auf die spezifische Aktivität zu bestimmen. Zu diesem Zweck wurden für einen 1%-Uran-Standard bei verschiedenen Füllhöhen die Aktivitätswerte gemessen, wobei die Dichte bei allen Messungen konstant gehalten wurde. Figur 2.3 zeigt die prozentuale Änderung der spezifischen Aktivität (netto cpm/g im U-Fenster) gegenüber der prozentualen Abnahme der Füllhöhe. Die dargestellte Kurve entspricht den Aktivitätswerten im Uran-Fenster. In den anderen Fenstern verläuft die Kurve gleichsinnig, aber nicht identisch; ein direkter Vergleich mit der Kurve aus Figur 2.3 ist nur bedingt möglich. Das Diagramm veranschaulicht, daß die Meßanordnung demnach stark durch die Füllhöhe beeinflussbar ist, was sich an großen Fehlern der spezifischen Aktivitäten bemerkbar macht (vgl. Kap. 2.2.7).

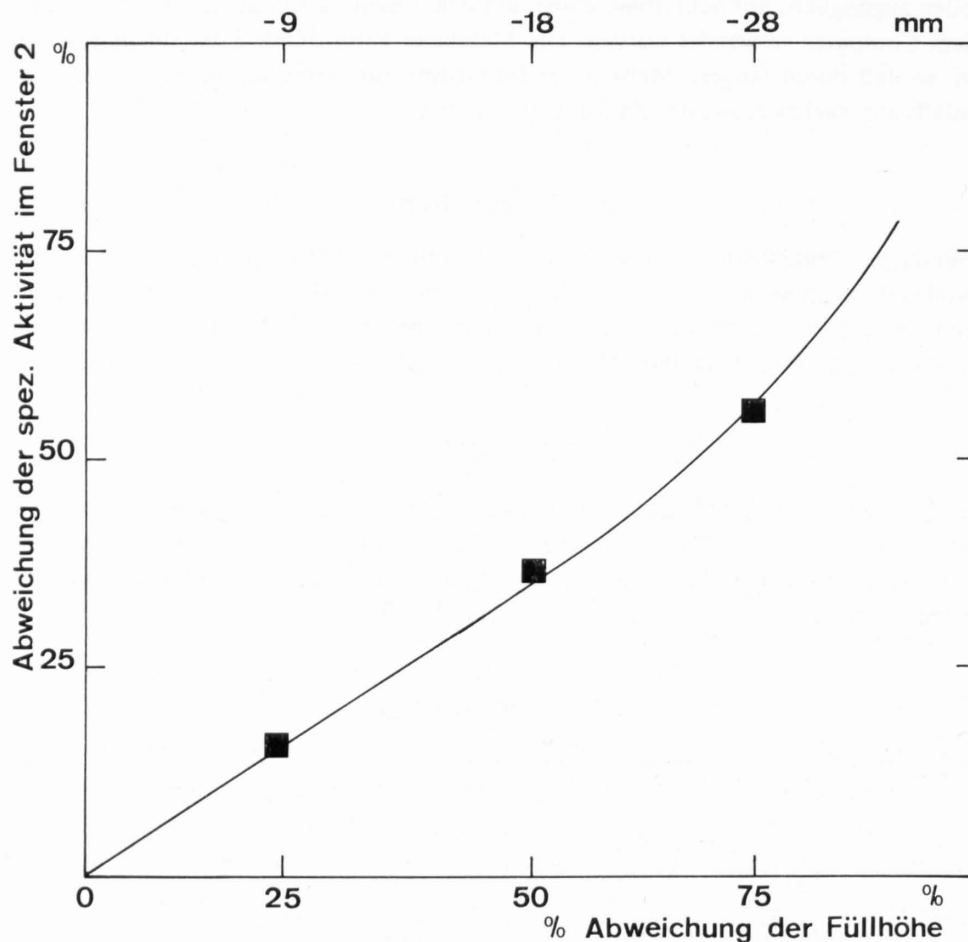


Fig. 2.3. Abhängigkeit der spez. Aktivität von der Füllhöhe.

2.2.6. Auswertung

a) Methode

Die gleichzeitige Aufnahme der Spektren von K, U und Th bewirkt eine Überlagerung im Gesamtspektrum (vgl. Fig. 2.4). Es ist daher nötig, die spektralen Anteile der Konzentrationen einzelner Elemente – im Vergleich zu Messungen an entsprechenden Standards – rechnerisch zu erfassen. Dies kann erreicht werden durch Anwendung der Stripping-Methode, welche die Bestimmung der Anteile der zu messenden Elemente erlaubt, unter Verwendung von den Standards entsprechenden graphisch ermittelten Faktoren (sog. «Strippings»).

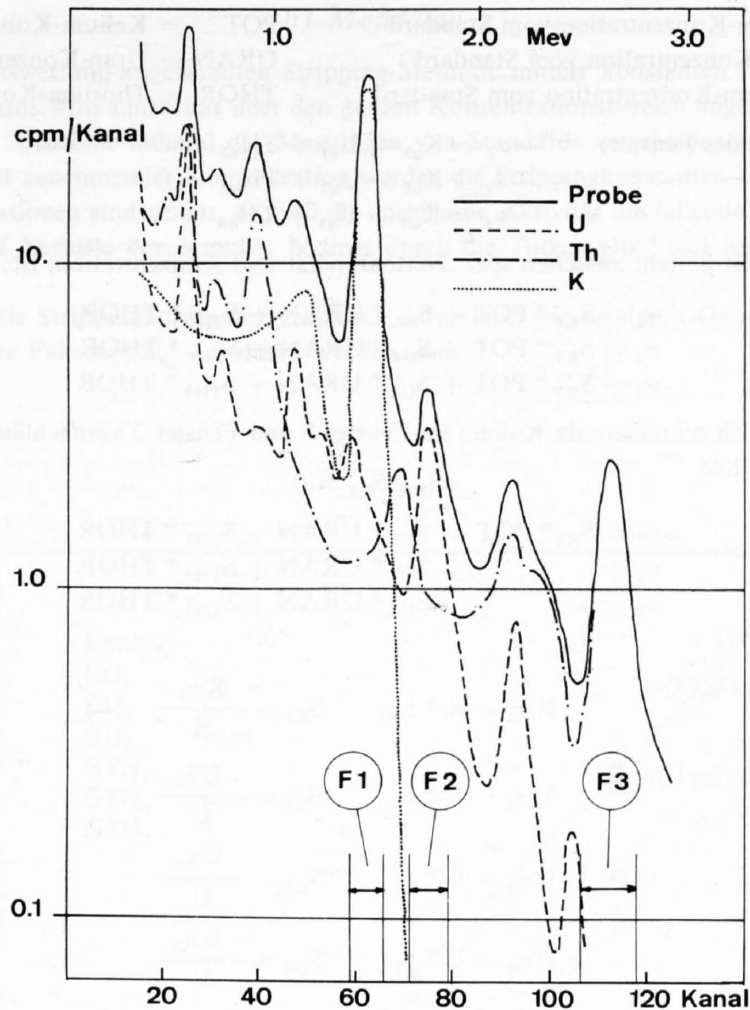


Fig. 2.4. Überlagerung eines Gesamtgammastrahlenspektrums aus Kalium, Uran und Thorium.
 F1: K-Fenster ($1,46 \pm 0,07$) MeV F2: U-Fenster ($1,76 \pm 0,09$) MeV F3: Th-Fenster ($2,62 \pm 0,12$) MeV

Betrachtet man ein bestimmtes Fenster, so setzt sich sein Photopeak aus der Summe der spezifischen Aktivitäten der einzelnen Spektren aller vorhandenen Isotope zusammen. Unter der spezifischen Aktivität einer Probe versteht man:

$$\alpha = \frac{A - A_0}{G} \left(\frac{\text{cpm}}{\text{g}} \right)$$

wobei:

A: Gesamt-Impulsrate in cpm

A_0 : Impulsrate des 0-Effektes in cpm

G: Gewicht der Probe in g

Definiert man:

K_{ai} = spez. Nettoaktivität von Kalium im Fenster i (cpm/g)

U_{ai} = spez. Nettoaktivität von Uran im Fenster i (cpm/g)

TH_{ai} = spez. Nettoaktivität von Thorium im Fenster i (cpm/g)

α_i = spez. Nettoaktivität vom Standard, oder von der Probe, im Fenster i (cpm/g)

S_{Ki} = «Stripping», Proportionalitätsfaktor aus K-Standard im Fenster i

S_{Ui} = «Stripping», Proportionalitätsfaktor aus U-Standard im Fenster i

S_{THi} = «Stripping», Proportionalitätsfaktor aus Th-Standard im Fenster i

K	= Kalium-Konzentration vom Standard	POT	= Kalium-Konzentration der Probe
U	= Uran-Konzentration vom Standard	URAN	= Uran-Konzentration der Probe
TH	= Thorium-Konzentration vom Standard	THOR	= Thorium-Konzentration der Probe

Generell gilt für jedes Fenster:

$$\begin{aligned}\alpha_1 &= K_{a1} + U_{a1} + TH_{a1} \\ \alpha_2 &= K_{a2} + U_{a2} + TH_{a2} \\ \alpha_3 &= K_{a3} + U_{a3} + TH_{a3}\end{aligned}$$

Da Proportionalität besteht zwischen spez. Nettoaktivität und Konzentration, ist:

$$\begin{aligned}\alpha_1 &= S_{K1} * POT + S_{U1} * URAN + S_{TH1} * THOR \\ \alpha_2 &= S_{K2} * POT + S_{U2} * URAN + S_{TH2} * THOR \\ \alpha_3 &= S_{K3} * POT + S_{U3} * URAN + S_{TH3} * THOR\end{aligned}$$

Vereinfacht läßt sich schreiben, da Kalium im Fenster 2 und Fenster 3 vernachlässigbar kleine Aktivität hinterläßt, vgl. Figur 2.4:

$$S_{K2}, S_{K3} \approx 0$$

$$\begin{aligned}\alpha_1 &= S_{K1} * POT + S_{U1} * URAN + S_{TH1} * THOR \\ \alpha_2 &= S_{U2} * URAN + S_{TH2} * THOR \\ \alpha_3 &= S_{U3} * URAN + S_{TH3} * THOR\end{aligned} \quad (1)$$

Es gilt demnach für:

K-STANDARD (reines KCl)

$$K \alpha_1 = K * S_{K1} \quad S_{K1} = \frac{K \alpha_1}{K} \quad (2)$$

U-STANDARD (Th-freies Uran)

$$U \alpha_1 = U * S_{U1} \quad S_{U1} = \frac{U \alpha_1}{U} \quad (3a)$$

$$U \alpha_2 = U * S_{U2} \quad S_{U2} = \frac{U \alpha_2}{U} \quad (3b)$$

$$U \alpha_3 = U * S_{U3} \quad S_{U3} = \frac{U \alpha_3}{U} \quad (3c)$$

Th-STANDARD (+ Uran)

Da diese Standards einen gewissen prozentualen Anteil an Uran, U (Th) enthalten, folgt aus (1) und (3) nach S_{THi} aufgelöst:

$$S_{TH1} = \frac{TH_{a1} - U(Th) * S_{U1}}{TH} \quad (4a)$$

$$S_{TH2} = \frac{TH_{a2} - U(Th) * S_{U2}}{TH} \quad (4b)$$

$$S_{TH3} = \frac{TH_{a3} - U(Th) * S_{U3}}{TH} \quad (4c)$$

Wobei S_{Xi} ($X = U, Th, K$) sog. «Strippings» für Uran, Thorium und Kalium bedeuten.

Bei bekannten Strippings für eine gegebene Meßanordnung folgt nach (1) für eine Probe durch Auflösen des Gleichungssystems nach den drei Unbekannten:

$$THOR = \frac{S_{U2} * \alpha_3 - S_{U3} * \alpha_2}{S_{U2} * S_{TH3} - S_{U3} * S_{TH2}} \quad (5)$$

und, da nun die Thorium-Konzentration bekannt ist:

$$URAN = \frac{\alpha_2 - S_{TH2} * THOR}{S_{U2}} \quad (6)$$

nachdem auch die Uran-Konzentration bekannt ist, folgt:

$$POT = \frac{\alpha_1 - S_{U1} * URAN - S_{TH1} * THOR}{S_{K1}} \quad (7)$$

b) Meßdaten

Bei der für die Auswertung angewandten Stripping-Methode mittels konstanten Faktoren S_{Xi} aus den U-, Th- und K-Standards wird Linearität über den ganzen Konzentrationsbereich angenommen. Experimentell erweist sich diese Annahme anhand der Messungen von Standards verschiedener Konzentrationen als nicht exakt erfüllt. Mit zunehmender Konzentration werden die Strippingkonstanten kleiner. Vorausgesetzt, die Standardkonzentrationen sind genau, so muß die spezifische Aktivität die fallende Tendenz zeigen. Dies ist möglicherweise auf Verluste der Impulse, bedingt durch die Totzeit (10^{-8} sec) der Apparatur, zurückzuführen.

In Figur 2.5 sind die Strippingkonstanten graphisch dargestellt, wie sie durch Geraden mit der Steigung von 45° – für konstante Faktoren S_{Xi} – ermittelt worden sind.

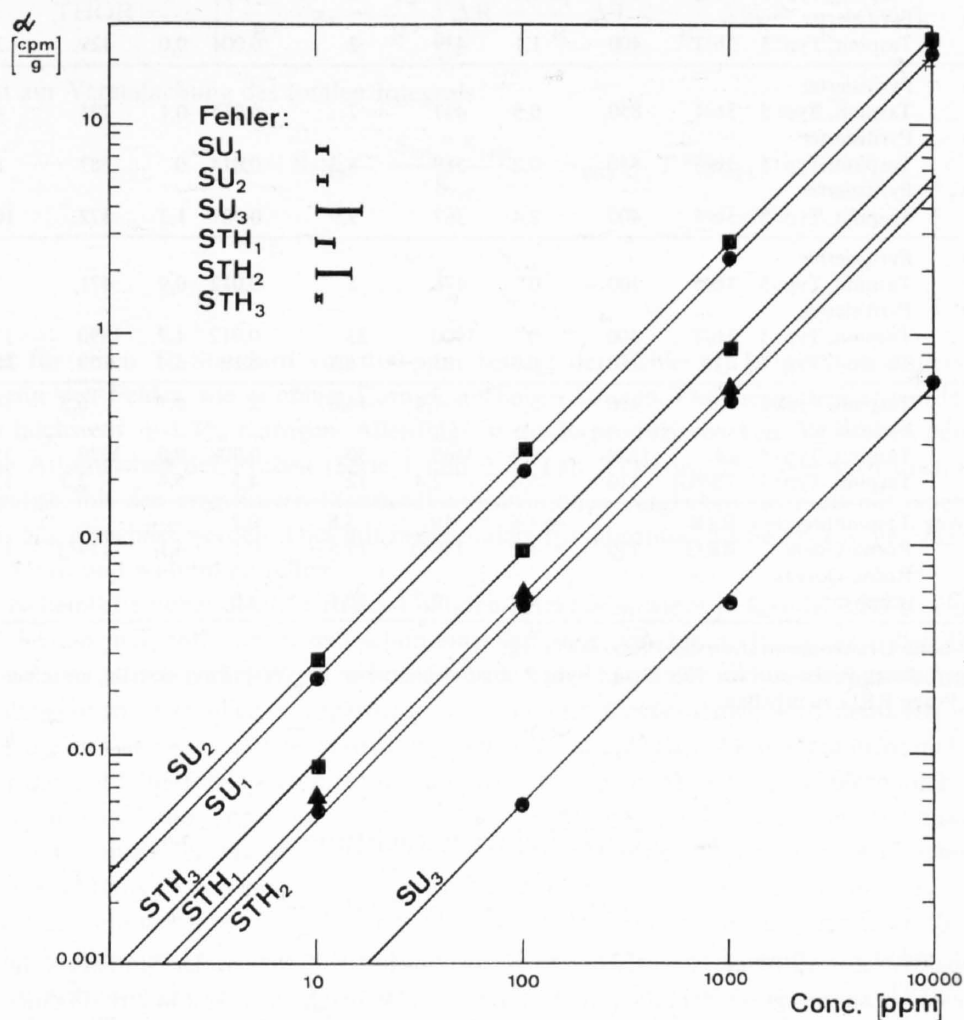


Fig. 2.5. Strippingkonstanten, graphisch bestimmt durch eine Gerade aus den eingetragenen Meßwerten von U-, Th- und K-Standards.

$$\begin{aligned}
 S_{K1} &= 2,61 \cdot 10^{-3} \text{ (ein Standard) cpm/g} \cdot \%K \\
 S_{U1} &= (2,2 \pm 0,1) \cdot 10^{-3} \text{ cpm/g} \cdot \text{ppmU} \\
 S_{U2} &= (2,7 \pm 0,14) \cdot 10^{-3} \text{ cpm/g} \cdot \text{ppmU} \\
 S_{U3} &= (5 \pm 1,5) \cdot 10^{-5} \text{ cpm/g} \cdot \text{ppmU} \\
 S_{TH1} &= (5,5 \pm 0,5) \cdot 10^{-4} \text{ cpm/g} \cdot \text{ppmTh} \\
 S_{TH2} &= (4,8 \pm 1,1) \cdot 10^{-4} \text{ cpm/g} \cdot \text{ppmTh} \\
 S_{TH3} &= (9,0 \pm 0,3) \cdot 10^{-4} \text{ cpm/g} \cdot \text{ppmTh}
 \end{aligned}$$

Mittels Computer wurden sodann, auf Grund der erhaltenen Strippings, die Gehalte an Uran, Thorium und Kalium von den in der Tabelle 2.2 aufgeführten Proben berechnet. Deutlich treten die pyritisierten Taspinittypen der Lagerstätte 3b hervor mit bis 3600 ppm reichenden Urangelhalten.

Tabelle 2.2.

Tabellarisch zusammengestellte Meßdaten der Handstücke (S.R.A.T.-Messung) und der dazugehörigen pulverisierten Proben (Gammaskpektrometrie)

Fundort (Koordinaten)	Gestein	Probe	S.R.A.T.- Messung (cps)	Gammaskpektrometrie							
				Messung 1				Messung 2			
				K %	U (ppm)	Th (ppm)	Th/U	K %	U (ppm)	Th (ppm)	Th/U
Lagerstätte 3b	Pyritisierter Taspinit, Typ: 5	3b/1	600	0,0	644	0,0	–	0,0	649	0,0	–
Lagerstätte 3b	Pyritisierter Taspinit, Typ: 5	3b/2	600	0,0	710	2	0,003	0,0	787	2,5	0,003
Lagerstätte 3b	Pyritisierter Taspinit, Typ: 5	3b/3	400	1,1	439	2	0,004	0,0	429	2,5	0,006
Lagerstätte 3b	Pyritisierter Taspinit, Typ: 5	3b/4	850	0,5	497	7	0,015	0,1	495	4	0,008
Lagerstätte 3b	Pyritisierter Taspinit, Typ: 5	3b/4	850	0,2	589	8,3	0,014	0	587	8,8	0,015
Lagerstätte 3b	Pyritisierter Taspinit, Typ: 5	3b/5	400	2,4	367	9,9	0,027	1,3	372	10,3	0,028
Lagerstätte 3b	Pyritisierter Taspinit, Typ: 5	3b/6	300	0	476	5	0,012	0,9	471	7	0,016
Lagerstätte 3b	Pyritisierter Taspinit, Typ: 5	3b/7	400	0	1900	23	0,012	1,7	1890	17	0,009
756.23/166.46	Taspinit, Typ: 1	d15	120	6,0	63	11,8	0,19	5,4	59	10	0,17
755.70/165.65	Taspinit, Typ: 2	R9	110	5,9	7,4	14,8	2	5,7	6,3	14,9	2,4
Lagerstätte 3b	Pyritisierter Taspinit, Typ: 5	e4	1500	0,0	3560	30	0,008	0,0	3620	35	0,01
756.22/166.45	Taspinit, Typ: 1	TSPGI	110	5,4	2,4	12	4,5	5,4	2,3	13	5,2
Pkt. 1379, am Weg	Taspinitbreccie	RTB	–	1,6	19	3,8	0,2	–	–	–	–
753.75/163.75	Rofna-Gneis	RRG	130	3,2	140*)	13,5	0,1	4,1	139*)	13,1	0,09
752.0/162.3	Rofna-Quarzporphyr	1)	–	4,7	6,7	20,1	3,0	–	–	–	–

*) Anomal hohe Urankonzentration der Probe RRG, vgl. 1).

1) Die Daten dieser Probe wurden von Dr. L. Rybach freundlicherweise zur Verfügung gestellt, um einen Vergleichswert gegenüber der Probe RRG zu erhalten.

2.2.7. Fehlerbetrachtung

a) Statistischer Fehler

Der radioaktive Zerfall ist ein statistischer Vorgang. Nach den Gesetzen der Statistik kann die Zahl der Zerfallsprozesse vorausgesagt werden, die mit einer gewissen Wahrscheinlichkeit innerhalb eines Zeitintervalls auftreten werden, so daß daraus eine mittlere Zählrate resultiert. Es gilt demnach für die Standardabweichung einer Einzelmessung N (bei einer Wahrscheinlichkeit von 68,3%):

$$S_N = \pm \sqrt{N} \quad N = \text{Impulszahl}$$

Für die Nettoaktivität, $A = \frac{N}{t}$ (Zählrate) ist demnach:

$$S_A (\text{netto}) = \pm \sqrt{\frac{N}{t^2} + \frac{N_0}{t_0^2}}$$

Wird $t_0 = t$, so gilt für die spez. Aktivität:

$$S_a = \pm \frac{1}{G} \sqrt{\frac{A + A_0}{t}}$$

Der statistische Fehler kann demnach klein gehalten werden, indem wenig aktive Proben länger gemessen werden, so daß die Anzahl der Impulse entsprechend erhöht wird. Auf diese Weise war es möglich, den statistischen Fehler in jedem Fall unter 2% zu halten. Die häufigsten Impulssummen jedoch waren in der Größenordnung von 10^4 Counts, was einen statistischen Fehler von $\sqrt{10000} = \pm 1\%$ ergibt.

b) Gesamtfehler

Unter der Annahme, daß die spez. Aktivitäten nur mit dem statistischen Fehler, sowie die Strippings mit den errechneten Standardabweichungen behaftet sind, läßt sich der Gesamtfehler einer Konzentrationsangabe durch das totale Integral der Formeln (5), (6) und (7) aus Kapitel 2.2.6 darstellen. Es ist z. B.:

$$THOR = \pm \left[\left(\frac{T}{R^2} \cdot \alpha_2 - \frac{\alpha_3}{R^2} \right) \Delta R - \frac{\alpha_2}{R} \Delta T + \frac{1}{R} \Delta \alpha_3 - \frac{T}{R} \Delta \alpha_2 \right]$$

Hierfür steht zur Vereinfachung des totalen Integrals:

$$R = S_{TH3} - \frac{S_{U3} * S_{TH2}}{S_{U2}} = S_{TH3} - T * S_{TH2}$$

und

$$T = \frac{S_{U3}}{S_{U2}}$$

Berechnet für einen Th-Standard von 100 ppm beträgt der Fehler $\pm 1,7$ ppm im äußersten Fall und 0,42 ppm, wenn sich Fehler, wie in obiger Formel, aufheben können. Der Gesamtfehler würde demnach für 100 ppm Th höchstens $\pm 1,7\%$ betragen. Allerdings ist die Reproduzierbarkeit für Proben bei zweimaligem Messen ohne Austauschen der Proben (Serie 1 und 2 in Tab. 2.2) etwa 3%. Werden jedoch die absoluten Standardangaben mit den errechneten Standardkonzentrationen verglichen, so muß mit einer Abweichung von mehr als 5% gerechnet werden. Dies gilt insbesondere für Thorium, dürfte aber in der gleichen Größenordnung für Uran und Kalium zutreffen.

Eine wahrscheinliche Fehlerquelle wird der Füllhöhe-Effekt sein, wie er in Kapitel 2.2.5 beschrieben wurde. Aus Figur 2.3 kann man entnehmen, daß schon eine Differenz von 5 mm (10%) zur vollen Dose eine Abweichung von 5,5% der Aktivitäts-Werte in Fenster 2 zur Folge hat. Solche Abweichungen konnten bei nachträglichen Stichproben tatsächlich nachgewiesen werden. Der Gesamtfehler wird demnach erheblich vergrößert durch diesen Faktor, so daß der statistische Fehler der spezifischen Aktivitäten nicht mehr ins Gewicht fällt. Da aber der Füllhöhe-Effekt sich nicht nur auf die spezifischen Aktivitäten, sondern auch auf sämtliche Strippings auswirkt und dazu noch von der verwendeten Matrix des Probenmaterials abhängt, wird die Berechnung des Gesamtfehlers erschwert. Daher wurde eine Schätzung auf Grund der Abweichungen aus den Resultaten der Standards zu den effektiven Konzentrationen der Standards vorgenommen. Ein Gesamtfehler von $\pm 5\%$ auf die resultierenden Konzentrationen dürfte den jeweiligen Messungen entsprechen.

Ein mit der Füllhöhe eng in Zusammenhang stehendes Problem ist der Einfluß der Dichte. Es treten auch hier durch Absorptionseffekte Fehler auf, weil die verwendeten Substanzen einen großen Dichtebereich überstreichen, welcher auf den variablen Gehalt an Pyrit zurückzuführen ist. Die Dichte der pulverisierten Proben schwankt zwischen Werten von 1,5 g/cm³ und 2,5 g/cm³, um Extremwerte zu nennen.

2.3. Diskussion

Aus den vorangehenden radiometrischen Untersuchungen geht über Intensität und Extensität der im Taspinit enthaltenen natürlichen radioaktiven Elemente folgendes hervor:

Die Verteilung der Elemente Uran und Thorium kann nach statistischen Erwägungen im Taspinit nicht als homogen betrachtet werden, jedoch scheinen gewisse Homogenitätsbereiche den petrographisch ausgeschiedenen Taspinittypen annähernd zu entsprechen. Verglichen mit chemisch und mineralogisch ähnlichen Gesteinen, wie z. B. der Rofnagneis, weist der Taspinit einen vergleichbaren Thoriumgehalt, aber einen geringeren Urangehalt auf. Das Th/U-Verhältnis ist im Durchschnitt gleich, schwankt aber beträchtlich entsprechend der inhomogenen Verteilung im Taspinit (vgl. Tab. 2.2). Im allgemeinen ist dieses Verhältnis für einen Metamorphit eher niedrig.

Im Gegensatz zur Extensität im Taspinit, nimmt die Lagerstätte 3b, oberer Boden, durch ihre Anomalien bezüglich Uran eine Sonderstellung ein. Es scheint, daß der recht hohe Urangehalt (in Tab. 2.2, Proben mit der Bezeichnung 3b/...), der nur in Vergesellschaftung mit der Pyritisierung zu beobachten ist, primär nicht im Zusammenhang mit dem Taspinit, wiewohl auch nicht mit der Pb-Zn-Ag-Vererzung steht. Die Pyritisierung selbst kann an verschiedenen Orten im Taspinit festgestellt werden ohne mit Erzen der Pb-Zn-Ag-Paragenese in Verbindung zu sein. Uran läßt sich jedoch an diesen Stellen nicht nachweisen. Anhand der Aufschlußverhältnisse kann nicht geklärt werden, wie sich die uranhaltigen Stellen bei 3b fortsetzen. Da nur Abraummateriale von der Lagerstätte 3b für die gammaspektrometrischen Messungen zugänglich war, ist es wissenschaftlich nicht sinnvoll, einen mittleren Urangehalt anzugeben, zumal Material zur weiteren Verarbeitung (Verhüttung im letzten Jahrhundert) weggeführt worden ist. Eine Aussage für die im Anstehenden auftretenden Uranintensitäten wäre noch spekulativer, denn einerseits sind in der schon erwähnten Wand nur wenige kleine Uranzentren (je etwa 20×20 cm) bekannt, andererseits treten diese sehr unregelmäßig, an Ruschelzonen gebunden, auf. Die äußerst geringe Extensität spricht eindeutig gegen ein abbauwürdiges Uranvorkommen.

3. Autoradiographie

Mittels Gammaspektrometrie konnten die Träger der Aktivität und deren Konzentrationen im Taspinit bestimmt werden. Zur Identifizierung der Uranverbindung wurden von Schliffen größerer Handstücke Autoradiographien hergestellt, um die Verteilung der radioaktiven Mineralien im Gestein zu erkennen, Fig. 3.1. Man sieht, daß die Schwärzungen sich in den S-Flächen anhäufen, in nächster Umgebung von Pyritagglomerationen und oft zusammen mit Serizit, ferner säumen sie bis zu 1 cm große Quarze ein. Oft kann eine Anreicherung entlang feinsten Rissen beobachtet werden.

4. Erzuntersuchungen

4.1 Feldbeobachtungen

4.1.1. Taspinit und Lagerstätten

Die Pb-Zn-Ag-Lagerstätten wurden von ESCHER (1935) eingehend untersucht. Es soll im Rahmen dieser Arbeit nur auf neue Resultate und eine generelle Übersicht eingegangen werden, die eine eingehendere Deutung über die Entstehung der Vererzungen auf Taspegn zulassen. Bezeichnungen der einzelnen Erzvorkommen von diesem Autor werden hier weiter verwendet.

Die Vererzungen im Taspinit verteilen sich auf sechs verschiedene Vorkommen. Zwei davon liegen E Alp Cess; sie sind aber weitgehend verschüttet und von Vegetation überwachsen. Es wurde daher von deren Untersuchung abgesehen und nur diejenigen behandelt, die in der Gegend der Alp Taspegn vorkommen.

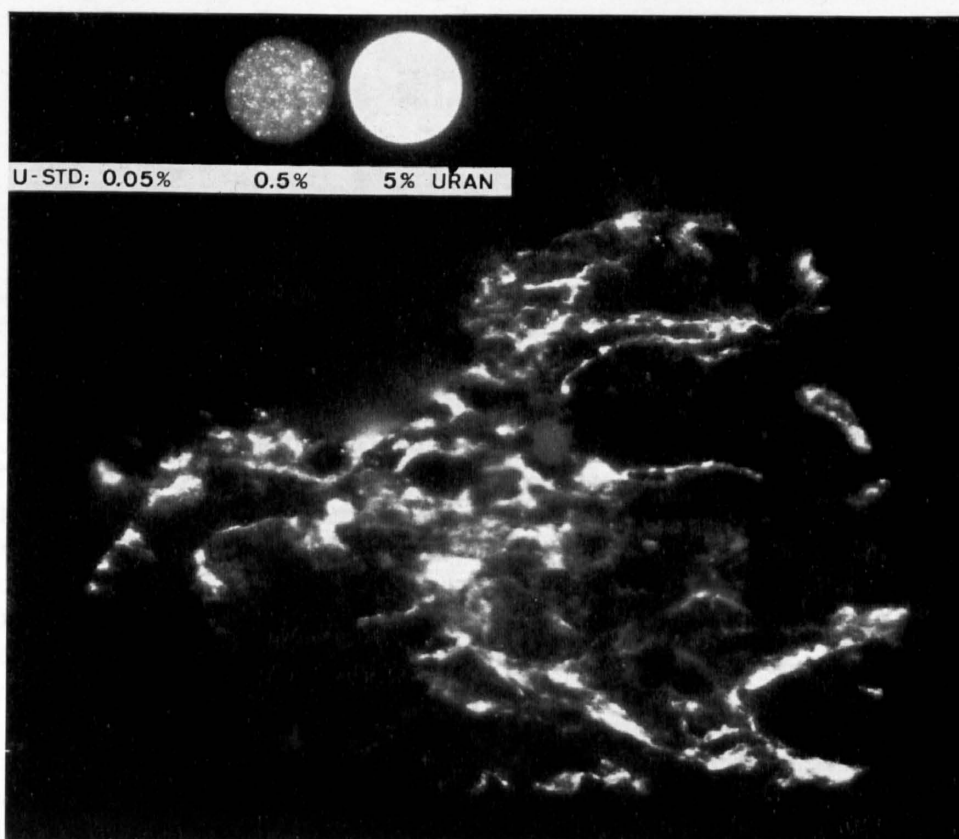


Fig. 3.1. Uranreiches Handstück aus der silifizierten und pyritisierten Zone der Lagerstätte 3 b, oberer Boden. Die Autoradiographie zeigt dieselbe Partie in nat. Größe. Das Uran häuft sich in den S-Flächen an und umsäumt größere Quarze, oft ist Uran in feinen Rissen angereichert. Die Strahlungs-Intensität ist direkt mit Uranstandards verglichen; Belichtungszeit: 96 Stunden.

Vererzung, Gangart und Nebengestein stehen in einem äußerst variablen Verhältnis zueinander. Größere Erzkörper sind nicht vorhanden, intensitätsmäßig tritt das Erz gegenüber der Gangart merklich zurück. Makroskopisch sind folgende Erze erkennbar: Bleiglanz, Pyrit, Fahlerz, Zinkblende, Kupferkies, Bornit, Malachit und Azurit. Ihre Intensitäten wechseln je nach Lagerstätte (Tab. 4.1). Als Gangart herrscht Baryt vor, zuweilen gesellt sich Quarz und Ankerit hinzu. Die Erze kommen meist mit der Gangart zusammen vor, sind aber nur selten mit dieser verwachsen, wie dies an Bewegungshorizonten innerhalb des Baryts anzutreffen ist. Gewöhnlich lagern sich die Erze als Säume um die Barytlinsen an und setzen sich an tektonisch vorgezeichneten Wegen in das Nebengestein fort. Vorwiegend handelt es sich um Bleiglanz, der in weiterer Entfernung (bis einige Meter) von Barytkörpern vorzufinden ist; Figur 4.1 veranschaulicht die Verbandsverhältnisse schematisch.

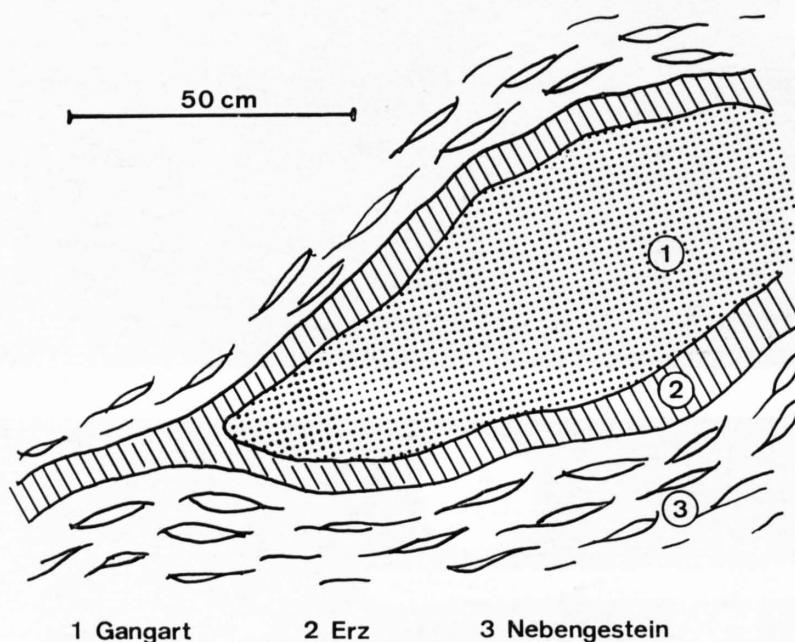


Fig. 4.1. Erzsaum um die Gangart (Baryt), die selbst frei von Erz ist. Der Saum (meist Bleiglanz) setzt sich in das Nebengestein fort. Lagerstätte 4n.

Der Baryt, der ehemals möglicherweise in Form von Gängen aufgetreten ist, bildet einzelne Linsen, Lagen, Schmitzen und Schlieren, immer in konkordanter Lagerung zu den Strukturen im Taspinit. Die einzelnen Gebilde treten allein oder nesterartig auf, wobei einige nicht selten eine Größe von einigen Metern erreichen können. Oft sind die Barytlinsen selbst wieder von jüngeren Klüften versetzt (Kap. 4.1.4). Diese generelle Beschreibung der Erzvorkommen im Taspinit gilt im wesentlichen für alle Lagerstätten der Alp Tasegn. Im einzelnen sind einige Abweichungen von diesem Bild festzustellen, die untenstehend besprochen werden sollen.

Lagerstätte 1:

Neben einem normalen Nebengestein (Taspinit, Typ 1) ist eine deutliche Silifizierungszone festzustellen, der bis 5 mm große Pyrite, in Form von Rhombendodekaedern und wenigen gestreiften Würfeln, eingelagert sind. Die eigentliche Vererzung hält sich an den Taspinit.

Lagerstätte 2:

Sie liegt in einer in die Breccie verschuppten Gneislamelle und besteht aus zwei benachbarten Vorkommen, die im wesentlichen den selben Erzinhalt aufweisen. Die einzige größere Cu-Erzanreicherung tritt in diesem Vorkommen auf.

Lagerstätte 3:

Diese läßt sich in drei Vorkommen unterteilen, die sich in erzpetrographischer Hinsicht unterscheiden.

3a umfaßt einen größeren Schwarm von Barytschmitzen, die wahrscheinlich zu einem einzigen Gangsystem gehörten, aber durch mechanische Beanspruchung nachträglich versetzt wurden.

3b weicht bezüglich Erzinhalt von den anderen Lagerstätten, auch von 3c, beträchtlich ab. Es sind deutlich zwei Erzanreicherungszonen zu beobachten (Fig. 4.2). Der obere Teil von 3b – oberer Boden genannt – nimmt durch eine Pyritisierung und Silifizierung mit größeren Urananreicherungen eine gesonderte Stellung ein. Die Pyritisierung findet sich in einer grauen Grundmasse von kataklastischem Quarz, die an verschiedenen Stellen an der rostigbraunen Verwitterungsfarbe einzelner Gesteinspartien gut erkenntlich ist. Sie erfaßt das Gestein recht unregelmäßig. Nur ganz untergeordnet kommen Barytschmitzen mit deren Erzinhalt in der pyritisierten und silifizierten Zone vor.



Fig. 4.2. Vorkommen 3b.

A: Uranführende Wand. B: Abraum von 3b, oberer Boden.

Der obere Boden weist die Pyritisierung und Silifizierung mit Urananreicherungen auf.
Rechts unten die U-freie Pb-Zn-Ag-Vererzung.

3c ist an eine einzige, etwa 4 m große Barytlinse gebunden. Die Linse ist stark ausgewalzt. Sie bildet mit den Erzen zusammen ein Gefüge mit einer ausgeprägt gebänderten Textur. Häufiges Auftreten von Zinkblendekörnern ist diesem Vorkommen eigen. Das äußerst feinkörnige Erz-Baryt-Taspinit-Gemisch läßt hier eine tektonisch intensiv beanspruchte Stelle erkennen.

Lagerstätte 4:

Es sind zwei Vorkommen, ein südliches (4s) und ein nördliches (4n), zu unterscheiden.

4s (St. Anna) weist nur einen spärlichen Gehalt an Bleiglanz auf. Vereinzelt kommen kleinere Pyritisierungen vor.

4n enthält größere Barytlinsen und -schmitzen, die erzfrei sind. Einzig Bleiglanz tritt untergeordnet in schlauchiger, bändriger Verteilung im Nebengestein auf.

4.1.2. Vererzung und Liegendes

Das tiefer liegende Vorkommen von 2 (2u) liegt in einer Gneisschuppe am Kontakt zur Breccie. Eine größere, steil stehende Barytlinse verläuft in den Abraum. Durch das Fehlen jeglicher Schürfung an der Fortsetzung im Abraum aber darf angenommen werden, daß die Vererzung nicht in die Taspinitbreccie reicht.

ESCHER (1935) und STREIFF (1939) beschrieben ebenfalls keinerlei Anzeichen von einer Vererzung in der Breccie. Auch wurden keine Baryt- oder Erzsipuren in den Taspinitkomponenten der Breccie beschrieben.

4.1.3. Vererzung und Hangendes

Abgesehen von den aus dem Vorkommen 3b tektonisch eingeschleppten wenigen Bleiglanz- und Pyritbruchstücken ist der Kalk-Dolomit-Marmor völlig frei von Vererzungen. In der Rauhwaacke und im Quarzit konnten ebenfalls keine Erzanreicherungen festgestellt werden.

4.1.4. Vererzung und Klüftung

Im Taspinit, insbesondere bei der Lagerstätte 3a, treten scharf begrenzte Kluftflächen auf. Sie durchsetzen den Gneis diskordant mit etwa 20° NE-Streichen und 35°–45° W-Fallen. Es werden auch die Vererzungen verworfen, deren Erzinhalt – wie Bleiglanz, Fahlerz, Kupferkies und Bornit – auch auf den Klüften beobachtet werden. Uran-Erze und deren Umlagerungsderivate treten nie im Kluftinhalt auf. Das Fehlen jeder mechanischen Beanspruchung der Kluftmineralien und die diskordante Lage im Gestein zeigt, daß diese Kluftbildung jünger als die Vererzung und jünger als die letzten tektonischen Bewegungen ist.

4.2. Spezielle Untersuchungsmethoden

4.2.1. Mikroreflexionsmessungen

Um quantitative Angaben über das Reflexionsvermögen (RV) zu erhalten, wurden die Erze mit dem *Leitz-Mikroskop-Photometer* (MPV) gemessen. Als Standards dienten Pyrit (54,5% RV) aus Rio Marina und Zinkblende (17,8%) von Santander. Die Reflexionswerte entsprechen grünem Licht von $\lambda = 5300 \text{ \AA}$, mit einer Halbwertsbreite von 200 \AA . In Tabelle 4.2 sind die Reflexionswerte der gemessenen Erzminerale aufgeführt. Für pleochroitische Erze sind Extremwerte angegeben.

Tabelle 4.1.

Verteilung der in den Lagerstätten von Alp Taspegn auftretenden Erze

Mineral	Lagerstätte							
	1	2 u	o	3 a	b	c	4 s	n
Pyrit	★★★★	★★★	★★★	★★★	★★★★	★★	★★	★
Bleiglanz	★★★	★★★★	★★★★	★★★★	★★	★★	★	★★
Fahlerz	★★★	★★★	★★★	★★	★			★
Kupferkies	★★	★★★	★★★	★★	★			
Zinkblende	★			★	★★	★★★		★
Siegenit		★						
Zinnkies		★						
Pearceit-Polybasit	★	★						
Bornit	★	★★	★★	★	★			
Oxydations- und Cementationserze	★	★★	★★	★	★★	★	★	★
Argentit			★					

★★★★ = häufig, ★★★ = deutliche Mengen, ★★ = untergeordnet, ★ = selten.

4.2.2. Röntgenographische Untersuchungen

Pulveraufnahmen wurden dazu verwendet, die mikroskopische Diagnose der Erzminerale sicherzustellen. Gearbeitet wurde nach dem Guinier-Verfahren mit $\text{Fe}_{K\alpha}$ -Strahlung und einer De-Wolff-Kamera. Die Auswertung der d-Werte erfolgte nach der ASTM-Kartei und nach BERRY und THOMPSON (1962). Infolge der intensiven Verwachsung einiger Erze konnten meist nur Gemische röntgenographisch untersucht werden. Die auf diese Weise eindeutig bestimmten Erzminerale und Gangarten sind: *Bleiglanz*, *Tennantit*, β -*Zinkblende*, *Pyrit*, *Bornit*, *Kupferkies*, *Malachit*, *Azurit*, *Baryt*, *Fe-haltiger Dolomit* (Ankerit) und *Calcit*.

4.2.3. Analysen mit der Elektronenmikrosonde

Die autoradiographisch (Fig. 3.1) ermittelten radioaktiven Zonen und einige erzmikroskopisch interessante Erscheinungen wurden genaueren Untersuchungen mit der Elektronenmikrosonde unterzogen. Die Analysen wurden auf einer ARL, Typ EMX-Elektronenmikrosonde, durchgeführt. Um höchste flächenmäßige Auflösung zu erreichen, wurde beim kleinstmöglichen Strahlendurchmesser von $\sim 1 \mu$ gearbeitet, bei einer Beschleunigungsspannung von 25 KV. Für Profile und semiquantitative Arbeiten wurden Korrekturen angebracht für Untergrund, Drift und in einigen Fällen auch für die Totzeit der Apparatur. Bei mehr als 10000 Impulsen, aber ohne Matrixkorrektur, kann eine Genauigkeit besser als $\pm 10\%$ angenommen werden. In speziellen Fällen wurden quantitative Resultate ermittelt, die nach einem Computerprogramm von FRAZER, FITZGERALD and REID (1966) errechnet wurden; dabei kann eine Reproduzierbarkeit von $\pm 2\%$ (Gew.%) erreicht werden.

4.3. Beschreibung der Erze und der Gangarten

4.3.1. Die Erzminerale

Pyrit:

Der Pyrit tritt in zwei Arten auf:

1. Im silifizierten Nebengestein kommt Pyrit in meist idiomorpher Ausbildung (Rhombendodekaeder) bis zu einer Größe von 5 mm vor. Mit zunehmender mechanischer Beanspruchung werden diese zerkleinert (0,01–0,5 mm) und verteilen sich in Schwärmen in einer kataklastischen Matrix von Quarz, Figuren 4.3 und 4.4. Die Pyrite sind meist frei von Einschlüssen. Größere Individuen können von der Gangart, häufig Quarz, buchtig-lappig korrodiert werden, Fig. 4.5. An der Oberfläche wird das feine Pyritmaterial von der Verwitterung angegriffen und bildet eine braune, gelartige Kruste, die aus rhythmischen Fällungen von Lepidokrokit und Goethit um die einzelnen Trümmer besteht.
2. In den Pb-Zn-Ag-Vererzungen ist der Pyrit eines der häufigst auftretenden Erze. Seine Korngröße schwankt beträchtlich je nach Kataklastik und Stadium der Verdrängung. Dieser Pyrit weist oft Einschlüsse von Bleiglanz, Fahlerz und Bornit auf, die einerseits als primäre Einschlüsse, andererseits als Verdrängung gedeutet werden können. Manchmal wird ein idioblastisches Pyrit-Gefüge beobachtet, das als Rekristallit aufgefaßt werden kann. Die einzelnen Individuen verzahnen sich, Figur 4.6. Zuweilen treten Kataklastespuren am Pyrit auf, die sich randlich, in Form von konzentrischen Rissen, äußern. Die vorhandenen Bleiglanzeinschlüsse zeigen jedoch keine Anzeichen von Kataklastik, Figur 4.7.

Bleiglanz:

Der Bleiglanz ist extensiv und intensiv das verbreitetste Erz in den Lagerstätten auf Taspegn. Durch mechanische Beanspruchung finden sich deformierte Gebilde, die Kataklastik vortäuschen, Figur 4.8. Anhand der Verwachsung kann Bleiglanz als Verdränger von Pyrit und Zinkblende angesehen werden. Er selbst wird von Covellin, Neodigenit, Anglesit und Cerussit, vorwiegend entlang Spaltenrissen und an Korngrenzen, verdrängt. Oft sind rhythmische Fällungen zu beobachten.

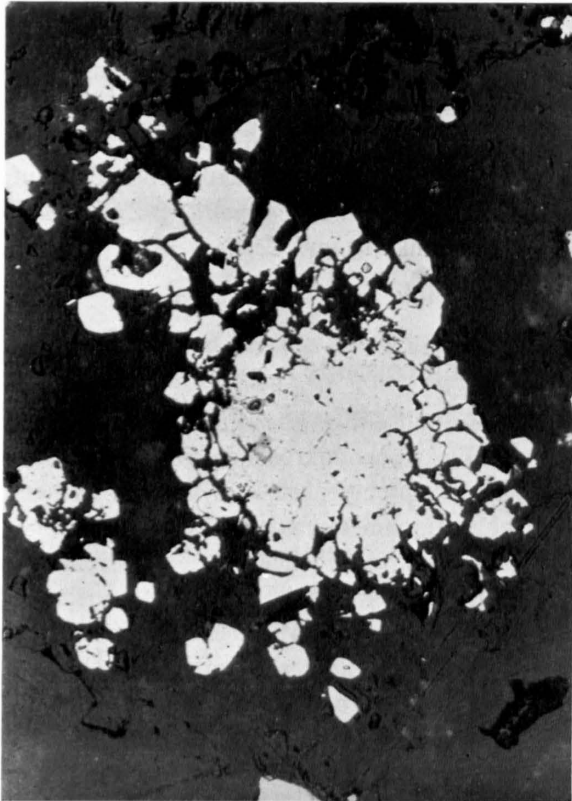


Fig. 4.3. Pyritindividuum (weiß) durch mechanische Beanspruchung wirbelartig zerbrochen. Anschliff, 160fach, Lagerstätte 3b.

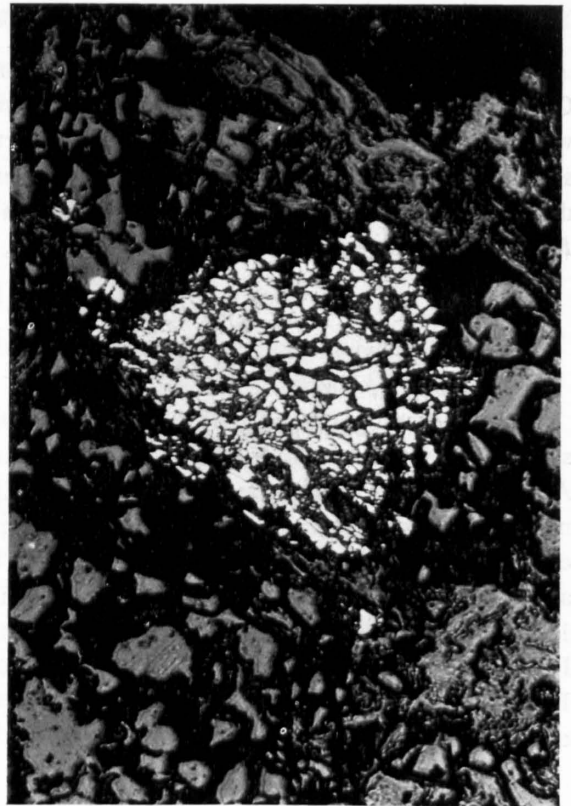


Fig. 4.4. Schwarm von Pyritbruchstücken (weiß) im kataklastischen Quarz (grau) läßt das frühere Pyritkorn erkennen. Anschliff, 200fach, Lagerstätte 3b.



Fig. 4.5. Buchtig-lappig resorbierter Pyrit (schwarz). Nebengestein: Quarz, Karbonat (weiß bis hellgrau). Dünnschliff, 64fach, Lagerstätte 1.

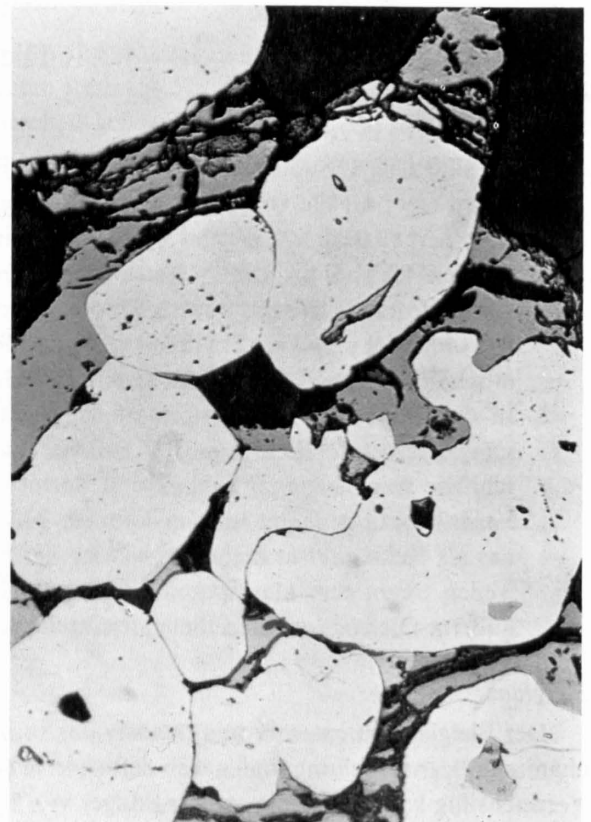


Fig. 4.6. Panidioblastisch-granoblastisches Gefüge von Pyrit (weiß), mit Einschlüssen von Fahlerz (hellgrau) und Bleiglanz. Anschliff, 160fach, Lagerstätte 1.



Fig. 4.7. Randlich kataklastisches Pyritkorn (weiß) mit Einschlüssen von Bleiglanz (hellgrau). Anschliff, 160fach, Lagerstätte 3b.



Fig. 4.8. Deformierter «striemiger» Bleiglanz (weiß) in einem stark beanspruchten Nebengestein. Quarz (dunkel). Anschliff, 160fach, Lagerstätte 2u.

Als eine Besonderheit konnte unter dem Mikroskop ein etwas weicherer, leicht dunklerer Saum um ein Bleiglanz Korn festgestellt werden (Fig. 4.9). Wie Mikrosonde-Untersuchungen zeigen, SOMMERHAUER (1970), wechselt der Chemismus innerhalb des Saumes sehr stark, wobei nur Pb, Ag, S und Cu in größeren Mengen nachzuweisen sind. In Figur 4.10 sind deutlich einzelne konzentrische Lagen des Saumes erkenntlich dargestellt durch die variierenden Konzentrationen der enthaltenen Kationen. Mikrosonden-Profile von Pb, Ag und Cu zeigen, daß ein Ersatz von Pb und Ag durch Cu möglich ist, wobei Cu-Gehalte bis zu 30 Gew. % erreicht werden können.

An Partien mit den höchsten Ag-Werten und ohne nachweisbare Mengen an Cu kann folgende Zusammensetzung gefunden werden:

Ag	12,2 Gew. %
Pb	72 Gew. %
S	14,5 Gew. %
Σ	98,7 Gew. %

Da in wesentlichen Mengen kein weiteres Element mehr erwartet werden kann, resultiert daraus entweder ein Erzmineral aus diesen Komponenten, oder es müssen zwei oder mehrere Phasen existieren.

Der erste Fall kann mit großer Wahrscheinlichkeit ausgeschlossen werden, da im Pb-Ag-S-System keine Phase dieser Zusammensetzung gefunden wurde, vgl. FLEISCHER (1955). Nach Untersuchungen von VAN HOOK (1960) kann Bleiglanz nur bis 0,4 Mol % Ag_2S aufnehmen. Das Fehlen von Bi, Sb und As (unter 0,1 Gew. %) schließt das Vorhandensein von Sulfosalzen aus, vgl. NOWACKI (1969).

In Übereinstimmung mit der chemischen Zusammensetzung sind aber möglicherweise Bleiglanz und Argentit anwesend.



Fig. 4.9. Bleiglanzrelikt (weiß), pseudomorph durch Argentit und Covellin verdrängt (hellgrau). Anschliff, 200fach, mit Be bedampft. Lagerstätte 2.



Fig. 4.10.1. Verteilung von Pb.

Fig. 4.10. Elektronenmikrosonde-Aufnahme: Verteilung von $Pb_{M\alpha}$, $Ag_{L\alpha}$ und $Cu_{L\alpha}$ im Bleiglanz und dessen Rand von Fig. 4.9. 25 KV, etwa 200fach. Lagerstätte 2.

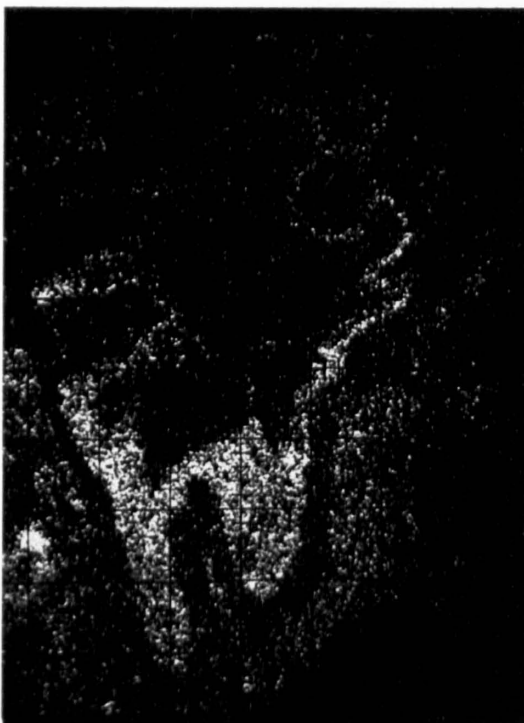


Fig. 4.10.2. Verteilung von Ag.



Fig. 4.10.3. Verteilung von Cu.

Aus diesen Beobachtungen dürfte der Schluß naheliegen, daß der Saum um das Bleiglanz Korn sich aus feinschichtigen Lagen von Argentit, PbS-Relikten und einem einfachen Cu-Sulfid (Neodigenit oder Covellin) zusammensetzt, eine Erscheinung, die als deszendente Fällung aufgefaßt werden kann.

Fahlerz:

Das Fahlerz konnte röntgenographisch als Tennantit bestimmt werden und Untersuchungen mit der Elektronenmikrosonde ergaben die folgende Zusammensetzung (semiquantitativ):

Sb	18 Gew. %
As	9 Gew. %
Cu	35 Gew. %
Zn	8 Gew. %
Ag	3 Gew. %
Fe	1 Gew. %
Bi	< 1 Gew. %
S	23 Gew. %
Σ	98 Gew. %

Aus den erhaltenen Mol-Verhältnissen kann folgende Annäherungsformel hergeleitet werden:

$(\text{Cu, Ag})_{10}(\text{Zn, Fe})_2(\text{Sb, As})_4\text{S}_{13}$ wobei: $\text{Cu}:\text{Ag} = 9:1$ und $\text{Sb}:\text{As} = 1:1$.

Die ermittelte Formel entspricht einer Mischung aus Tennantit und Tetraedrit. Abgesehen von einem leicht erhöhten Gehalt an Fe im Innern, ist das Fahlerz homogen.

Zinkblende:

Die Zinkblende kommt nur in einer Fe-armen Varietät vor. Der Fe-Gehalt beträgt 0,3 Gew. %. Der Fe-Anteil in der Blende ist homogen verteilt. Die Blende enthält häufig Pyriteinschlüsse, die oft idiomorph ausgebildet sind. Die Mehrzahl der Pyritkristalle bildet stengelige bis nadelige Aggregate, die parallel der Zinkblendespaltbarkeit (110) eingelagert sind (Fig. 4.11). Die Blende sowie die Pyriteinschlüsse sind frei von Deformationserscheinungen.

Siegenit:

Für das der Linneitgruppe angehörende Mineral konnte mit der Mikrosonde folgende Zusammensetzung gefunden werden:

Co	24 Gew. %	} 3 Mol
Ni	35 Gew. %	
S	41 Gew. %	} 4 Mol
Σ	100 Gew. %	

Das Mol-Verhältnis entspricht demjenigen eines Siegenits $(\text{Co, Ni})_3\text{S}_4$.

Idiomorph, in Form von Oktaedern, kommt der Siegenit mit einem Saum von Bleiglanz im Bornit eingelagert vor (Fig. 4.12).

Zinnkies:

Als Einschuß im Bornit (Fig. 4.13) wurde ein Korn mit den optischen Daten von Enargit (ähnlich Zinnkies) bestimmt. Aus der mit der Mikrosonde gefundenen chemischen Zusammensetzung,

Sn	12 Gew. %
Cu	41 Gew. %
Fe	16 Gew. %
S	30 Gew. %
Σ	99 Gew. %

kann die Formel für Hexastannit (RAMDOHR, 1960, S. 515) angenähert werden: $\text{Cu}_4\text{Fe}_{3,7}\text{Sn}_{0,6}\text{S}_6$ (nach Ramdohr $\text{Cu}_3\text{Fe}_2\text{SnS}_6$). Mögliche Abweichungen der gemessenen Werte gegenüber der formelmäßigen Zusam-



Fig. 4.11. Zinkblende (dunkelgrau) mit Entmischungen von Pyrit // (110). Anschliff, 750fach in Öl, Lagerstätte 3c.

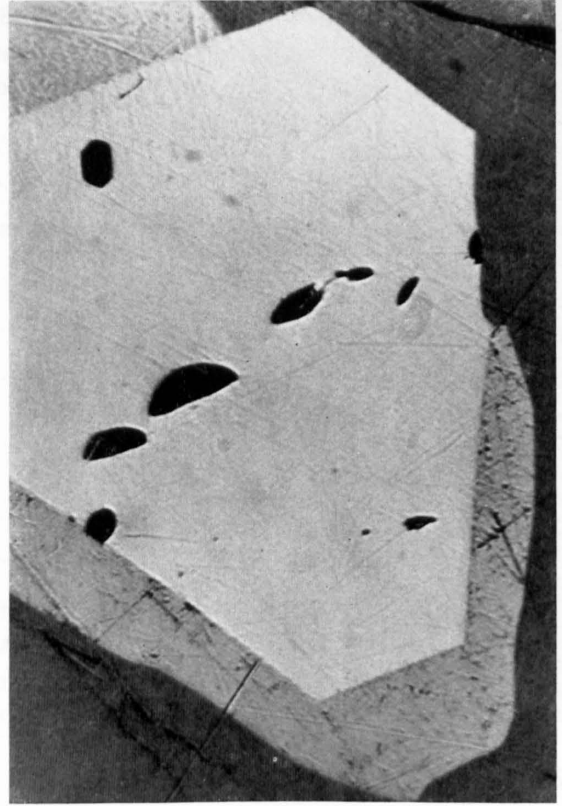


Fig. 4.12. Siegenit-Oktaeder (weiß), umgeben von PbS-Saum (hellgrau), beide sind im Bornit (grau) eingelagert. Anschliff, 600fach in Öl, Lagerstätte 2u.



Fig. 4.13. Zinnkies (hellgrau/grau) im Bornit (dunkelgrau). Anschliff, 600fach in Öl, + $\frac{1}{2}$ N, Lagerstätte 2u.

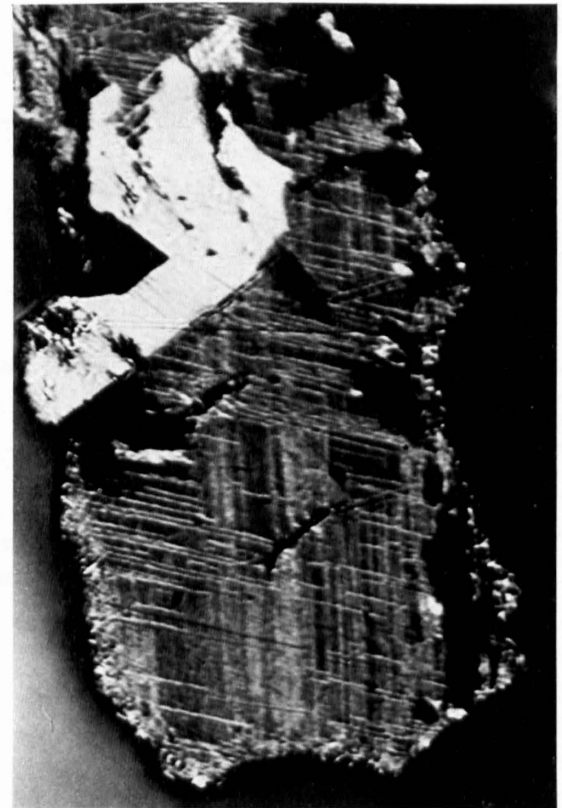


Fig. 4.15. Bornitkorn (grau) mit spindeligen Entmischungen von Kupferkies // (111). Pyrit (weiß). Anschliff, 200fach + $\frac{1}{2}$ N, Lagerstätte 2o.

mensetzung sind entweder auf Absorptionseffekte (semiquantitative Messung) oder auf chemische Unterschiede durch Ersatz von Cu durch Fe zurückzuführen, vgl. FRUEH (1950).

Polybasit-Pearceit:

Unter dem Erzmikroskop konnte bei etwa 700facher Vergrößerung in Ölimmersion ein schwach anisotropes Erz als Saum um verschiedene Fahlerzindividuen und zwischen Fahlerz und Bornit beobachtet werden. Die radiale Ausdehnung der Säume ist nur selten größer als $10\ \mu$ (Fig. 4.14). Da röntgenographische Pulveraufnahmen nicht ausgeführt werden konnten, wurden zur Verifizierung quantitative Punktmessungen mit der Elektronenmikrosonde ausgeführt, SOMMERHAUER (1970): (Für zwei verschiedene Proben.)

1. Ag	75,1 Gew. %
Sb	5,3 Gew. %
As	3,8 Gew. %
S	15,9 Gew. %
Cu	4,0 Gew. %
Bi	0,5 Gew. %
Σ	104,6 Gew. %

2. Ag	62,9 Gew. %
Sb	1,2 Gew. %
As	5,9 Gew. %
S	16,4 Gew. %
Cu	13,8 Gew. %
Bi	0,6 Gew. %
Σ	100,8 Gew. %

Zn und Pb konnten nicht nachgewiesen werden, der Fe-Gehalt lag in beiden Fällen unter 500 ppm. Aus diesen Daten lassen sich folgende Bruttoformeln ableiten:

- (1) $(\text{Ag, Cu})_{17,1}(\text{As, Sb, Bi})_{1,9}\text{S}_{11}$ mit Ag:Cu = 11,1:1
Sb:As = 1:1,15
- (2) $(\text{Ag, Cu})_{17,28}(\text{As, Sb, Bi})_{1,63}\text{S}_{11}$ mit Ag:Cu = 2,15:1
Sb:As = 1:6,8

Die nahe Verwandtschaft mit Sulfosalzen ist offensichtlich. Die allgemeine Formel für die Mischreihe von Pearceit und Polybasit $(\text{Ag, Cu})_{16}(\text{As, Sb})_2\text{S}_{11}$ ist angenähert erfüllt, NOWACKI (1969), FRONDEL (1963). Je nach der Umgebung und Angebot an Cu und Ag scheinen sich diese beiden Elemente in recht hohem Maße zu ersetzen. In den Pearceit-Polybasit-Säumen sind häufig Bleiglanz und Quarz eingeschlossen.

Kupferkies:

Der Kupferkies ist verbreitet. Häufig kommt er als aktiver Verdränger von Pyrit und Bornit vor. Oft sind Kataklassespuren bei starker Verformung durch Rekristallisation wieder verwischt.

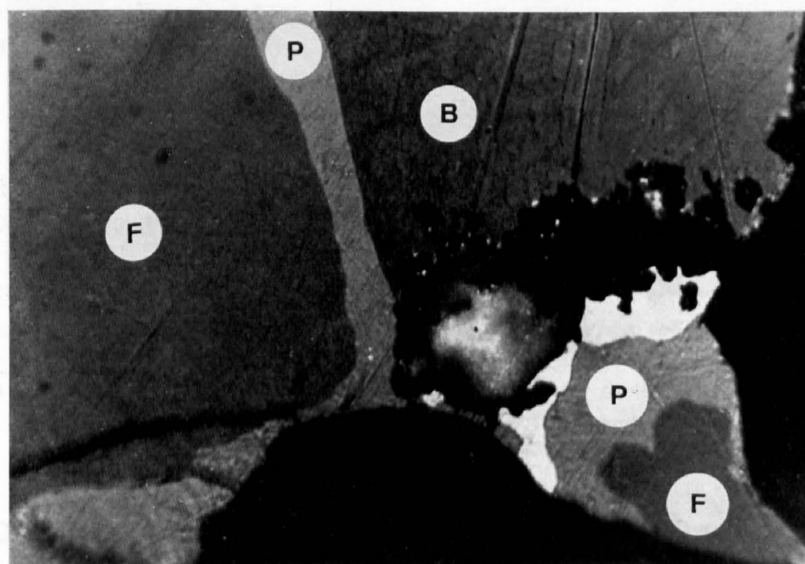


Fig. 4.14. Polybasit-Pearceit-Saum (P) um Fahlerz (F) und Bornit (B). Kupferkies (weiß). Anschliff, 600fach in Öl, Lagerstätte 2.

Bornit:

In derber Ausbildung zeigt er selten oder keinerlei mechanische Beanspruchung. Aszendent verdrängt Neodigenit und Covellin myrmekitisch Bornit. Spindelige Entmischungen von Kupferkies parallel (111) sind häufige Erscheinungen (Fig. 4.15). Oft werden tropfenförmige Einschlüsse von Bleiglanz beobachtet.

Kubischer Kupferglanz; Neodigenit:

Der Kupferglanz tritt nur cementativ auf. Als deszendenter Verdränger von Bleiglanz, Kupferkies, Fahlerz und Bornit ist er verbreitet.

Covellin:

Ebenfalls cementativ kommt Covellin in Säumen um Bleiglanz, Fahlerz, Bornit und Kupferkies vor. Da, wo Fahlerz und Bleiglanz aneinander grenzen, ist er recht häufig und weist zuweilen einen geringen Ag-Gehalt auf. Meist sind es rhythmische Fällungen aus Gemischen von Covellin, Kupferglanz und Cerussit, die an den unedleren Erzen ausgeschieden werden.

Cerussit:

Cerussit entsteht als häufigstes Verwitterungsprodukt des Bleiglanzes. Oft tritt *Anglesit* hinzu, der aber gegenüber Cerussit zurücktritt. Ist der Bleiglanz mit Kupfererzen verwachsen, so lagert sich nicht selten das herausgelöste Cu in Form von Covellinflittchen im Cerussit ab.

Lepidokrokit und Goethit:

Als Verwitterungsprodukt werden oft Fällungen von Brauneisen (Lepidokrokit und Goethit) um Pyritkörner und Kupferkies angetroffen. Idiomorphe Pyrite werden zuweilen pseudomorph verdrängt, zuerst von Lepidokrokit, der sich anschließend in Goethit umwandelt.

Malachit und Azurit:

Diese beiden Oxydationsminerale sind stete Begleiter der Kupfererzparagenese. Sie treten am Ausbiß von Erzkörpern, sobald Karbonate beobachtet werden, in Erscheinung. Der Malachit ist weitaus häufiger. Nicht selten ist er dispers in Barytlinsen verteilt, so daß diese eine leicht grünliche Farbe annehmen.

«Uranmineralisation» (Lagerstätte 3b, oberer Boden):

Uran sammelt sich in Zwickeln von größeren Quarzen und entlang von Schieferungsflächen, im Serizit an. Unter dem Erzmikroskop konnte keine Pechblende festgestellt werden. Erst mit der Elektronenmikrosonde ließ sich Uran undeutlich an Korngrenzen verfolgen. Es kann intergranular, zwischen Zinkblende- und Quarzkörnern, in etwa 10 µ-großen Bereichen, lokalisiert werden. An Partien mit erhöhten Urankonzentrationen (vgl. Fig. 3.1) sind Teile des Gesteinsmaterials herausgelöst oder herausgebrochen. Es ist anzunehmen, daß das Uran als leichtlösliche Verbindung in kolloidaler Form auftritt. Qualitative Prüfungen mit der Elektronenmikrosonde zeigen, daß Uranverbindungen als Phosphate, Silikate, Vanadate und Sulfate auszuschließen sind. Denkbar wäre, daß Uran als Uranyl entweder Karbonatkomplexe bildet oder, bei Anwesenheit von Eisensulfiden, adsorptiv an Eisenhydroxyde gebunden vorkommt (vgl. auch MCKELVEY et al., 1955, S. 471).

4.3.2. Gangarten (Baryt, Quarz und Ankerit)

Neben Quarz herrscht vor allem der Baryt vor, der Ankerit tritt dagegen zurück. Quarz und Ankerit wurden bereits in Kapitel 1.2.4 behandelt.

Baryt:

Diese überaus verbreitete Gangart kommt vorwiegend in körnigen Massen vor. Das Gefüge ist granoblastisch. Vereinzelt treten in Zwickeln Quarzfällungen und untergeordnet Calcit auf. In den jungen Kluftfüllungen kommt der Baryt zuweilen in blättrigen und rosettenartigen Gebilden vor.

4.4 Verwachsung der Erze

4.4.1. Erzreiche Stufen

Zinkblende und Bleiglanz sind eng miteinander verwachsen. Die Blende ist in runden Körnern dem Bleiglanz eingelagert, der an manchen Stellen diese buchtig-lappig verdrängt. Die Ätzung von Blendeagglomeraten zeigt, daß sie aus einem Mosaik kleiner Körner bestehen, die aus größeren Individuen durch Kataklase entstanden und dann rekristallisiert sind. Oftmals werden idiomorphe bis wenig zerbrochene Pyritkristalle von der Blende-Bleiglanz-Masse eingeschlossen.

Unregelmäßige Verwachsung von Kupferkies, Fahlerz, Bornit und cementativen Kupfererzen kennzeichnen kupfererzreiche Stufen. Es läßt sich aus den verwirrenden Verdrängungs- und Entmischungsbildern oft keine Ausscheidungsfolge herleiten.

Die häufigst auftretenden an Bleiglanz reichen Vorkommen weisen meist eine einfache Verwachsungsart auf. Als eines der jüngst ausgeschiedenen Erze schließt der Bleiglanz immer die älteren Pyrite, Kupferkiese, Bornite und Fahlerze ein. Die bis in den mikroskopischen Bereich reichende, intensive Verwachsung mit dem Aghaltigen Fahlerz bewirkt, daß Bleiglanz naßchemisch nie rein dargestellt werden kann. ESCHER (1935) ermittelte Gehalte von 0,22–0,23 Gew. % Ag. Mittels Kolorimetrie und Atomabsorption wurden 0,05 Gew. % Ag bestimmt. Untersuchungen mit der Elektronenmikrosonde wiesen dagegen auf Gehalte < 100 ppm, bei einem Anregungsvolumen von etwa $10 \mu^3$. In diesem Größenbereich ist der Bleiglanz demnach frei von Fahlerzeinschlüssen.

4.4.2. Verwachsung der Erze mit Gangart und Nebengestein

Die Erze pflegen unmittelbar angrenzend an die Barytgebilde, im Taspinit eingesprengt, aufzutreten. Sie kommen intergranular in derber Ausbildung vor; oder sie imprägnieren das Nebengestein, Figur 4.16.

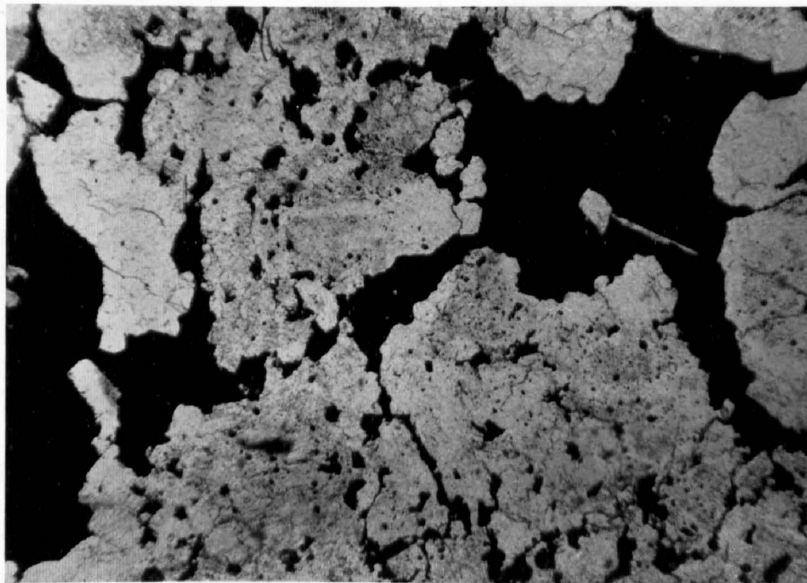


Fig. 4.16. Die Verteilung der Erze (schwarz) im Nebengestein (Taspinit) zeigt den imprägnativen Charakter. Dünnschliff, 64fach, Lagerstätte 3a.

4.5 Verteilung der Erze

Abgesehen von der Lagerstätte 3b, oberer Boden, und 3c, verteilen sich die gefundenen Erze recht einheitlich auf die verschiedenen Vorkommen. In Tabelle 4.1 ist die Verteilung der wichtigsten Erze aufgestellt (Abschätzung).

Tabelle 4.2.

Reflexionsvermögen (RV) der Erze (in Luft, Filter $5300 \pm 100 \text{ \AA}$) und zusätzliche Daten von Elektronenmikrosondenanalysen

Erz	RV%	Analysen mit der Elektronenmikrosonde
Pyrit	52–56	As-Gehalt < 0,1 Gew. %
Linneit-Gruppe	45–47	(Co, Ni) ₃ S ₄
Kupferkies	43–45	–
Bleiglanz	42–46	Ag-Gehalt < 100 ppm
Polybasit-Pearceit	33–34,5	(Ag, Cu) ₁₇ (As, Sb, Bi) _{1,6–1,9} S ₁₁
Tennantit	31–32,5	(Cu, Ag) ₁₀ (Zn, Fe) ₂ (Sb, As) ₄ S ₁₃
Argentit	~ PbS	3 Phasen: Argentit + Bleiglanz + Cu-Erz
Zinnkies	27,5–28	Cu ₄ Fe _{3,7} Sn _{0,6} S ₆
Neodigenit	23–24	–
Bornit	22–22,5	–
Rutil	21–22	–
Lepidokrokit	19–22	–
Zinkblende	17–18	Fe-Gehalt: 0,3 Gew. %
Goethit	15–17	–
Cerussit	11–12,5	–
Anglesit	8–10	–
Covellin	8–20	Ag-haltig
Malachit	–	–
Azurit	–	–

4.6 Ausscheidungsfolge

Die Verwachsungserscheinungen, Verdrängungen und Entmischungen können bedingt Aufschluß geben über die Ausscheidungsfolge der Erze. Die komplexen Verwachsungsarten der Vererzungen auf Taspegn, besonders die bei tiefen Temperaturen leicht reaktivierbaren Erze, erschweren eine Aussage. Die einzelnen unter dem Mikroskop beobachteten Teilausscheidungen aller Lagerstätten sind in Figur 4.17 zu einer vollständigen Reihe zusammengefaßt.

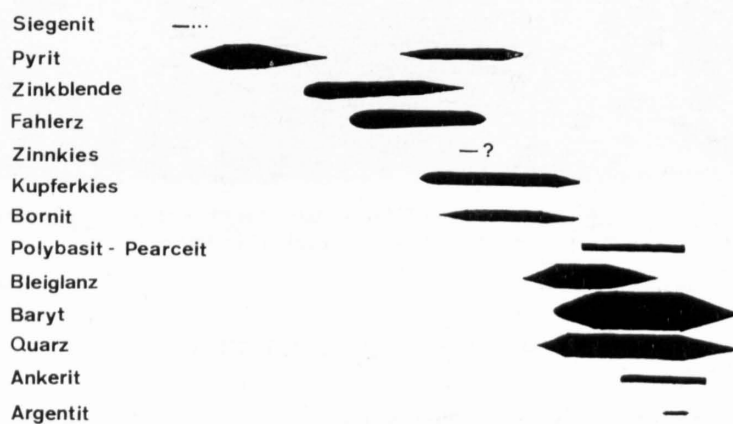


Fig. 4.17. Ausscheidungsfolge der Erze von Alp Taspegn.

4.7. Geothermometrie: Siegenit und Zinkblende

Von besonderer Wichtigkeit für die Deutung der Paragenese und deren Genese ist die Bestimmung der Ausscheidungstemperatur. Das Auftreten von Siegenit und entmischter Zinkblende kann zur Lösung dieses Problems beitragen.

4.7.1. CoS_2 - NiS_2 - FeS_2

Die Temperaturabhängigkeit der Mischkristallbildung dieses Systems soll hier zu einer oberen Temperaturangabe verwendet werden. Nach KLEMM (1962) ist nämlich weitgehende Mischbarkeit über 500°C zu erwarten, unter 400°C tritt eine Mischungslücke auf, die bis auf kleine Mischungsfelder bei den Endgliedern den ganzen Bereich des Dreieckdiagramms einnimmt, Figur 4.18.

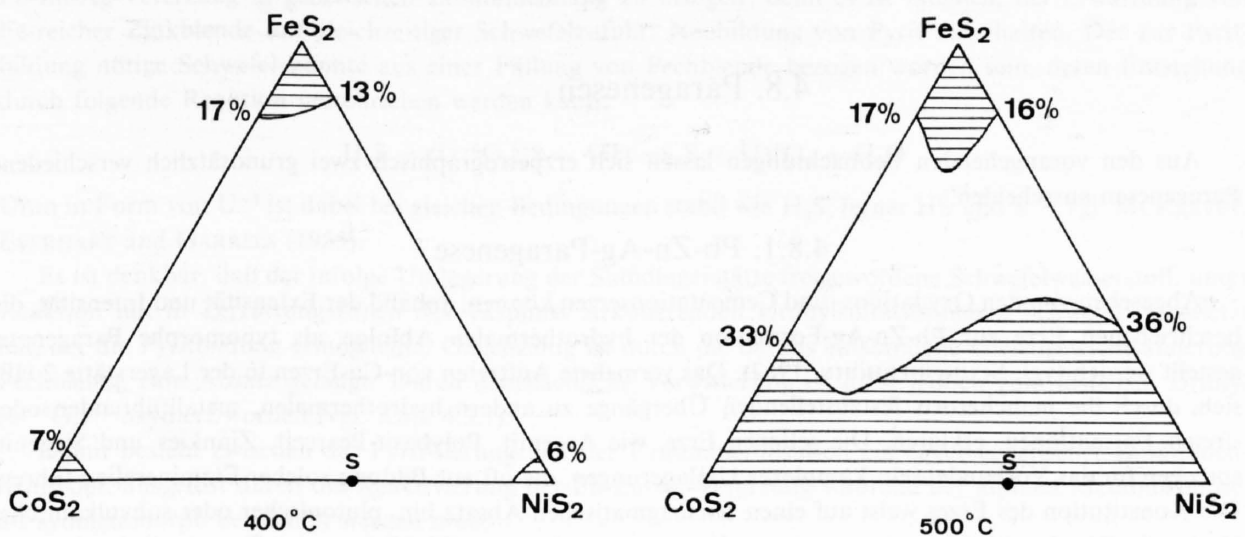


Fig. 4.18. Phasendiagramm von CoS_2 - NiS_2 - FeS_2 .

Links: Die max. Mischungsfelder bei 400°C . Rechts: Mischungsfelder bei 500°C , nach KLEMM (1962).
S = Analysenpunkt des Siegenits.

Der mit der Elektronenmikrosonde analysierte Siegenit ist einschlußfrei. Ni und Co sind homogen verteilt. Die auf die Komponenten der Dreiecksdarstellung umgerechneten Werte von Co und Ni sind:

$$\begin{array}{ll} \text{CoS}_2 = & 40,4 \text{ Mol}\% \\ \text{NiS}_2 = & 59,6 \text{ Mol}\% \\ \hline \Sigma & = 100,0 \text{ Mol}\% \end{array} \quad \text{Siegenit enthält kein FeS}_2.$$

Figur 4.18 zeigt, daß der analysierte Siegenit bei Temperaturen $> 400^\circ\text{C}$ gebildet worden sein muß. Vergleicht man dieses Resultat mit der Ausscheidungsreihe in Figur 4.17, so kann für den erstausgeschiedenen Siegenit in den Vererzungen auf Taspegn eine Tiefsttemperatur um 400°C angenommen werden. Alle anderen Erze wären demnach unterhalb dieser Temperatur gebildet worden.

4.7.2. FeS - ZnS -S

Die in der Zinkblende enthaltenen Einschlüsse von Pyrit (Kap. 4.3.1), die nach Form und Auftreten als Entmischungen zu deuten sind (Fig. 4.11), weisen auf eine ehemals Fe-reichere Blende hin, deren Fe, infolge Änderung des Gleichgewichtes, entmischt wurde. Unter der Voraussetzung, daß der gesamte Fe-Gehalt im Zinkblende-Verband verblieben ist und kein weiteres Fe hinzugefügt wurde, kann der ursprüngliche Gehalt an Eisen, der zur Pyritbildung in der Zinkblende verwendet wurde, einigermaßen abgeschätzt werden. Der so ermittelte FeS-Gehalt würde etwa 3–6 Mol% FeS entsprechen.

In Anlehnung an das FeS-ZnS-S-Gleichgewichtsdiagramm von EINAUDI (1968) wurde versucht, die Pyrit-entmischung zu deuten. Im Gegensatz zu KULLERUD (1953) fand Einaudi, daß mit fallender Temperatur im Temperaturbereich $\sim 700\text{ }^{\circ}\text{C}$ bis $300\text{ }^{\circ}\text{C}$ die Löslichkeit von FeS der Zinkblende zunimmt (16 Mol% FeS bei $700\text{ }^{\circ}\text{C}$ und 26 Mol% FeS bei $300\text{ }^{\circ}\text{C}$). Um hierbei eine Temperaturaussage machen zu können, muß ein Gleichgewicht zwischen Zinkblende, Magnetkies und Pyrit herrschen. Die analysierte Blende jedoch steht weder mit diesen zwei Phasen noch mit gelöstem Schwefel im Gleichgewicht, so daß eine Temperaturangabe verunmöglicht wird. Da einfache Ausscheidung durch Abkühlung nicht zu Pyritentmischung führt, kann diese nur durch eine spätere Temperaturerhöhung erklärt werden.

Da sich nur Pyrit und nicht FeS bzw. FeS_2 und FeS gebildet hat, muß eine gleichzeitige Schwefelzufuhr stattgefunden haben. Es wäre denkbar, daß solche Zufuhren bei einer Umlagerung der Vererzung, z. B. während der alpinen Metamorphose, stattgefunden haben, vgl. Kapitel 4.9.1.

4.8. Paragenesen

Aus den vorangehenden Beobachtungen lassen sich erzpetrographisch zwei grundsätzlich verschiedene Paragenesen ausscheiden.

4.8.1. Pb-Zn-Ag-Paragenese

Abgesehen von den Oxydations- und Cementationserzen können, anhand der Extensität und Intensität, die beschriebenen Erze zur Pb-Zn-Ag-Formation der hydrothermalen Abfolge, als typomorphe Paragenese, gestellt werden (vgl. SCHNEIDERHÖHN, 1962). Das vermehrte Auftreten von Cu-Erzen in der Lagerstätte 2 läßt sich, durch die mancherorts festzustellenden Übergänge zu andern hydrothermalen, metallführenden oder -freien Formationen, erklären. Die seltenen Erze, wie Argentit, Polybasit-Pearceit, Zinnkies und Siegenit, sprechen für das Vorhandensein komplexer Umlagerungen, die oft zur Bildung solcher Erzminerale führen. Die Konstitution des Erzes weist auf einen telemagmatischen Absatz hin, plutonischer oder subvulkanischer Herkunft. Die Ausscheidungstemperaturen liegen um und unter $400\text{ }^{\circ}\text{C}$ (aus der Temperaturbestimmung des Siegenits, der als älteste Ausscheidung in dieser Paragenese angesehen werden muß). Die Erze sind daher meso- bis epithermal gebildet worden. Die gegenüber den Erzen vorherrschende Gangart entspricht epithermalen Bildungen.

4.8.2. Pyritisierung mit Urananreicherung

Die allgemein im Taspinit auftretende Pyritimprägation dürfte im Zusammenhang mit einer Uranmineralisation stehen, die jedoch nur lokal bei der Lagerstätte 3b, oberer Boden, in Erscheinung tritt. Selten kann äußerst feinkörnige Zinkblende in einem Gemisch von Pyrit und Quarz beobachtet werden. Die Pyritisierung ist immer begleitet von einer Silifizierung des Gesteins, welches weitgehend mylonitisiert erscheint.

4.9. Genetische Betrachtungen

4.9.1. Vererzung und Metamorphose

Pb-Zn-Ag-Vererzung:

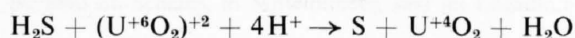
Die Paragenese hält sich an ein ausgewaltes System von Barytlinsen, die infolge einer intensiven Durchbewegung dem Taspinit konkordant eingelagert sind. Der Taspinit ist (vgl. Kap. 1.2.7) von der alpinen Metamorphose in Grünschieferfazies überprägt worden. Die Vererzungen passen sich den alpinen Strukturen an. Der Baryt ist vollständig rekristallisiert. Die Erze zeigen z. T. Kataklyse (Pyrit, Fahlerz), sind aber größtenteils deformiert und rekristallisiert (Bleiglanz, Kupferkies, Zinkblende). Je nach Plastizität imprägnieren sie das Nebengestein (Fig. 4.16). Die einschlußreichen Pyrit-Porphyroblasten können als alpine Neubildung angesehen werden. Nach GILL (1969, 1970) zeigen Pyrit, Zinkblende und Kupferkies erst bei (p, T)-Bedingungen

der tieferen Grünschieferfazies plastisches Verhalten und Rekristallisationserscheinungen. Offenbar hat die Pb-Zn-Ag-Vererzung von Taspegn diesen Grad der Metamorphose erreicht.

Metamorphose bei tieferen Temperaturen liefert meist mineralreichere Paragenesen im Vergleich zur Ausgangsparagenese, als Folge der Bildung hydratisierter Verbindungen und nur geringer Mischkristallbildung. Im Falle der Pb-Zn-Ag-Vererzung im Taspinit, die im Vergleich zu anderen Vorkommen mineralreicher ist, kann angenommen werden, daß im Zuge der alpinen Metamorphose die primäre Pb-Zn-Ag-Paragenese umgelagert wurde.

Pyritisierung:

Ebenso wie bei der Pb-Zn-Ag-Vererzung kann bei den Pyritanreicherungen Deformation festgestellt werden. Die Beobachtung allein erlaubt noch keine sichere Aussage über das Altersverhältnis der Pyritisierung gegenüber der alpinen Metamorphose. Hingegen ist es denkbar, die Pyritisierung mit der Umlagerung der Pb-Zn-Ag-Vererzung in genetischen Zusammenhang zu bringen; denn es ist möglich, bei Erwärmung von Fe-reicher Zinkblende mit gleichzeitiger Schwefelzufuhr, Neubildung von Pyrit zu erhalten. Der zur Pyritbildung nötige Schwefel könnte aus einer Fällung von Pechblende bezogen worden sein, deren Entstehung durch folgende Reaktion umschrieben werden kann:



Uran in Form von U^{+4} ist dabei bei gleichen Bedingungen stabil wie H_2S , ferner HS und S^{-2} , vgl. MCKLEVEY, EVERHART and GARRELS (1955).

Es ist denkbar, daß der infolge Umlagerung der Sulfidlagerstätte freigewordene Schwefelwasserstoff, unter Reaktion mit in Zerrüttungszonen des Taspinites zirkulierenden Uranylsulfatlösungen, Schwefel freigesetzt hat, der die Pyritbildung ermöglichte. Gleichzeitig ist durch die daraus entstandene Gleichgewichtsänderung Pechblende zum Absatz gelangt. Durch oberflächliche Verwitterung ist diese jedoch zum löslichen Uranyl $(\text{U}^{+6}\text{O}_2)^{+2}$ oxydiert worden (vgl. Kap. 4.3.1).

Damit besteht zwischen der Pyritisierung und der Uranmineralisation ein enger genetischer Zusammenhang, der, ausgelöst durch die Reaktivierung der Pb-Zn-Ag-Vererzung während der alpinen Metamorphose, als synmetamorph betrachtet werden muß.

4.9.2. Zur Altersfrage der Pb-Zn-Ag-Vererzung

Die vorangehenden Betrachtungen lassen den Schluß zu, daß die Vererzung offensichtlich präalpin entstanden ist.

Da keine Anzeichen von Vererzungen in den Taspinitkomponenten der Taspinitbreccie, die dem Dogger zugeordnet wird (STREIFF, 1962), zu beobachten sind, wird allgemein angenommen, daß die Erzeinwanderung nach der Bildung des prätriasischen Taspinites stattfand. Die Pb-Zn-Ag-Vererzung stellt vermutlich telemagmatische Absätze (vgl. Kap. 4.8.1) ophiolithischer Ergüsse im penninischen Faziesraum dar. Ein gleicher Ursprung wurde für eine Vielzahl verschiedener Erzkonzentrationen im penninischen Raum Graubündens in Betracht gezogen; GEIGER (1948), GRÜNENFELDER (1958), STUCKY (1960) und DIETRICH et al. (1967).

Andererseits steht fest, daß die Pb-Zn-Ag-Vererzung lokal und nur im prätriasischen Taspinit auftritt; mesozoische Sedimente im Liegenden und Hangenden weisen keine Vererzungen auf. Ein $\text{Pb}^{207}/\text{Pb}^{206}$ -Modell-Alter nach der Holmes-Houtermans-Methode (HOUTERMANS, 1960) einer Bleiglanzprobe von Alp Taspegn ergab einen Wert von 270 ± 50 m. a. (EBERHARDT et al., 1962). Falls dieses Alter die Zeit der Abtrennung der Erzlösung von einem U- und Th-haltigen Milieu bestimmt und nicht dem anomalen Bleitypus von Bleiberg (Kärnten) zugeordnet wird, ließe sich die Vererzung als eine mit dem Taspinit syngenetische Bildung herzynischen Alters interpretieren.

Nachwort

Die vorliegende Arbeit entspricht Auszügen aus meiner Diplomarbeit, SOMMERAUER (1969). Diese entstand auf Anregung meiner verehrten Lehrer, Herrn Prof. Dr. M. Grünenfelder und Herrn Dr. L. Rybach, denen ich an dieser Stelle meinen besten Dank aussprechen möchte für ihr Vertrauen und ihr reges Interesse am Gelingen dieser Arbeit.

Ferner möchte ich Frl. Dr. M. Corlett und Herrn R. Gubser danken, die mich in die Kunst der Elektronenmikrosondenanalyse einführten und sich unentwegt mit Ratschlägen und Hilfeleistungen einsetzten. Dank gebührt auch Herrn Dr. V. Köppel und Herrn Dr. R. Schmid für ihr wohlwollend kritisches Interesse, das sie meiner Arbeit entgegenbrachten. Ebenso schulde ich Herrn Dr. V. Streiff für seine Durchsicht der Arbeit und die anschließende aufschlußreiche Diskussion meinen besten Dank. Den Herren E. Schärli und E. Schwyn danke ich für die sorgfältige Dünnschliff-, Anschliff- und Mikroproben-Herstellung. Ebenfalls möchte ich Herrn P. Thommen für die exakten chemischen Analysen danken.

Nicht zuletzt sei ferner der Schweizerischen Geotechnischen Kommission für die Aufnahme dieser Arbeit in ihre Publikationsreihe gedankt.

Literaturverzeichnis

- ADAMS, J. A. S.: «Laboratory gamma-ray spectrometer for geochemical studies» in Adams, Lowder: The nat. rad. environment. The University of Chicago Press, Chicago, 1964, S. 485–498.
- AHRENS, L. H.: «Lognormal-type distributions in igneous rocks (I–IV).» *Geochim. et Cosmochim. Acta* 5, 6 (1954); 11 (1957); 27 (1963).
- BERRY, L. G., THOMPSON, R. M.: «X-ray powder data for ore minerals: The Peacock atlas.» The Geol. Soc. of America, Memoir 85, 1962.
- DIETRICH, V., HUONDER, N., RYBACH, L.: «Uranvererzungen im Druckstollen Ferrera–Val Niemet.» *Beitr. z. Geol. d. Schweiz*, 1967, Geotechnische Serie, Lieferung 44.
- EBERHARDT, P., GEISS, J., HOUTERMANS, F. G., SIGNER, P.: «Age determinations on lead ores.» *Geol. Rundschau*, Bd. 52, 1962, S. 836–852.
- EINAUDI, T. M.: «Sphalerite-Pyrrhotite-Pyrite Equilibria – A reevaluation.» *Economic Geology*, Vol. 63, 1968, S. 832ff.
- ERNST, W. G.: «Significance of phengitic micas from low-grade schists.» *The Amer. Min.* Vol. 48, 1963, S. 1357–1371.
- ESCHER, ED.: «Erzlagertstätten und Bergbau im Schams, in Mittelbünden und im Engadin.» *Beitr. z. Geol. d. Schweiz*, 1935, Geotechn. Serie, Lieferung 18.
- EVANS, R. G., GOODMAN, C.: «Radioactivity of rocks.» *Geol. Soc. America Bull.*, Vol. 52, 1944, S. 459–490.
- FLEISCHER, M.: «Minor elements in some sulfide minerals.» *Economic Geology*, 1955, S. 970–1017.
- FÖHN, P., RYBACH, L.: «Das Radioaktivitätsprofil Fuorcla da Punteglias-Alp da Punteglias (Graubünden).» *Beitr. z. Geol. d. Schweiz*, Nr. 42, 1967.
- FRAZER, J. Z., FITZGERALD, R. W., REID, A. M.: «Computer programs EMX and EMX2 for electron microprobe data processing.» Unpublished report, SIO Reference 66 – 14 June 20, 1966, University of California, San Diego.
- FRONDEL, C.: «Isomorphism of the polybasite and pearceite series.» *Amer. Min.*, Vol. 48, 1963, S. 565–572.
- FRUEH, J. A.: «Disorder in Sulfide Minerals.» *Bull. Geol. Soc. Amer.*, Vol. 60, 1950, S. 1889 (Abstract).
- GEIGER, TH.: «Manganerze in den Radiolariten Graubündens.» *Beitr. z. Geol. d. Schweiz*, 1948, Geotechn. Serie, Lieferung 27.
- GILL, J. E.: «Experimental Deformation and Annealing of Sulfides and Interpretation of ore Textures.» *Economic Geology*, Vol. 64, 1969, S. 500–508.
- GILL, J. E.: «Further Notes of the Deformation of Sulfides.» *Economic Geology*, Vol. 65, 1970, S. 579–582.
- GOLDSMITH, J. R., LAVES, F.: *Cursillos y Conferencias*, Inst. Lucas Mallada, Madrid, 1961, VIII, 81–96.
- GRÜNENFELDER, M.: «Bericht über Radioaktivitätsmessungen im Raume Hinterrhein, Averserrhein.» *S. A. K.*, 1954, unveröffentlicht.
- GRÜNENFELDER, M.: «Petrographie des Roffnakristallins in Mittelbünden und seine Eisenvererzungen.» *Beitr. z. Geol. d. Schweiz*, 1956, Geotechn. Serie, Lieferung 35.
- HERBST, W.: «Investigations of environmental radiation and its variability» in Adams, Lowder: The nat. rad. environment. The University of Chicago Press, Chicago, 1964, S. 781–796.
- HOUTERMANS, F. G.: «Die Blei-Methoden der geologischen Altersbestimmung.» *Geol. Rundschau*, Bd. 49/1, 1960, S. 168–196.
- McKELVEY, V. E., EVERHART, D. L., GARRELS, R. M.: «Origin of uranium deposits.» *Economic Geology*, 1954, S. 465–526.
- KLEMM, D. D.: «Untersuchungen über die Mischkristallbildung in Dreieckdiagrammen. FeS_2 - CoS_2 - NiS_2 und ihre Beziehungen zum Aufbau der natürlichen Bravoite.» *N. Jb. Min.* 1962, S. 76–91.
- KULLERUD, G.: «The FeS - ZnS system: A geological thermometer.» *Norsk. Geol. Tidsskrift* 32, 1953, S. 61–147.
- NOWACKI, W.: «Zur Klassifikation der Kristallchemie der Sulfosalze.» *SMPM* 49, 1. 1969, S. 110–156.
- RAMDOHR, P.: «Die Erzminerale und ihre Verwachsungen.» Akademie, Berlin, 1960.
- ROGERS, J. J. W.: «Statistical test of the homogeneity at the radioactive components of granitic rocks» in Adams, Lowder: The nat. rad. environment. The University of Chicago Press, Chicago, 1964, S. 51–62.
- SCHNEIDERHÖHN, H.: «Erzlagertstätten», Kurzvorlesungen. Fischer, Stuttgart, 1962, S. 135–149.
- SOMMERAUER, J.: «Radiometrie und Petrographie des Taspinites, Alp Taspegn.» Diplomarbeit, Abt. X, Eidg. Techn. Hochschule Zürich, 1969.

- SOMMERAUER, J.: «Identifizierung feinsten Reaktionsränder an Sulfiden mit der Elektronenmikrosonde.» Archiv für Lagerstättenforschung in den Ostalpen, Friedrich, Bd. 10, 1970, S. 179 (Abstract).
- STAUB, R.: Tektonische Karte der Schamserdecken, 1:50000, Klippendecke und Zentralalpenbau. Beitr. zur geol. Karte d. Schweiz, 1956, N. F. 103. Lieferung.
- STREIFF, V.: «Geologische Untersuchungen im Ostschams (Graubünden).» Inaug. Diss. Univ. Zürich, 1939.
- STREIFF, V.: «Zur östlichen Beheimatung der Klippendecken.» Ecl. Geol. Helvet., Vol. 55, Nr. 1, 1962, S. 77–134.
- STUCKY, K.: «Die Eisen- und Manganerze in der Trias des Val Ferrera.» Beitr. z. Geol. d. Schweiz, 1960, Geotechn. Serie, Lieferung 37.
- TROEGER, W. E.: «Optische Bestimmung der gesteinsbildenden Minerale.» 2. Teil. Schweizerbart, 1967, S. 703.
- TRÜMPY, R., et HACCARD, D.: Bull. Soc. Geol. de France, Compte rendu, Heft 9, 1969.
- TUTTLE, O. F., BOWEN, N. L.: Mem. Geol. Soc. Amer. 74, 1958, S. 1–145.
- WILHELM, O.: «Geologische Karte der Landschaft Schams.» 1:50000, Spezialkarte Nr. 114 A, 1926.
- WINKLER, H. G. F.: «Die Genese der metamorphen Gesteine.» Springer, Heidelberg, 1967, S. 82ff.

Geologisch-petrographische Karte des Taspinitz von Alp Taspegn (Ost-Schams, GR)

Aufnahme: J. Sommerauer

