

BAYERISCHE AKADEMIE DER WISSENSCHAFTEN

MATHEMATISCH-NATURWISSENSCHAFTLICHE KLASSE

ABHANDLUNGEN · NEUE FOLGE, HEFT 157A

---

RUDOLF HÖLL

Die Scheelitlagerstätte Felbertal  
und der Vergleich mit anderen Scheelitvorkommen  
in den Ostalpen

Vorgelegt von Herrn Albert Maucher  
am 2. Mai 1975

A. Textteil

MÜNCHEN 1975

VERLAG DER BAYERISCHEN AKADEMIE DER WISSENSCHAFTEN  
IN KOMMISSION BEI DER C.H.BECK'SCHEN VERLAGSBUCHHANDLUNG MÜNCHEN

Mit einer Abbildung im Text, vier Abbildungen auf Tafeln  
und vierzehn Anlagen

ISBN 3 7696 2547 1

© Bayerische Akademie der Wissenschaften. München, 1975  
Druck des Textes und der Kunstdrucktafeln: C. H. Beck'sche Buchdruckerei Nördlingen  
Druck der Offsetanlagen: Graph. Anstalt E. Wartelsteiner, Garching  
Printed in Germany



# INHALTSVERZEICHNIS

|                                                                                                                                                                              |    |
|------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------|----|
| Vorwort . . . . .                                                                                                                                                            | 5  |
| 1. Einleitung und Problemstellung . . . . .                                                                                                                                  | 6  |
| 2. Die Scheelitlagerstätte Felbertal . . . . .                                                                                                                               | 10 |
| 2.1 Der geologische Rahmen der Lagerstätte: Überblick über die prämesozoischen Gesteinsserien der mittleren Hohen Tauern . . . . .                                           | 10 |
| 2.11 Zentralgneis . . . . .                                                                                                                                                  | 11 |
| 2.12 Altkristallin . . . . .                                                                                                                                                 | 11 |
| 2.121 Altkristallin des Zwölferzuges . . . . .                                                                                                                               | 12 |
| 2.122 Basisamphibolitfolge . . . . .                                                                                                                                         | 12 |
| 2.123 Serie der alten Gneise . . . . .                                                                                                                                       | 12 |
| 2.13 Habachserie . . . . .                                                                                                                                                   | 13 |
| 2.2 Gesteinsaufbau der Habachserie im Bereich der Lagerstätte Felbertal . . . . .                                                                                            | 14 |
| 2.21 Einleitung . . . . .                                                                                                                                                    | 14 |
| 2.22 Basisschieferfolge . . . . .                                                                                                                                            | 14 |
| 2.221 Chlorit-Biotit-Albit-Schiefer . . . . .                                                                                                                                | 14 |
| 2.222 Dunkle Glimmerschiefer . . . . .                                                                                                                                       | 15 |
| 2.223 Graphitquarzite . . . . .                                                                                                                                              | 15 |
| 2.224 Metavulkanite . . . . .                                                                                                                                                | 15 |
| 2.225 Zweiglimmer-Plagioklas-Gneis . . . . .                                                                                                                                 | 16 |
| 2.226 Scheelitmineralisation in der Basisschieferfolge . . . . .                                                                                                             | 17 |
| 2.23 Eruptivgesteinsfolge einschließlich „Scheelit-führende Serie“ . . . . .                                                                                                 | 18 |
| 2.2301 Dunkelchromoxidgrüne Hornblendite (Hornblendefelse und Hornblendeschiefer) sowie Grobkornamphibolite . . . . .                                                        | 19 |
| 2.2302 Hornblendeprasinite, Biotit-Hornblende-Prasinite und dunkelgraugrüne Hornblendeschiefer . . . . .                                                                     | 22 |
| 2.2303 Biotitprasinite . . . . .                                                                                                                                             | 23 |
| 2.2304 Chloritprasinite und Biotit-Chlorit-Prasinite . . . . .                                                                                                               | 24 |
| 2.2305 (Epidot-)Biotit-Albit-Gneise . . . . .                                                                                                                                | 24 |
| 2.2306 Albitgneise, Quarzitgneise und Porphyroidgneise . . . . .                                                                                                             | 25 |
| 2.2307 Granat-Albit-Gneis und (Epidot-) (Hornblende-) Biotit-Granat-Quarz-Albit-Schiefer . . . . .                                                                           | 27 |
| 2.2308 Quarzitisches Horizonte, Bänder und Trümer mit feinkörniger Scheelitführung sowie sonstige quarzitisches Körper mit Scheelit- und/oder Sulfidmineralisation . . . . . | 28 |
| 2.2309 Muskowit-Chlorit-Albit-Schiefer . . . . .                                                                                                                             | 28 |
| 2.2310 Helle Glimmerschiefer, Muskowitquarzite und dunkle Phyllite . . . . .                                                                                                 | 29 |
| 2.24 Habachphyllitentwicklung (dunkle Habachphyllite und Zwischenlagerungen) . . . . .                                                                                       | 29 |
| 2.25 Serpentine und Serpentinrandbildungen . . . . .                                                                                                                         | 29 |
| 2.3 Metamorphose der Habachserie . . . . .                                                                                                                                   | 30 |
| 2.4 Tektonik . . . . .                                                                                                                                                       | 31 |
| 2.41 Tektonische Gliederung der mittleren Hohen Tauern . . . . .                                                                                                             | 31 |
| 2.42 Grundlagen und Überblick über den Lagerstättenrahmen . . . . .                                                                                                          | 33 |
| 2.43 Die Habachserie auf der Felbertal-Ostseite und im Amertal . . . . .                                                                                                     | 35 |
| 2.44 Der Schuppenbereich der Felbertal-Westseite . . . . .                                                                                                                   | 36 |
| 2.45 Die Altkristallinvorkommen . . . . .                                                                                                                                    | 39 |
| 2.46 Verwertung der Ergebnisse . . . . .                                                                                                                                     | 39 |
| 2.5 Quartäre Bildungen und Morphologie . . . . .                                                                                                                             | 41 |
| 2.6 Erzmineralbestand, Erztypen und Erzgefüge, Erzmineralparagenesen und Geochemie . . . . .                                                                                 | 43 |
| 2.61 Erzmineralbestand . . . . .                                                                                                                                             | 44 |
| 2.62 Erztypen, Erzgefüge, Erzmineralparagenesen und Geochemie . . . . .                                                                                                      | 50 |
| 2.621 Feinkörnige, quarzitisches Scheelit-Reicherze . . . . .                                                                                                                | 51 |
| 2.622 Quarzitisches Bänder und Trümer mit feinkörniger Scheelitführung . . . . .                                                                                             | 54 |
| 2.623 Verschiedenkörnige, quarzitisches Scheeliterze . . . . .                                                                                                               | 55 |

|       |                                                                                                                                                                                      |     |
|-------|--------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------|-----|
| 2.624 | Verschiedenkörnige Scheelitmineralisationen in nichtquarzitischen Trägergesteinen . . . . .                                                                                          | 56  |
| 2.625 | Sulfidmineralanreicherungen in quarzitischen Lagen . . . . .                                                                                                                         | 58  |
| 2.626 | Sulfidmineralführung in nichtquarzitischem Trägergestein . . . . .                                                                                                                   | 59  |
| 2.627 | Scheelitmineralisation und Sulfidmineralführung in Kluftfüllungen . . . . .                                                                                                          | 60  |
| 2.7   | Diskussion der Genese . . . . .                                                                                                                                                      | 61  |
| 2.71  | Die Beziehungen zwischen Lagerstättenbildung und Magmatismus . . . . .                                                                                                               | 61  |
| 2.72  | Die Beziehungen zwischen Stoffzufuhr, Erzabsatz und Ablagerungsbedingungen . . . . .                                                                                                 | 66  |
| 2.73  | Die Beziehungen zwischen Vulkanotektonik, Lagerstättenbildung, Form der Erzkörper und Mächtigkeitsentwicklung der Gesteinseinheiten innerhalb der Scheelit-führenden Serie . . . . . | 73  |
| 3.    | Sonstige Scheelitvorkommen in den Ostalpen . . . . .                                                                                                                                 | 81  |
| 3.1   | Die Scheelitvorkommen der Habachserie mit Ausnahme der Lagerstätte Felbertal . . . . .                                                                                               | 81  |
| 3.2   | Die Scheelit-Magnesit-Lagerstätte Tux . . . . .                                                                                                                                      | 84  |
| 3.3   | Die Scheelitvorkommen im Kleinarltal und im angrenzenden Lambachgraben/Großarlal . . . . .                                                                                           | 85  |
| 3.4   | Die Scheelit-Antimonit-Vorkommen in der Kreuzeckgruppe . . . . .                                                                                                                     | 87  |
| 3.5   | Scheelitvorkommen in der Thurntaler Quarzphyllitserie . . . . .                                                                                                                      | 91  |
| 3.6   | Scheelitmineralisationen im Silvretta-Kristallin . . . . .                                                                                                                           | 91  |
| 3.7   | Scheelitmineralisationen im Penninikum der östlichen Hohen Tauern (Raum Sonnblickgruppe – Rauristal – Gasteinertal – Liesertal) . . . . .                                            | 92  |
| 4.    | Zusammenfassung und Diskussion der Ergebnisse . . . . .                                                                                                                              | 96  |
|       | Literaturverzeichnis . . . . .                                                                                                                                                       | 102 |
|       | Tafeln . . . . .                                                                                                                                                                     | 115 |

## VORWORT

Vorliegende Arbeit basiert auf Geländeuntersuchungen und Scheelitprospektionen in den Jahren 1966 bis 1971. Diese Prospektionen wurden von vorneherein auf die für schichtgebundene, altpaläozoische Scheelitvererzungen theoretisch günstigsten Gebiete konzentriert. Sie erstrecken sich auf einen über 500 km langen Raum vom Lavanttal in Ostkärnten (Österreich) bis in die Südwestschweiz. Sie wurden im Norden bis in die Grauwackenzone oder bis zu den Nördlichen Kalkalpen, im Süden meist bis zur österreichischen Staatsgrenze durchgeführt. Alle anstehend bekannten oder in ihrer räumlichen Lage sehr weitgehend eingegrenzten Scheelitvorkommen in den Ostalpen sind in Abb. 1 verzeichnet und in Tabelle 1 aufgeführt. Positive Prospektionsbefunde in Alluvionen wurden in Abb. 1 nur in den Gebieten verzeichnet, in denen eine anstehende Scheelitmineralisation noch nicht nachgewiesen ist. Zu den neu entdeckten Scheelitvorkommen gehören die Lagerstätte Felbertal und andere Vorkommen in der Habachserie, die Scheelitvererzungen im Kleinarltal, in der Thurntaler Quarzphyllitserie, in der Kreuzeckgruppe, im Silvretta-Kristallin sowie viele Fundpunkte östlich der Glocknerdepression (R. HÖLL, 1970a und 1971). Bei allen Scheelitvorkommen wurden mehr oder weniger intensive Geländearbeiten durchgeführt. Die Scheelitlagerstätte Felbertal bildete den Schwerpunkt der Untersuchungen.

Mein besonderer Dank gilt Herrn Prof. Dr.-Ing. A. MAUCHER, der mir die Mitarbeit an seinen lagerstättenkundlichen Forschungen über die Sb-W-Hg-Formation am Institut für allgemeine und angewandte Geologie und Mineralogie der Universität München ermöglichte.

Die verantwortlichen Herren der Metallgesellschaft AG, Frankfurt/Main, erlaubten die Mitwirkung bei den Untersuchungsarbeiten auf der Lagerstätte Felbertal und die Auswertung des gesamten Bohrkernmaterials. Sie stellten mir ferner Analysenwerte und sonstige Unterlagen zur Verfügung. Dafür bin ich diesen Herren sehr zu Dank verpflichtet.

Bei der Anfertigung vorliegender Arbeit wurde mir ferner folgende Hilfe zuteil: Die Herren Prof. Dr. D. D. KLEMM, Dr. K. WEBER-DIEFENBACH und Dr. I. FRUTH unterstützten mich durch Untersuchungen mit der Elektronenstrahl-Mikrosonde und Hilfestellung bei geochemischen Arbeiten. Eine Arbeitsgruppe, bestehend aus den Herren Prof. Dr. H.-J. BORN, Dr. R. HÖLL, Prof. Dr.-Ing. A. MAUCHER und Dr. H. STÄRK, führte mit Hilfe der Neutronenaktivierungsanalyse chemische Untersuchungen an Probenmaterial aus den Ostalpen durch. Die Analysenergebnisse sind in dieser Arbeit berücksichtigt. Die Herren Dr. L. LAHUSEN und Dipl.-Geol. W. KROL waren bei der Beschaffung chemischer Vollanalysen behilflich. Chemische Analysen verdanke ich auch der Gesellschaft für Kernforschung mbH, Karlsruhe. Die Herren Prof. Dr. G. FRASL und Prof. Dr. CH. EXNER gestatteten mir die Einsichtnahme in unveröffentlichte Geländeaufnahmen und die Überprüfung ihres Sammlungsmaterials mit der UV-Lampe. Die Herren Dr. J. BODECHTEL, Dr. I. FRUTH, Dr. R. HÖLL, Dr. H. MILLER und Dr. H. URBAN waren als Mitarbeiter des Instituts für allgemeine und angewandte Geologie und Mineralogie der Universität München Betreuer eines Prospektionspraktikums auf Scheelit vom 22. 7.–27. 7. 1967. Mein Bruder, Diplom-Mathematiker E. HÖLL, begleitete mich viele Wochen im Gelände. Für diese Hilfe danke ich allen Herren vielmals.

Der Deutschen Forschungsgemeinschaft schulde ich Dank für die zeitweilige finanzielle Förderung.

Gedankt sei auch allen jenen, die mir in praktischen Dingen behilflich waren.

## 1. EINLEITUNG UND PROBLEMSTELLUNG

A. MAUCHER (1965) hatte mitgeteilt: Die Sb-Hg-Formation ist zur Sb-W-Hg-Formation zu erweitern. Die Paragenese von W-Mineralien, besonders Scheelit, mit Antimonit bzw. Antimonit-Zinnober ist nicht zufällig, sondern isogenetisch. Zahlreiche Vorkommen der Sb-W-Hg-Formation sind schichtgebunden und zeigen genetische Beziehungen zu einem submarinen Vulkanismus. Auffallend viele der schichtgebundenen Vorkommen liegen in altpaläozoischen Gesteinen. Die Verteilung der Vorkommen der Sb-W-Hg-Formation auf der Erde ist nicht gleichmäßig. Die altpaläozoischen Vorkommen sind an Lineamente (Geosuturen) gebunden, welche die damaligen Ränder von Kontinentschollen markieren und aus einem zirkumpazifischen und einem eurasiatisch-mediterranen Ast bestehen. Die Gürtel der „jungen“, kretazisch-tertiären Sb-Hg-Vorkommen und die der „alten“ Sb-W-Hg-Formation fallen zusammen.

Aufgrund dieser Erkenntnisse wählte Herr Prof. Dr.-Ing. A. MAUCHER die Vorkommen mit Antimonit, Zinnober und Scheelit zu einem Schwerpunkt der lagerstättenkundlichen Forschungen am Institut für allgemeine und angewandte Geologie und Mineralogie der Universität München. Im Rahmen dieser Arbeiten konnte ich für die Dissertation in den Jahren 1963 und 1964 zahlreiche Vorkommen der Sb-W-Hg-Formation in der Türkei untersuchen (R. HÖLL, 1966). Ab 1966 wurde ich als wissenschaftlicher Mitarbeiter mit lagerstättenkundlichen Arbeiten insbesondere in Österreich betraut. Dabei konnte ich an private Arbeiten in Kärnten anknüpfen. Diese Untersuchungen erbrachten für die Antimonitvorkommen Lessnig, Radlberg, Gurserkammer, Edengang, Rabant und Johannisstollen in der Kreuzeckgruppe den erstmaligen Nachweis der Scheelitführung, der Schichtgebundenheit und der genetischen Beziehungen zu Metabasiten (R. HÖLL & A. MAUCHER, 1967, S. 1). Gleichzeitig ergaben sich Hinweise auf ein altpaläozoisches Alter dieser Erzvorkommen.

A. MAUCHER (1965, S. 185) hatte ferner auf die Notwendigkeit der Überprüfung der Genese der Scheelitlagerstätte Tux/Nord-Tirol hingewiesen. Meine Untersuchungen belegten die Schichtgebundenheit dieser bevorzugt in Schwarzschiefern auftretenden Scheelitführung unmittelbar unter einem Dolomit-Magnesit-Lager. Letzteres konnte mit Conodonten aus dem Zeitraum vom Gedinne bis Unter-Ems bzw. im Profil etwas tiefer vom obersten Ludlow bis Unter-Ems erstmals zeitlich fixiert werden (R. HÖLL & A. MAUCHER, 1967).

Umfangreiche Literaturstudien im Anschluß an obige Geländeuntersuchungen ergaben, daß alle im Schrifttum erwähnten Scheelitfunde in Österreich ausschließlich durch Zufall geglückt waren und ausnahmslos im Tauerngebiet lagen (R. HÖLL, 1970a). Die Überprüfung dieser Fundgebiete auf den geologischen Karten von G. FRASL (1958, Tafel XXV), H. P. CORNELIUS & E. CLAR (1935) und F. KARL & O. SCHMIDEGG (1964, Tafel 1) zeigten, daß die Scheelitfundpunkte westlich der Glocknerdepression in der nach G. FRASL (1958) altpaläozoischen, an untermeerischen Effusivgesteinen reichen Habachserie auftreten. Diese Tatsache paßte zwanglos in unsere Schlußfolgerungen über die schicht- und zeitgebundene Verbreitung von Scheelit und seine Verwertbarkeit als „geochemisch-stratigraphisches Leitmineral“ (A. MAUCHER & R. HÖLL, 1968) für das Altpaläozoikum in den von uns bis dahin untersuchten Gebieten. Unter Berücksichtigung der Genese und Altersstellung der nur wenige Zehnerkilometer entfernten Lagerstätte Tux sowie der bereits erwähnten Antimonit-Scheelit-Vererzungen in der Kreuzeckgruppe wurden die Möglich-

keiten für das Auffinden weiterer schicht- und zeitgebundener Scheelitvorkommen im Bereich der Habachserie als besonders günstig erachtet. Die Überprüfung der bekannten Scheelitfundorte und eine gezielte Scheelitprospektion erschien mir sehr wünschenswert. Wir hatten darauf auch bereits in unserer Arbeit über die Lagerstätte Tux hingewiesen (R. HÖLL & A. MAUCHER, 1967, S. 9): „... erscheint die Frage, ob die Scheelitfunde im Bereich (im Text irrtümlich: „in den Bächen“ statt „im Bereich“) zwischen der Krimmler Ache, dem Stubachtal und der Granatspitze auf Scheelitvorkommen in der an submarinen Effusivgesteinen reichen, wahrscheinlich altpaläozoischen Habachserie (G. FRASL 1958, S. 433 ff.) zu beziehen sind, besonderer Untersuchung wert. Unsere Untersuchungen hierzu werden fortgesetzt.“ Die Einbeziehung der Scheelitfundpunkte östlich der Glocknerdepression in das Untersuchungsprogramm wurde zunächst zurückgestellt, da mit großen Schwierigkeiten bei der genetischen und altersmäßigen Deutung zu rechnen war. Diese Scheelitfundpunkte liegen in unterschiedlicher tektonischer Position und in verschiedenen Gesteinsserien, u. a. auch im Zentralgneis.

Es sei an dieser Stelle jedoch mit Nachdruck darauf hingewiesen, daß hier keineswegs behauptet wird, schichtgebundene Scheelitvererzungen seien weltweit ausschließlich altpaläozoisch. So treten z. B. in Rhodesien schichtgebundene Scheelitmineralisationen in der „Bulawayan formation“ (ca. 2900 Mio. J.) und in der „Piriwiri formation“ (ca. 1950 Mio. J.) auf (W. B. CUNNINGHAM, R. HÖLL & K. C. TAUPITZ, 1973).

Die Scheelitprospektion wird mit einer Quecksilber-Niederdruckdampflampe durchgeführt. Sie beruht auf der systematischen Überprüfung von Alluvionen hinsichtlich etwaiger Scheelitkörnerführung mit Hilfe der charakteristischen Fluoreszenz des Scheelits im ultravioletten Bereich bei 2536,5 Å und das Zurückverfolgen dieser Erzführung bis zum anstehenden Vorkommen. In rund 27 % aller Alluvialproben (561 positive Tests von 2076 Beprobungen ohne Wiederholungstests) war Scheelit nachweisbar, meist allerdings nur in sehr geringer Konzentration. Aus zeitlichen und finanziellen Gründen habe ich die anstehende Scheelitführung im allgemeinen nur in den Bereichen gesucht, die von vorneherein aufgrund der Prospektionsbefunde günstig waren. Dabei wurde eine Merkmalskombination mit der Intensität der Scheelitkörnerführung und der Korngrößenverteilung in der Testprobe, ferner der räumlichen Erstreckung, der Morphologie und den Gesteinstypen des Einzugsgebietes, der verkehrsmäßigen Lage u. a. berücksichtigt.

Die geologisch-lagerstättenkundlichen Untersuchungen der Wolframvorkommen in den Ostalpen hatten insbesondere die Klärung nachstehender Fragen zum Ziel:

a) Welche räumliche Ausdehnung, Mächtigkeit und Metallgehalte haben die einzelnen Erzvorkommen?

b) Sind die Genese und das Alter der verschiedenen Vererzungen noch erkennbar? Inwieweit sind in den Ostalpen mindestens in einzelnen Fundpunkten die bisher bekannten Typen von Wolframlagerstätten vertreten:

ba) Schicht- und zeitgebundene Vorkommen der Sb-W-Hg-Formation im Sinne von A. MAUCHER (1965) insbesondere mit Scheelit

bb) Pegmatitisch-pneumatolytische und kontaktpneumatolytische Vorkommen

bc) Vorkommen in Quarzgängen

bd) Subvulkanische Vorkommen

be) Sonstige Wolframmineralisationen einschließlich Seifenbildungen

c) Kann man von tektonischen, magmatischen und lagerstättenkundlichen Gesetzmäßigkeiten sprechen, die allgemeine Gültigkeit in den Ostalpen oder wenigstens in bestimmten

räumlichen Teilbereichen haben? Wie groß sind örtliche Besonderheiten und Abweichungen vom „Normalfall“?

d) Ist die Bildung der Vorkommen der Sb-W-Hg-Formation zeitlich unabhängig, statistisch gleichmäßig erfolgt oder ist eine ausgesprochene Zeitgebundenheit nachweisbar? Gibt es mehrere zeitliche Maxima? Sind neben altpaläozoischen auch variszische und/oder alpidische Stoffzufuhren der Sb-W-Hg-Formation in den Ostalpen feststellbar? Sind alle schichtgebundenen Paragenesen der Sb-W-Hg-Formation im Altpaläozoikum altersgleich oder bestehen größere zeitliche Unterschiede und welchen Zeitraum umfassen diese? Sind nur bestimmte Paragenesen gleichaltrig? Sind die Vererzungen innerhalb einer großtektonischen Einheit untereinander altersgleich, aber verschieden von denjenigen in anderen tektonischen Einheiten? Können Beiträge zur Frage der unterschiedlich intensiven Metallzufuhren während bestimmter erdgeschichtlicher Epochen, d. h. zur Zeitgebundenheit und Evolution der Erzlagerstätten geliefert werden?

e) Ist schichtgebundener Scheelit zwar nicht in bauwürdigen, aber in geochemischen Konzentrationen über so große Erstreckung verbreitet und läßt er sich von fossilführenden Gesteinen bis in deren hochmetamorphe Äquivalente verfolgen, daß er als Leitmineral in geochemisch-stratigraphischen Bezugshorizonten dienen kann? Welche Begleitelemente und Erzmineralparagenesen sind zusammen mit dem Scheelit in den einzelnen Vorkommen? Besteht eine Abhängigkeit von den großtektonischen Einheiten in den Ostalpen? Sind bestimmte Paragenesen für bestimmte großtektonische Einheiten typisch und können sie zur Lösung tektonischer Probleme verwertet werden? Wodurch ist diese Abhängigkeit bedingt?

f) Treten in den Ostalpen bzw. weltweit Paragenesen auf, die eine Erweiterung der Sb-W-Hg-Formation (A. MAUCHER, 1965) und/oder die Aufstellung neuer Erzformationen erfordern?

g) Bietet eine räumliche Trennung der verschiedenen schichtgebundenen Paragenesen der Sb-W-Hg-Formation Möglichkeiten zur Rekonstruktion der großräumigen paläogeographischen Verhältnisse während der Metallzufuhren und Metallablagerungen?

h) Ist die Bindung der Vererzung an einen Magmatismus nachweisbar? Handelt es sich dabei um palingenes oder juvenil-simisches Magma? Liegen mehrere magmatische Zyklen vor und wie groß sind deren zeitliche Abstände? Gibt es einen Schnitt im Chemismus der Magmatite? Sind auch die in den basischen Vulkanitabfolgen der verschiedenen Scheelitführenden Serien eingelagerten sauren Effusivgesteine und quarzitischen Scheeliterze Produkte von Restschmelzen bzw. von Kieselsäure-reichen Restlösungen einer Differentiation dieses Magmas oder haben die unterschiedlichen Vulkanite und Lösungen verschiedenartiges Ausgangsmagma?

i) Sind bei schichtgebundenen Scheelitmineralisationen Abhängigkeiten von paläogeographischen Reliefs erkennbar? Welche Beziehungen bestehen zwischen den Scheelit-führenden Körpern mit ihren verschiedenartigen geometrischen Formen, Erzgehalten, Erztypen und Erzmineralparagenesen und den untermeerischen Stoffzufuhren? Folgen die Vulkanite, Hydrothermen und Exhalationen alt angelegten Linien? Bedingen diese die Richtung der wesentlichen Vulkanitmassen und der Erzkörper? Gibt es Querrichtungen, so daß ein netzartiges Vererzungsmuster entsteht?

j) Kann bei schichtgebundenen Scheelitvererzungen die Lage der Förderzentren und der erzführenden Tröge mit hoher Wahrscheinlichkeit vorausgesagt und diese Erkenntnis für Untersuchungsmaßnahmen verwertet werden?

k) Welche Zufuhr- und Abscheidungsmechanismen bestanden für die Erzbildung? Sind kieselsäurereiche End-Differentiate die wesentlichen „Erzbringer“ bzw. „Erzträger“?

Welche Unterschiede in Stoffzufuhren und/oder Fällungsbedingungen waren maßgeblich für die Bildung reiner Scheelitmineralisationen und Scheelitvererzungen mit erhöhten Gehalten an begleitenden Erzmineralien bzw. für die Entstehung der Scheelit-freien, Sulfid-mineral-reichen, zwischengelagerten Bänder? Welche Beziehungen existieren zwischen Scheelitvererzungen und benachbarten, genetisch und zeitlich ähnlichen Buntmetallvorkommen?

l) Sind bestimmte, außergewöhnliche Elementkombinationen in mehreren Lagen innerhalb der Scheelit-führenden Serie vorhanden und auf reichere Scheelitvorkommen beschränkt? Ermöglichen einzelne derartige Lagen feinstratigraphische Korrelationen über größere Räume?

m) Welchen Einfluß haben alpidische, variszische und gegebenenfalls prävariszische Gebirgsbildungen und Metamorphosen? Welche Veränderungen und Stoffumlagerungen sind in den einzelnen Scheelitvorkommen vor sich gegangen? In welchen Erztypen wird Scheelit bei verschiedenen Metamorphosebedingungen in welchem Ausmaß mobilisiert und umgelagert? Wie ist die Mobilisation bei den Begleitelementen? Gibt es regenerierte Scheelitvererzungen?



## 2. DIE SCHEELITLAGERSTÄTTE FELBERTAL

Diese Lagerstätte habe ich im Jahre 1967 gefunden. Sie liegt in dem etwa Süd-Nord verlaufenden Felbertal, rund 9 km Luftlinie südlich des Ortes Mittersill (Bundesland Salzburg, Österreich) in den mittleren Hohen Tauern nördlich des Tauernhauptkammes.

### 2.1 DER GEOLOGISCHE RAHMEN DER LAGERSTÄTTE: ÜBERBLICK ÜBER DIE PRÄMESOZOISCHEN GESTEINSSERIEN DER MITTLEREN HOHEN TAUERN

Die Fensteratur der Hohen Tauern ist heute allgemein anerkannt. In diesem Tauernfenster wurde der penninische Inhalt durch die Abtragung der von Süden herantransportierten ostalpinen Decken teilweise freigelegt. Dem penninischen Tauerngebiet mit den Zentralgneismassen und der Schieferhülle stehen die unterostalpinen Rahmenzonen (Matreier Zone im Süden, Krimmler Trias – Nordrahmenzone – Radstädter Decken im Norden) gegenüber. An diese schließen sich noch weiter südlich das Mittelostalpin im Sinne von A. TOLLMANN (1963) und noch weiter nördlich die unterostalpine Quarzphyllitzone und die oberostalpine Grauwackenzone an (Anlage 1).

Die Zentralgneiskerne, die tektonisch tiefsten geologischen Körper der Hohen Tauern, werden von der penninischen Schieferhülle ummantelt. Diese enthält mesozoische, paläozoische, möglicherweise auch präkambrische Gesteine. Der tektonischen Gliederung in eine Untere Schieferhülle und eine Obere Schieferhülle wurde von G. FRASL (1958) für das Gebiet der mittleren Hohen Tauern eine prostratigraphische Unterteilung in eine Ältere Schieferhülle und eine Jüngere Schieferhülle gegenübergestellt. In der Jüngeren Schieferhülle wurden die nach Abtragung und Einebnung des variszischen Gebirges abgelagerten permomesozoischen Serien, in der Älteren Schieferhülle die übrigen Serien (Altkristallin und Habachserie) zusammengefaßt:

- I. Die jüngeren Serien
  - a) Bündnerschieferserie
  - b) Karbonatgesteine der Trias
  - c) Wustkogelserie
- II. Die älteren Serien
  - d) Habachserie
  - e) Altkristalline Gesteine

G. FRASL & W. FRANK (1966) haben folgende Gliederung des Penninikum im Mittelabschnitt der Hohen Tauern vorgenommen:

- I. Die vorpermischen Bestandsmassen
  - a) Die altkristallinen Gesteinsserien
    - aa) Die Amphibolitfolge
    - ab) Die Serie der alten Gneise
  - b) Habachserie
  - c) Zentralgneis
- II. Die permomesozoischen Gesteinsserien
  - a) Permoskyth: „Wustkogelserie“
  - b) Mittel- und Obertrias: „Seidlwinkltrias“
  - c) Nachtriadische Ablagerungen: Die Bündnerschiefer-Ophiolithserie einschließlich der Hochstegenkalkfolge (und des Hachelkopfmarmors).



Die schichtgebundene Vererzung der Lagerstätte Felbertal und die sporadischen Scheelitmineralisationen in deren Umgebung sind auf die Habachserie beschränkt.

Die Gesteinsserien der Jüngeren Schieferhülle fehlen im geologischen Rahmen der Lagerstätte Felbertal. Sie beginnen erst einige km weiter nordöstlich im Stubachtal und nehmen dann den weiten Raum der Glocknerdepression ein (Anlage 1).

### 2.11 Zentralgneis

Die Bezeichnung „Zentralgneis“ wird in den Hohen Tauern für die Gesamtheit der ehemals granitischen, aplitischen, granodioritischen, tonalitischen und granosyenitischen Gesteine sowie der zugehörigen Migmatite und Anatexite verwendet (G. FRASL & W. FRANK, 1966). Kräftig geschieferte Gesteine, besonders Granitgneise, Augengneise, Flasergneise, Aplitgneise und Tonalitgneise sind mengenmäßig vorherrschend. Mitunter erfolgte lediglich eine Anpassung des Mineralbestandes an die Bedingungen der alpidischen Regionalmetamorphose (= Tauernkristallisation nach B. SANDER, 1911) ohne deutliche Schieferung, also die Ausbildung als Metagranite, Metatonalite usw. Unter Verwertung der geologischen Karten von O. SCHMIDEGG (1961), F. KARL & O. SCHMIDEGG (1964), G. FRASL & W. FRANK (1966) und P. RAASE (1972) wurde in Anlage 1 für das Gebiet der mittleren Hohen Tauern eine Trennung der Zentralgneise in die „zentralen granitischen Gneise“ und die „zentralen tonalitischen Gneise“ vorgenommen.

Die großen Zentralgneiskerne (Tuxer-, Zillertaler- und Ahornkern im Westteil, Granatspitzkern im Mittelabschnitt sowie Sonnblick- und Ankogelkern im Ostteil der Hohen Tauern) mit ihren im Kartenbild (Anlage 1) teilweise zungenförmigen Endigungen (nördliche und südliche Sulzbachzunge, Habachzunge, Venedigerzunge) werden als mehr oder weniger autochthon angesehen. Sie blieben als tiefste tektonische Gesteinseinheiten während des alpidischen Deckentransportes im wesentlichen ortsfest. In verschiedenen Gebieten sind Gneismassen von den großen Kernen abgetrennt und mitunter kilometerweit auf Schieferhüllgesteinen transportiert. Dabei entstanden walzen- bis stengelförmige Gneiskörper wie auch Zentralgneislamellen. Der „Augengneis des Felbertauern“ am Westhang des Felbertals repräsentiert eine derartige isolierte Zentralgneislamelle.

Die früheren Schwierigkeiten bei der genetischen Deutung der Zentralgneise beruhten auf dem Fehlen der sonst bei Plutoniten verbreiteten Kontakterscheinungen am Rand dieser Gneismassen und in der Anpassung ihres Mineralbestandes an die Bedingungen bei der Tauernkristallisation. Die derzeit herrschende Theorie über die Entstehung der Zentralgneise beruht auf der Vorstellung, daß plutonische, gebietsweise bis in den subvulkanischen Bereich aufgedrungene Ausgangsgesteine in einer zweiten Phase metamorph wurden (G. FRASL & W. FRANK, 1966; G. ANGENHEISTER et al., 1972). Die Auffassung über die Platznahme dieser Ausgangsgesteine während der variszischen Orogenese wird durch die bisherigen radiometrischen Altersdatierungen gestützt (R. ST. J. LAMBERT, 1964; C. BESANG et al., 1968; E. JÄGER, F. KARL & O. SCHMIDEGG, 1969; R. A. CLIFF et al., 1971; E. JÄGER, 1971). Die früher verbreitete Meinung über ein alpidisches Alter der Zentralgneise bzw. der tonalitischen Anteile wird nicht mehr vertreten. Der zweiten Phase, im Rahmen der alpidischen Regionalmetamorphose, ist die Verschieferung der Zentralgneismassen und die Anpassung des Mineralbestandes zuzuordnen. Die Tauernkristallisation ist nicht von den derzeit aufgeschlossenen Zentralgneiskörpern verursacht. Diese Körper spielten bei der alpidischen Orogenese und Regionalmetamorphose eine passive Rolle.

Die Frage, ob und in welchem Umfang ehemalige zeitliche Äquivalente der Habachserie in den Zentralgneismassen enthalten sind, ist für die Lage und Genese der Scheelitvererzungen der Lagerstätte Felbertal unerheblich. Sie ist jedoch von grundlegender Bedeutung für die genetische Beurteilung von Scheelitfundpunkten im Gasteiner-Rauriser Raum.

### 2.12 Altkristallin

Der Sammelbegriff „Altkristallin“ dient in den Ostalpen zur Bezeichnung von Gesteinen mit Resten einer voralpidischen Metamorphose, vorherrschend unter den Bedingungen der Amphibolitfazies. In den Hohen

Tauern blieben die prämesozoischen Mineralbestände nur gebietsweise soweit erhalten, daß sie noch nachgewiesen werden können. Sonst erfolgte eine vollständige Angleichung an die Mineralfazies der alpidischen Tauernkristallisation.

### 2.121 Altkristallin des Zwölferzuges

Der präalpidische Gesteinscharakter der altkristallinen Serien ist am besten im Zwölferzug (G. FRASL, 1958) (= Scheibelbergzug nach H. P. CORNELIUS, 1941) und in einem nördlich anschließenden Vorkommen am Sturmmannseck erhalten. Der 8,5 km lange und bis 1,5 km breite, West-Ost verlaufende Zwölferzug (Anlage 1) besteht im Stubachtal (W. FRANK, 1965) und im äußeren Felbertal aus einem Wechsel von grobkörnigen, häufig gebänderten Amphiboliten, untergeordnet Granatamphiboliten, Muskowit-Plagioklas-Gneisen, Muskowitschiefern sowie einzelnen Zwischenschaltungen von Granatglimmerschiefern und Hornblenditen. Die wichtigsten Relikte dieses prämesozoischen Kristallins mit einem Mineralbestand der Amphibolitfazies sind große, einschlußreiche Granate, braune Hornblenden sowie stark gefüllte, ehemals Anorthit-reiche Plagioklase.

### 2.122 Basisamphibolitfolge

Die Basisamphibolitfolge (= „basaler Amphibolitzug“ nach H. P. CORNELIUS & E. CLAR, 1939), der tiefste Teil der Schieferhülle um den Granatspitzkern, bildet eine tektonisch begrenzte Gesteinseinheit westlich, nördlich und östlich des Granatspitzgewölbes zwischen dem unmittelbar unterlagernden Zentralgneis und der auflagernden Habachserie. Sie wird im Bereich südlich der Lagerstätte Felbertal bis 700 m, im oberen Guggernbachtal und Stubachtal 300–400 m, im übrigen Verbreitungsgebiet meist nur 15–100 m mächtig. Die Basisamphibolitfolge besteht vorherrschend aus mittel- bis grobkörnigen, dunklen Amphiboliten. Sie enthält ferner Biotit-Plagioklas-Gneise, Zoisit-Amphibolite und schwarzgrüne Hornblendefelslinsen. Der präalpidische, wahrscheinlich bei der variszischen Orogenese gebildete metamorphe Mineralbestand umfaßte Anorthit-reichen Plagioklas, gemeine Hornblende, Granat, Biotit und Zoisit.

Als Ausgangsgesteine der Basisamphibolitfolge werden basische Magmatite, vor allem gabbroide Intrusivmassen, angenommen. Der Fund von Pyroklastika im Stubachtal (G. FUCHS, 1959) weist aber auch auf die Beteiligung von Effusivgesteinen hin.

G. FRASL & W. FRANK (1966) betrachteten die Ausgangsgesteine der Basisamphibolitfolge und des Zwölferzuges als altersgleiche Äquivalente der als altpaläozoisch erachteten Habachserie. Diese Meinung kann derzeit weder bestätigt noch widerlegt werden. Gegenüber der Eruptivgesteinsfolge der Habachserie (Kap. 2.22) ist die Basisamphibolitfolge in ihrem Gesteinsaufbau einförmiger. Die im unteren Teil dieser Eruptivgesteinsfolge als „geochemisch-stratigraphisches Leitmineral“ verwertbare schichtgebundene Scheelitmineralisation wurde in der Basisschieferfolge ebenso wie im Zwölferzug noch nicht festgestellt.

### 2.123 Serie der alten Gneise

Die „Serie der alten Gneise“ im Sinne von G. FRASL & W. FRANK (1966) baut zusammen mit abgeschürften Zentralgneismassen und Gesteinen der Habachserie das Schuppenpaket der „Riffdecken“ im Südwest-, Süd- und Ostteil der höheren Schieferhülle über der Granatspitzhülle auf (Kap. 2.4), fehlt jedoch im geologischen Rahmen der Lagerstätte Felbertal. Sie besteht vorherrschend aus Biotitgneisen, untergeordnet Amphiboliten, Prasiniten und Glimmerschiefern. Im Einzelfall ist die Zuordnung verschiedener Gesteine, vor allem der Amphibolite und Prasinite, einerseits zum Altkristallin, andererseits zur Habachserie, oft problematisch. Aufgrund der verbreiteten, schichtgebundenen Scheelitmineralisation im osttiroler Gebiet auf der Südwestseite des Granatspitzmassivs (Anlage 1) bin ich der Überzeugung, daß der Anteil der Habachserie innerhalb der Riffdecken größer ist als nach der geologischen Karte von G. FRASL & W. FRANK (1966, Beilage 1) gefolgert werden muß. Da jedoch eine gesicherte kartenmäßige Abgrenzung nicht vorliegt, wurden die Habachserie und die „Serie der alten Gneise“ in Anlage 1 zusammengefaßt. Das Alter der „Serie der alten Gneise“ ist unbekannt, nach G. FRASL & W. FRANK (1966) vermutlich höher als das der Habachserie.

### 2.13 Habachserie

Der Begriff „Habachserie“, erstmals von G. FRASL (1958) definiert und benützt, wird zur Bezeichnung einer noch nicht fossilbelegten, nach Vergleichen mit der Grauwackenserie, den Karnischen Alpen, der Magdalensbergserie und fossilführenden unterostalpinen Quarzphyllitserien meist als altpaläozoisch erachteten Geosynklinalfüllung verwendet. Diese Habachserie ist aufgrund ihrer räumlichen Verbreitung und Mächtigkeit die wichtigste vormesozoische Serie der mittleren Hohen Tauern. Sie erreicht zwischen dem Krimmler Achenal und dem Kaprunertal eine W-E-Erstreckung von 40 km, in der N-S-Richtung bis 25 km (Anlage 1). Die Habachserie wird aus drei größeren Gesteinseinheiten (Basisschieferfolge, Eruptivgesteinsfolge und Habachphyllitentwicklung) aufgebaut:

Die Basisschieferfolge wird im Amertal und Felbertal bis über 400 m mächtig, während in ihrem sonstigen Verbreitungsgebiet Mächtigkeiten bis etwa 100 m festgestellt wurden (H. P. CORNELIUS & E. CLAR, 1939; W. FRANK, 1965). Sie besteht vorherrschend aus Sedimentabkömmlingen mit verbreitetem Gehalt an organogener Substanz. Die vulkanogenen Zwischenschaltungen sind als Vorläuferphasen zum späteren Vulkanismus der Eruptivgesteinsfolge aufzufassen.

Die stratigraphische Einordnung der Basisschieferfolge als tiefstes Gesteinspaket der Habachserie wurde erst durch die eigenen Untersuchungen unter Verwertung des Bohrkernmaterials von der Lagerstätte Felbertal gesichert. Die markante Grenze zur Eruptivgesteinsfolge ist durch das plötzliche Einsetzen eines kräftigen Vulkanismus bedingt.

Diese scharfe Gesteinsgrenze ist eine der bedeutendsten Materialgrenzen innerhalb der Habachserie. Diese unter dem Talboden des Felbertals und auf der Felbertal-Westseite unversehrte stratigraphische Grenze ist jedoch am Felbertal-Osthang und im Amertal tektonisch überarbeitet. Die auch im sonstigen Verbreitungsgebiet um den Granatspitzkern deutliche tektonische Abtrennung der Basisschieferfolge von den übrigen Teilen der Habachserie war Anlaß für ihre im Schrifttum unterschiedliche stratigraphische und tektonische Zuordnung: H. P. CORNELIUS & E. CLAR (1939) bezeichneten die Basisschieferfolge als „Biotitporphyroblastenschiefer“ und faßten sie als eigenständige Gesteinsserie auf. G. FUCHS (1958) nannte sie „Granatspitzhüllenschiefer“ und wertete sie ebenfalls als eigene Serie. W. FRANK (1965) beschrieb sie als „dunkle Albitgneise und Glimmerschiefer“ und betrachtete sie als fazielle Eigenentwicklung innerhalb der Habachserie bzw. mit Vorbehalt als Äquivalente der Habachphyllitentwicklung; tektonisch rechnete er sie zur „autochthonen Granatspitzhülle“, die übrige Habachserie dagegen zur „paraautochthonen Schieferhülle des Granatspitzkernes“ (Kap. 2.4).

Die Eruptivgesteinsfolge, das mengenmäßig bedeutendste und flächenmäßig am weitesten verbreitete Gesteinspaket der Habachserie ist aus einer submarinen Ophiolithfolge mit vielerorts noch reliktschen Ergußgesteinsmerkmalen hervorgegangen. Die besonders hohe Mächtigkeit von mindestens 2500 m im Hollersbachtal und im hinteren Habachtal dürfte auf einen großen Vulkanaufbau zurückgehen. Die Eruptivgesteinsfolge wird aus metamorphen ultramafischen, basaltischen, intermediären und sauren Magmatiten zusammengesetzt, wobei die basaltischen Effusiva weitaus dominieren. Einförmigen Ergüssen stehen Gesteinsfolgen mit mannigfaltigen Wechsellagerungen geringmächtiger Bänder und Linsen von Laven, Tuffen, Tuffiten, ehemaligen Kieselgelabscheidungen und umgelagertem vulkanogenem Material gegenüber. Beimengungen sedimentären Ausgangssubstrates, die heute in hellen Glimmerschiefern und dunklen Phylliten vorliegen, sind offenbar auf wenige stratigraphische Abschnitte beschränkt.

Die Eruptivgesteinsfolge enthält in ihrem untersten, einige hundert Meter (in der Lagerstätte Felbertal bis über 300 m) mächtigen Teil die schichtgebundene Scheelitführung (Scheelit-führende Serie).

Die Habachphyllitentwicklung ist vor allem im vorderen Habachtal in großer Mächtigkeit vertreten. Dieser Gesteinsfolge mit vorwiegend dunklen bis schwarzen Phyl-

liten sind geringmächtige, saure, intermediäre und basische, vulkanogene Einschaltungen als Nachphasen zur Eruptivgesteinsfolge zwischengelagert.

Charakteristisch für die gesamte Habachserie ist die Armut an Karbonatgesteinen. Auf der Felbertal-Westseite wurde in der Basisschieferfolge eine dünne Marmorlage erbohrt; in der Eruptivgesteinsfolge sind wenige Eisendolomit- und Ankeritlinsen bekannt. Überprüfungen dieser Karbonatvorkommen ebenso wie verschiedener Graphitquarzitlagen auf Mikrofossilien waren erfolglos.

## 2.2 GESTEINSAUFBAU DER HABACHSERIE IM BEREICH DER LAGERSTÄTTE FELBERTAL

### 2.21 Einleitung

An älteren geologischen Aufnahmen aus dem Bereich der Lagerstätte und ihrer unmittelbaren Umgebung stand nur eine lückenhafte Manuskriptkarte von H. P. CORNELIUS (1941) im Maßstab 1:25000 aus dem Archiv der Geologischen Bundesanstalt in Wien zur Verfügung. Von den Unterlagen der Bergbauabteilung der Metallgesellschaft AG wurden die topographischen Karten und die chemischen Analysendaten verwertet, die geologischen Profile und Karten, die sich ausschließlich auf den Lagerstättenbereich beschränken, nur zu Vergleichszwecken herangezogen. In zwei von mir betreuten Diplomarbeiten hatten die Herren W. KROL (1971) und H. SCHMID (1971) in den Jahren 1969 und 1970 Oberflächenaufnahmen im Lagerstättenbereich sowie im nördlich anschließenden Gebiet im Maßstab 1:10000 bzw. 1:5000 vorgenommen. Beide Arbeiten wurden von mir revidiert und durch Spezialkartierungen im Lagerstättenbereich und die Neuaufnahme des Felbertal-Westhanges ergänzt. Der Anschluß an das offizielle Koordinatensystem wird in den geologischen Karten und Profilen durch die eingetragenen Koordinaten ersichtlich. Die topographische Höhe wird gemäß den Vorschriften des österreichischen Vermessungswesens in m SH (= Meter Seehöhe) angegeben. Eine lagerstättenkundliche Beschreibung wird erstmals in dieser Arbeit vorgelegt. Einzelne Ergebnisse wurden bereits früher mitgeteilt (A. MAUCHER & R. HÖLL, 1968; R. HÖLL, 1970a und 1971; R. HÖLL, A. MAUCHER & H. WESTENBERGER, 1972; R. HÖLL & K. WEBER-DIEFENBACH, 1973).

### 2.22 Basisschieferfolge

Gegenüber der Entwicklung in ihrem übrigen Verbreitungsgebiet zeigt die Basisschieferfolge im Felbertal und Amertal eine verhältnismäßig starke Beteiligung magmatogener Zwischenlagerungen und eine auffallend hohe Mächtigkeit bis über 400 m. Die Hauptmasse dieser Gesteinsfolge bilden Chlorit-Biotit-Albit-Schiefer mit gelegentlichen Übergängen in geringmächtige, dunkle Glimmerschiefer. Mengenmäßig unbedeutend sind Zwischenschaltungen von Graphitquarziten, Biotitquarziten und Muskowitquarziten. Der vulkanogene Einschlag manifestiert sich besonders im mittleren und oberen Teil der Basisschieferfolge.

#### 2.221 Chlorit-Biotit-Albit-Schiefer

Diese dunkelgraubraun verwitternden, im frischen Bohrkernmaterial grünlichgrauen, hellbräunlichen bis dunkelgrauen Gesteine zeigen eine charakteristische Bänderung im Millimeter- bis Dezimeterbereich, bedingt durch unterschiedlich intensive Graphitpigmentierung und lagige Anreicherungen von Albit, Quarz, Glimmermineralien und/oder Chlorit. Auffallend ist ferner eine verbreitete Biotitblastese.

U. d. M.: Der modale Mineralbestand der einzelnen Lagen und Bänder ist recht unterschiedlich. Quarz und Albit bilden meist das Grundgewebe, in dem die übrigen Gemengteile schwimmen.

Plagioklas (15–55%, 0,05–0,6 mm, maximal bis 3,5 mm): Der An-Gehalt beträgt 0–10%, in inverszonaren Rändern bis 20%. Die länglichen, randlich oft zerlappten und miteinander verzahnten Albite (Plag. I nach CH. EXNER, 1950) sind parallel zur Schieferung eingeregelt. Sie sind meist unverzwillingt oder führen nur eine zentrale Naht. Selten ist eine polysynthetische Zwillingsbildung (Albitgesetz) entwickelt. Einschlüsse

bilden Quarz (sehr verbreitet), ferner Klinozoisit, Epidot, graphitisches Pigment, Hornblende, Chlorit, Biotit, Muskowit, Titanit, Karbonat, mitunter auch Granat. Das feinlagige graphitische Pigment // si belegt die alpidische, syn- bis postkinematische Sprossung sowohl der unverzwilligten als auch der verzwilligten Albite. Quarz (15–70%; 0,05–0,5 mm): Gegenüber den feinkörnigen Quarzeinschlüssen wesentlich größere, klare Quarzkörner bilden zusammen mit den Albiten das granoblastische Grundgewebe und die Füllmasse zwischen Chlorit-Biotit-Feinlagen. Biotit (5–25%; 0,2–4 mm; X=farblos bis gelblich, Y=Z=rötlichbraun;  $2V_X$  etwa  $10^\circ$ ): Die Biotitblättchen sind vorherrschend sf-parallel eingeregelt, häufig jedoch auch als große Querbiotite entwickelt. Einschlüsse sind Quarz, Rutil, Titanit, Zirkon, Granat, Apatit und Mikrolithen der Epidotgruppe. Diese markante Biotit-Führung war Anlaß für die Bezeichnung „Biotitporphyroblastenschiefer“ bei H. P. CORNELIUS & E. CLAR (1939). Chlorit (5–50%; bis 3 mm): Klinochlor und Pennin sind häufig mit Biotit verwachsen und im allgemeinen gut schieferungsparallel eingeregelt. Daneben sind divergentstrahlige Aggregate und Querschlorite feststellbar. Granat (bis 3%): Neben 0,1–0,5 mm großen Körnern mit idiomorphen Querschnitten, feinen Einschlüssen und beginnender Zersetzung treten kleinere, vollständig ausgebildete, unzersetzte Kriställchen sowie Granateinschlüsse in Albiten auf. Hornblende (nur in wenigen Lagen bis 5%, sonst höchstens akzessorisch): Vorherrschend feine Nadelchen aktinolithischer und gemeiner Hornblende. Muskowit (selten bis 10%, sonst nur ein untergeordneter Gemengteil). Weitere Akzessorien: Klinozoisit und Epidot mit vereinzelt Orthitkernen, Apatit, Turmalin, Karbonat, Titanit, Rutil, Zirkon, opake Erzkörner (besonders Pyrit und Magnetkies) sowie graphitisches Pigment.

Der komplexe Lagenbau der Chlorit-Biotit-Albit-Schiefer ist auf einen engständigen, rhythmisch sedimentären, stofflichen Materialwechsel zu beziehen. Die Ausgangsgesteine waren offenbar reich an tonigen Komponenten. Vor allem die Anreicherungen an Albit und Quarz erfordern jedoch auch eine Beteiligung weiterer primärer Bestandteile, sofern nicht die früher verbreitete Auffassung einer großräumigen alpidischen Alkalizufuhr (H. P. CORNELIUS & E. CLAR, 1939) vertreten wird. Dieser alten Hypothese stehen jedoch sämtliche neueren Befunde über das präalpidische Alter der Zentralgneismassen und die möglichen Stoffwanderungen bei der alpidischen Regionalmetamorphose entgegen (G. FRASL & W. FRANK, 1966). So ist wohl für die dunklen Chlorit-Biotit-Albit-Schiefer am ehesten ein bituminös-toniges Ausgangssubstrat mit einer Beteiligung von tuffogenen Verunreinigungen und/oder Arkosematerial in Betracht zu ziehen.

### 2.222 Dunkle Glimmerschiefer

Vor allem an den frischen Aufschlüssen entlang der Felbertal-Oststraße finden sich mehrfach Übergänge der Chlorit-Biotit-Albit-Schiefer in geringmächtige, graue bis dunkelgraubraune, feinkörnige Glimmerschieferzüge mit teilweise erhöhter Graphit-, Magnetkies- und Pyrit-Führung. Diese Gesteine sind gegenüber den Chlorit-Biotit-Albit-Schiefern durch eine verminderte Albit- und nur akzessorische Chlorit-Führung sowie durch erhöhte Gehalte an Quarz, Muskowit und Biotit gekennzeichnet. Granat und Turmalin sind gelegentlich in dünnen Linsen angereichert. Mitunter ist ein sedimentär bedingter Lagenbau angedeutet. Diese Gesteine sind als Abkömmlinge bituminös-toniger Ablagerungen aufzufassen.

Wegen ihres geringen Volumens wurden die dunklen Glimmerschiefer in den geologischen Karten und Profilen nicht getrennt ausgeschieden, sondern mit den Chlorit-Biotit-Albit-Schiefern zusammengefaßt.

### 2.223 Graphitquarzite

Die bis wenige Meter mächtigen Lagen grauschwarzer bis schwarzer, feinkörniger Graphitquarzite zeigen eine durchwegs enge Bänderung. Graphitische Pigmentanhäufungen liegen in feinen Zügen zwischen Pflastergefügen mit gleichkörnigem, schwach verzahntem Quarz (bis 95%; 0,1–0,4 mm). Akzessorien sind Muskowit, Biotit, Chlorit, opake Erzminerale (Pyrit, Magnetkies) und Granat. Übergänge bestehen in geringmächtige Lagen dunkler Biotitquarzite und heller Muskowitquarzite. Die Graphitquarzite der Basisschieferfolge, die als Abkömmlinge von Lyditen bzw. Kieselschiefern aufzufassen sind, zeigen keine signifikanten Unterschiede gegenüber Äquivalenten in der Habachphyllitentwicklung.

### 2.224 Metavulkanite

Besonders im mittleren und oberen Teil der Basisschieferfolge sind dünne, graugrüne Gesteinsbänder meist in engständigen Wechselfolgen sowie einige scharf begrenzte, einheitliche, bis wenige Zehnermeter mächtige Metabasitkörper zugegen. Petrographisch



erweisen sich diese vulkanogenen Einlagerungen als Hornblendeprasinite mit teilweise erhöhter Granatführung, Biotit-Hornblende-Prasinite, Chlorit-Hornblende-Prasinite und Hornblendeschiefer. Diese Gesteine unterscheiden sich weder im Mineralbestand noch im Gefüge von Äquivalenten in der Eruptivgesteinsfolge, insbesondere in der Scheelit-führenden Serie.

Auch die Gneislagen in der Basisschieferfolge, mit Ausnahme der in Kap. 2.225 behandelten Zweiglimmer-Plagioklas-Gneise, haben übereinstimmende Äquivalente in der Eruptivgesteinsfolge. Es handelt sich besonders um helle Albitgneise sowie um dunklere (Epidot-)Biotit-Albit-Gneise.

#### Pyroklastika:

An der Felbertal-Oststraße ist südlich der zweiten Nordkehre zwischen 1480–1510 m SH ein 0,40–1,20 m mächtiger Horizont eines Agglomeratgneises aufgeschlossen. Dunkelgraue, meist bis 4 cm, vereinzelt auch bis 8 cm lange, ovale bis knollenförmige, teilweise stark ausgeschwänzte und schieferungsparallel geplättete Einlagerungen schwimmen in einer hellgrauen Grundmasse aus Albit, Gliedern der Epidotgruppe, Muskowit, Biotit, Chlorit, Karbonat und Quarz. Die Begrenzung dieser deformierten Eruptivgesteinstrümmen (Lapilli) gegenüber der Grundmasse ist unscharf, der Übergang erfolgt in einem bis 3 mm dicken Saum (Abb. 2). Der Mineralbestand dieser Lapilli entspricht dem der umgebenden Grundmasse, weist jedoch eine wesentlich feinere Körnung und eine akzessorische Graphitführung auf. Beim nächtlichen Ableuchten einer großen Probenmenge mit der UV-Lampe wurden sehr spärlich Scheelitkörnchen in der Grundmasse und in den Lapilli gefunden. In der unter- und überlagernden Gesteinsfolge war dagegen ein Scheelitnachweis nicht möglich.

Sonstige Vorkommen von Pyroklastika sind aus dem Verbreitungsgebiet der Basisschieferfolge nicht bekannt, aus den stratigraphisch höheren Gesteinsfolgen der Habachserie, besonders aus der Habachphyllitentwicklung, jedoch mehrfach beschrieben (G. FRASL, 1958, S. 412ff.; O. SCHMIDEGG, 1961, S. 43; G. FRASL & W. FRANK, 1966). Die eigene Überprüfung der Pyroklastika westlich des Habachtals zwischen dem Gamskogel und dem Leutachkopf sowie im Obersulzbachtal südwestlich der Berndl Alm auf etwaige Scheelitführung blieb ohne positiven Erfolg.

#### 2.225 Zweiglimmer-Plagioklas-Gneis

Lange Züge mittel- bis grobkörniger, durch ihren Gehalt an präalpidischen Feldspatrelikten charakterisierter Gneise sind auf der Ost- und Westseite des Felbertals schieferungsparallel im oberen Teil der Basisschieferfolge eingelagert. Im Bereich der Ostfeldstraße bei 1460–1550 m SH schwilt ihre Mächtigkeit bis 100 m an (Anlagen 2 und 12). Diese grobgebankten bis plattigen Gneise stimmen weitgehend mit Zweiglimmer-Plagioklas-Gneisen überein, die W. FRANK (1965) ebenfalls aus der Basisschieferfolge des Guggernbachtals beschrieb. Während dort K-Feldspat fehlen soll, sind Mikrokline als Akzessorien oder Nebengemengteil in den Gneiszügen des Felbertals zugegen.

U. d. M.: Plagioklas (25–60%): In mechanisch geschonten Gesteinspartien überwiegt Plag III (Cp. EXNER, 1950) gegenüber dem alpidisch gesproßten Albit (Plag I). Die reliktschen, 0,4–4 mm, selten bis 6 mm großen Körner mit meist ausgefranstem, korrodiertem Rand, sind vorwiegend von Muskowit und nur untergeordnet von Klinozoisitmikrolithen durchsetzt. Die mitunter etwas dichtere Füllung im Kernbereich dürfte auf älteren Zonarbau zurückgehen.

Zwillingsbildungen sind in gut erhaltenen Körnern verbreitet. Meist sind Vergitterungen nach zwei Zwillingsystemen (Albit-, Karlsbader- bzw. Periklingesetz) entwickelt. Dieses Charakteristikum wurde innerhalb der Habachserie nur noch in Porphyroidgneisen (Kap. 2.235) beobachtet. Es fehlt den alpidisch gesproßten Feldspäten. Die Überprüfung unter dem U-Tisch nach der Methode BURRI-PARKER-WENK (W. E. TRÜGER, 1969, S. 738f.) erbrachte den Nachweis einer weitgehenden Ca-Abfuhr. Die Messungen ergaben nur An-Gehalte bis 8%. Unter Berücksichtigung des Gehalts an Füllungsmineralien dürften diese Plagioklase ursprünglich als Oligoklase bis saure Andesine vorgelegen haben.

In durchbewegten Bereichen zerfallen die Plagioklaskörner zunächst in einzelne Kornhaufen. Bei noch intensiverer mechanischer Beanspruchung bilden sich straff schieferungsparallel geordnete Quarz-Albit-Pflaster, in die auch die ehemalige Plagioklas-Füllung einbezogen wird. Diese jüngeren Plagioklase entsprechen den innerhalb der verschiedenen Gesteine der Habachserie verbreiteten Albiten mit höchstens einfacher Zwillingslamellierung (Plag I). Die neu entstandenen Mineralgemenge und Gefüge sind denjenigen der (Epidot-)Biotit-Albit-Gneise (Kap. 2.233) ähnlich.

Quarz (20–50%, 0,1–1 mm): In nur schwach verschieferten Gesteinspartien starke Verzahnung mit den größeren, alten Plagioklasen, sonst granoblastische Gefüge zusammen mit dem neu gebildeten Albit. Biotit (2–10%; 0,2–1,5 mm): Mitunter sind zwei unterschiedliche Varietäten erkennbar. Sicher metamorpher Natur ist ein Biotit mit X=gelblich, Y=Z=hellbraun bis olivbraun. Ein weitgehend in Chlorit zersetzter Biotit mit X=gelblichbraun, Y=Z=rotbraun ist wohl eher ein präalpidisches Relikt. Die Umwandlung des Biotits in Chlorit verursacht gelegentlich ein grün gesprenkeltes Aussehen dieser Gneise. Muskowit (5–10%; 0,2–0,5 mm): Er tritt zusammen mit Biotit in dünnen Glimmertapeten, teilweise auch in einzelnen Schüppchen auf. Feinschuppiger Muskowit bildet ferner die vorherrschende Füllungssubstanz in den reliktschen Plagioklasen. Mikroklin (bis 5%; bis 1 mm): Die schwach gegitterten, teilweise schachbretthalbitisierten Mikrokline stellen höchstens einen Nebengemengteil dar. Akzessorien: Klinozoisit, Epidot, Chlorit, Titanit, Rutil, Granat, Apatit, Zirkon, opake Erzkörner.

Als Edukt der Zweiglimmer-Plagioklas-Gneise ist ein magmatisches Gestein zu postulieren. W. FRANK (1965) zieht für die kleinen Vorkommen im Guggernbachtal die Ableitung aus Lagergängen mit quarzdioritischer Zusammensetzung in Betracht. Die Zweiglimmer-Plagioklas-Gneise im Felbertal sind stoffkonkordant und mit ihren B-Achsen und Schieferungsflächen isotrop der Basisschieferfolge eingelagert. Der Bereich besonders hoher Mächtigkeit auf der Felbertal-Ostseite ist durch zahlreiche, die Zweiglimmer-Plagioklas-Gneise unter- und überlagernde, konkordante Metabasitlagen gekennzeichnet. Der in Kap. 2.224 beschriebene Agglomeratgneis befindet sich nur knapp 10 m im Hangenden der Zweiglimmer-Plagioklas-Gneise. Wenn auch deren Abkunft aus Lagergängen nicht ausgeschlossen werden kann, so weist das Gesamtbild doch stärker auf eine Entstehung an der Oberfläche hin. Der sicher nicht ausschließlich tektonisch bedingte, weitständige Lagenbau innerhalb dieser Zweiglimmer-Plagioklas-Gneise ist mit dieser Deutung gut vereinbar. Die tektonisch verschliffenen Kontakte sind durch die unterschiedliche mechanische Verformbarkeit einerseits der mächtigen, kompakten Gneiszüge, andererseits der umgebenden, Graphit-führenden Chlorit-Biotit-Albit-Schiefer sowie der geringmächtigen Metabasitlagen bei der alpidischen Orogenese zwanglos zu erklären.

### 2.226 Scheelitmineralisation in der Basisschieferfolge

Scheelit wurde in der Basisschieferfolge des Felbertals an vier verschiedenen Lokalitäten nachgewiesen: An der Ostfeldstraße bei 1380–1390 m SH finden sich spurenhafte Scheelit-imprägnationen in einem bis 4 m mächtigen, recht einheitlichen Hornblendeprasinit mit Formrelikten ehemals basischer Einsprenglingsfeldspäte (Abb. 3). An der gleichen Straße bei 1480–1510 m SH führt der Agglomeratgneishorizont ebenfalls sehr sporadisch feinkörnigen Scheelit (Kap. 2.224). In der Bohrung 3 H wurden bei 269, 43–273,81 m Bohrtiefe Scheelitspuren zusammen mit dünnen Hornblendeschieferlagen angetroffen. In der Schrägbohrung 2 H unterhalb der markanten Grenze zwischen der Basisschieferfolge und der Eruptivgesteinsfolge bei 414,79 m Bohrtiefe sind noch Scheelitkörnchen bei 415,96–416,00, bei 422,38 und 429,86 m zugegen.

Alle diese von Mo begleiteten Scheelitmineralisationen repräsentieren einen primären, akzessorischen Bestandteil in diskreten, vulkanogenen Gesteinslagen. Sie sind untereinander verschiedenalttrige Vorläufer zur genetisch gleichartigen Vererzung der Scheelit-führenden Serie. Der Hornblendeprasinit an der Ostfeldstraße bei 1380–1390 m SH liegt im Profil mindestens 250 m, der Agglomeratgneis rund 100 m, die Scheelitmineralisation in den Bohrungen 2 H und 3 H dagegen nur bis wenige Meter unterhalb der Grenze zur Eruptivgesteinsfolge. Die Durchschnittsgehalte liegen unter 50 ppm  $\text{WO}_3$ . Eine ausgesuchte Probe aus dem Hornblendeprasinit ergab 240 ppm  $\text{WO}_3$ , 10 ppb Au, etwa 1 ppm Ag sowie Spuren von Mo und Bi. Sie zeigt damit eine unverkennbare geochemische Verwandtschaft zur Vererzung der Scheelit-führenden Serie.

Die sporadischen Scheelitmineralisationen innerhalb der Basisschieferfolge rechtfertigen jedoch nicht die Erweiterung des Begriffs „Scheelit-führende Serie“ (Kap. 2.23). Diese begriffliche Erweiterung hätte zur Folge, daß dem bis über 300 m mächtigen erzführenden Gesteinspaket im untersten Teil der Eruptivgesteinsfolge („Scheelit-führende Serie im engeren Sinne“) zwangsläufig noch die gesamte, bis über 400 m mächtige Basisschieferfolge mit ihren sedimentogenen und vulkanogenen Anteilen hinzugefügt werden müßte („Scheelit-führende Serie im weiteren Sinne“).

### *2.23 Eruptivgesteinsfolge einschließlich „Scheelit-führende Serie“*

Die Eruptivgesteinsfolge bildet im Bereich der Lagerstätte Felbertal einen rund 1500 m mächtigen Gesteinskomplex. Sie ist von der Basisschieferfolge durch eine scharfe, stratigraphische Grenze getrennt und mit der jüngeren Habachphyllitentwicklung in einer vulkanosedimentären Wechselfolge verbunden.

Die Liegendgrenze der „Scheelit-führenden Serie“ fällt mit der Grenze zwischen der Basisschieferfolge und der Eruptivgesteinsfolge zusammen, wird also durch das plötzliche Einsetzen des mächtigen Vulkanismus der Eruptivgesteinsfolge markiert. Die Hangendgrenze innerhalb der Eruptivgesteinsfolge ist unscharf; sie wird dort gezogen, wo die im Profil einigermaßen kontinuierlichen Scheelitspuren aufhören (Anlagen 2, 10 und 12).

Im übrigen Verbreitungsgebiet der Habachserie ist die Abgrenzung der Scheelit-führenden Serie nur bedingt möglich. Die Eruptivgesteinsfolge ist oft in ihrer gesamten Mächtigkeit recht einförmig, die Scheelitführung meist so spärlich, daß sie als Kriterium im Gelände kaum verwertet werden kann.

Die Scheelit-führende Serie der Lagerstätte Felbertal weist gegenüber dem jüngeren, um ein Vielfaches mächtigeren Teil der Eruptivgesteinsfolge außer ihrer Scheelitmineralisation noch folgende Charakteristika auf:

a) An diese Serie sind zusammen mit der Scheelitvererzung weitere typische Erzminerale gebunden (Kap. 2.6).

b) Der obere Teil der Eruptivgesteinsfolge ist im Gesteinsaufbau wesentlich einheitlicher als die Scheelit-führende Serie. Diese ist gekennzeichnet durch die intensivsten Wechsellagerungen und Verzahnungen, die im Gesamtprofil der Habachserie des hinteren Felbertals festgestellt wurden. Die oft nur geringe Mächtigkeit und Erstreckung sowie die häufig kontinuierlichen Übergänge der einzelnen Gesteinslagen und eine ungewöhnliche Vielfalt an Gesteinsarten auf engem Raum sind typisch (Anlagen 2, 3, 6, 7, 8, 9, 10, 11 und 12). Diese engständigen Wechselfolgen und fließenden Übergänge erzwangen selbst in detaillierten Bohrprofilaufnahmen oft eine zusammenfassende Ausscheidung nach der mengenmäßig vorherrschenden Gesteinsart. Die Gesteine der Scheelit-führenden Serie repräsentieren überwiegend tuffogene Abkömmlinge und Laven, untergeordnet umgelagertes vulkanogenes Material sowie Abscheidungen aus Hydrothermalzufuhren und Exhalationen.

c) Die meisten der nachstehend beschriebenen Gesteinsarten sind in der Scheelit-führenden Serie und im oberen Teil der Eruptivgesteinsfolge in gleicher Ausbildung vertreten.

Auf die Scheelit-führende Serie sind folgende Gesteine beschränkt:

Dunkelchromoxidgrüne Hornblendite (grobkörnige Hornblendefelse und Hornblendeschiefer) sowie Grobkornamphibolite

Quarzitische Horizonte, Bänder und Trümer mit feinkörniger Scheelitführung sowie sonstige quarzitische Körper mit Scheelit- und/oder Sulfidmineralisation.

Nur im oberen Teil der Eruptivgesteinsfolge, nicht in der Scheelit-führenden Serie, wurden bisher gefunden:

Helle Glimmerschiefer, Glimmerquarzite, dunkle Phyllite und Muskowit-Chlorit-Albit-Schiefer.



Im gegenwärtig erkundeten Lagerstättenbereich kann die Scheelit-führende Serie in fünf Gesteinsfolgen untergliedert werden: Liegendenschiefer, unterer Hornblendefelszyklus, Zwischenschiefer, oberer Hornblendefelszyklus, Hangendschiefer (Kap. 2.73 und Anlage 14).

## 2.2301 Dunkelchromoxidgrüne Hornblendite (Hornblendefelse und Hornblendeschiefer) sowie Grobkornamphibolite

Durch ihre Farbe sehr markante, dunkelchromoxidgrüne Hornblendite bilden das Leitgestein der Scheelit-führenden Serie im Gesamtbereich der Lagerstätte Felbertal. Es handelt sich überwiegend um grobkörnige Hornblendefelse, untergeordnet um fein- bis mittelkörnige, gleichfarbige Hornblendeschiefer mit bis zu 98 Volumenprozent Hornblende. Mit diesen Hornblenditen sind Grobkornamphibolite räumlich und genetisch eng verbunden, die neben den charakteristischen, dunkelchromoxidgrünen Hornblendekörnern auch ehemals basische Plagioklase als Hauptgemengteil führen. Die einzelnen, bis einige hundert Meter langen Grobkornamphibolit- und Hornblendefelslagen sind maximal 10 m mächtig, die Hornblendeschiefer meist nur in mm bis dm, vereinzelt bis 1,3 m dicken Bändern und Linsen vertreten.

In zahlreichen Bohrungen sind kontinuierliche Übergänge der Hornblendefelse in dunkelchromoxidgrüne Hornblendeschiefer und Grobkornamphibolite, jedoch auch konkordante Wechselfolgen scharf voneinander abgegrenzter Lagen dieser drei Gesteinstypen nachgewiesen. Ferner existieren fließende Übergänge zwischen Grobkornamphiboliten und Hornblendeprasiniten sowie zwischen den typischen dunkelchromoxidgrünen und den dunkelgraugrünen Hornblendeschiefern.

Die dunkelchromoxidgrünen Hornblendite und die Grobkornamphibolite sind im Ost- und Westfeld mengenmäßig weitaus überwiegend in zwei Gesteinspaketen der Scheelit-führenden Serie konzentriert, wo sie 25–85 % des Gesteinsvolumens aufbauen können. Diese Gesteinspakete („unterer Hornblendefelszyklus“ und „oberer Hornblendefelszyklus“) (Anlagen 2, 6, 7, 8, 9, 10, 12 und 14) entstanden in zwei Perioden mit wiederholter, submariner Förderung ultramafischer Vulkanite, begleitet von basaltischen, intermediären und sauren Effusiva sowie erzführenden, kieseligen Ablagerungen. Beide Hornblendefelszyklen sind vor allem in den Bohrungen 3 C und 3 D typisch entwickelt (Anlage 12).

U. d. M.: Die massigen Hornblendefelse mit richtungslos-körnigem Gefüge zeigen vor allem in mächtigen, einheitlichen, tektonisch geschonten Lagen zwei deutlich unterscheidbare Hornblende-Generationen: Der präalpidische, grob- bis grobkörnige Altbestand und der alpidisch re- und umkristallisierte, fein- bis mittelkörnige Neubestand sind zusammen mit 75–98 Volumenprozent am Gesteinsaufbau beteiligt. Daneben treten auf: Biotit, Dolomit-Ankerit, Kalzit, Chlorit, Plagioklas, Muskowit, Granat, Glieder der Epidotgruppe, Erzminerale, Ilmenit, Rutil, Titanit, Apatit, Turmalin, in mechanisch stark beanspruchten Bereichen auch Talk und Quarz.

Hornblende – Altbestand: Körner mit durchschnittlich 2–6 mm, vereinzelt bis 40 mm Kantenlänge. Schwacher Pleochroismus: X = fast farblos, Y = Z = blaßgrün mit schwachem Gelbton;  $Z \wedge c = 18^\circ\text{--}24^\circ$ ;  $2 V_X = 76^\circ\text{--}94^\circ$  mit einem Maximum bei  $84^\circ\text{--}88^\circ$ . Die breite Streuung des Achsenwinkels ist auffällig. Die häufig kataklastisch zerbrochenen, undulös auslöschenden und vom Rand her in eine Vielzahl kleinerer Teile zerfallenen Großkörner sind immer ursprünglich kristallographisch einheitlich ausgebildet und keine schilfrigen Massen. Sie erzeugen ein unregelmäßiges Gebälk wirt in einander verkeilter, nur vereinzelt sf-parallel eingeregelter, dicker, säulenförmiger bis gerundeter Körner mit stark gezackten und verfransten Rändern. In mehreren Lagen ist eine Durchsetzung mit winzigen Karbonateinschlüssen, ferner mit Biotit, Klinoisit-Epidot, Chlorit, Titanit, Rutil, Apatit sowie Scheelit und Molybdänglanz feststellbar. Verbreitet ist auch eine Pigmentierung und eine bis submikroskopisch feine Durchstäubung des Hornblende-Altbestandes mit Erzpartikeln (rundliche bis tafelige, unentmischte Ilmenitkörnerchen sowie sehr spärlich Magnetkies, Pyrit und Kupferkies). In Einzelfällen (vor allem Bohrung 2 A', 20,65–22,02 m Bohrtiefe) ist eine kontinuierliche Ab-

nahme der Korngröße der Erzpartikel in Richtung auf scharf abgegrenzte, erzfreie, rundliche bis elliptische Querschnitte (alte Blasenräume) nachweisbar (Abb. 4). Diese Erzdurchstäubung ist als Relikt des primären vulkanogenen Ausgangsmaterials aufzufassen. Die einzelnen Hornblendekörner können über mehrere „Erzwolken“ und erzfreie „Blasen“ hinweggewachsen sein. Dieses Wachstum ist präalpidisch. Es liegt nahe, eine bereits deuterische Umsetzung des vulkanogenen Ausgangsmaterials (Pyroxene, Olivine, Gläser) zu erwägen. Trotz intensiver Suche in zahlreichen Dünnschliffen waren Olivin- und Pyroxen-Relikte nicht nachweisbar. Wegen der genetischen Zusammengehörigkeit aller dunkelchromoxidgrünen Hornblendefelse innerhalb der Scheelit-führenden Serie der Lagerstätte Felbertal, ja sogar des gesamten Verbreitungsgebietes der Habachserie, ist die gleiche Herkunft auch für die Hornblenden zu postulieren, die diese angeführten Eigenschaften der Pigmentierung und Erzdurchstäubung nicht besitzen.

**Der Hornblende-Neubestand:** Gemeine und aktinolithische Hornblende: Die Grobkörner des Hornblende-Altbestandes sind an den Enden und in Zwickeln, teils auch skelettartig sowie entlang Scherbahnen in Gewebe nadelig-dünnstengeliger Körner von durchschnittlich 0,05–0,1 mm, selten bis 3,5 mm Länge umkristallisiert. Diese syn- und postdeformativ gesproßten Hornblendekörner zeigen einen kräftigeren Pleochroismus mit  $X = \text{blaßgelbgrün}$ ,  $Y = Z = \text{hellgrün bis blaßblaugrün}$ , höhere Doppelbrechung und kleineren Achsenwinkel ( $2 V_X$  um  $80^\circ$ ). Ihr Randbereich ist vielfach intensiver grün gefärbt als das Korninnere.

**Biotit** (bis 11%, 1–3 mm, selten bis 12 mm): Die syn- bis postkinematisch gesproßten Biotite sind häufig mit Chlorit parallel verwachsen oder werden von diesem pseudomorph verdrängt. Neben älteren Biotiten mit  $X = \text{hellorangebraun bis graugrün}$ ,  $Y = Z = \text{hellgelbbraun bis rötlichbraun}$ , treten jüngere mit mehr grünlichen pleochroitischen Farbtönen ( $X = \text{graugrün}$ ,  $Y = Z = \text{gelbbraun}$ ) auf. Einschlüsse bilden Hornblendenädelchen, opake Erzminerale und Zirkone mit pleochroitischen Höfen. **Chlorit** (Klinochlor, Rhipidolith; bis 7%, mitunter fehlend): Die Chloritisierung von Biotit und Hornblende ist im wesentlichen auf stark durchbewegte Gesteinspartien konzentriert. **Karbonat** (bis 15%): Die feinkörnigen Karbonateinschlüsse im Hornblende-Altbestand wurden bereits erwähnt. Ferner ist eine Karbonatneubildung vielfach zusammen mit Quarz in meist nur mikroskopisch feinen Nestern und Rißfüllungen in der Mehrzahl der Hornblendefelslagen nachweisbar. Der Karbonatgehalt in den Hornblendefelsen ist im Durchschnitt geringer als in den Hornblendeschieferlagen und Grobkornamphiboliten. **Plagioklas** (0–3%, vereinzelt bis 8%): Die meist nur akzessorischen Plagioklase in den Hornblendefelslagen entsprechen in ihrer Ausbildung den Plagioklasen der Grobkornamphibolite. **Muskowit:** Muskowit ist durchwegs zugegen, jedoch spärlicher als der Biotit. Der makroskopisch auffällige Fuchsit wurde nur sporadisch in den Hornblendefelsen und Grobkornamphiboliten der Scheelit-führenden Serie der Lagerstätte Felbertal, jedoch häufiger im Hollersbachtal und Habachtal festgestellt. **Granat** (bis 3%): Hypidiomorpher bis gerundeter Almandin-reicher Granat, oft kataklastisch zerbrochen, jünger als der Hornblende-Altbestand, teilweise reich an Einschlüssen (besonders Quarz, Biotit, Mikrolithen der Epidotgruppe sowie lichtoptisch nicht diagnostizierbare, feine Durchstäubung). Akzessorien: Glieder der Epidotgruppe, Erzminerale, Ilmenit, Rutil, Titanit, Apatit, Turmalin und Quarz. In intensiv durchbewegten Gesteinspartien erfolgte eine Vertalkung der Hornblendefelse.

Die dunkelchromoxidgrünen Hornblendeschiefer sind durch eine straffe Schieferung sowie höchstens untergeordnetes Auftreten eines Hornblende-Altbestandes (meist linsig zerscherte Hornblendeknoten) und die mengenmäßige Dominanz des alpidischen Hornblende-Neubestandes gekennzeichnet. Die stengeligen, bis 3 mm langen Hornblenden sind synkinematisch B-parallel oder postkinematisch subparallel zur B-Achse gesproßt. In einzelnen Bändern zeigt sich eine ausgeprägte Biotitblastese. Vor allem in geringmächtigen, als tuffogene Abkömmlinge aufgefaßten Hornblendeschieferlagen ist mitunter eine erhöhte (bis 30%), wohl bereits syngenetische bis diagenetische Karbonatführung festzustellen. Auffallend ist ferner die im Vergleich zu den Hornblendefelsen stärkere Variabilität der Erzmineralführung. Der übrige Mineralbestand stimmt mit demjenigen der Hornblendefelse überein.

**Die Grobkornamphibolite:** Die richtungslos-körnigen, grünweiß gefleckten Grobkornamphibolite gleichen in ihrem Gefügebild grobkörnigen Diabasen oder Gabbros. Sie enthalten neben dem Mineralbestand der Hornblendefelse als Hauptgemengteil noch Plagioklase (bis 60%). Die Bezeichnung „Grobkornamphibolit“ wird zur Vermeidung einer a priori genetischen Interpretation der von H. P. CORNELIUS & E. CLAR (1939, S. 72f.) verwendeten Benennung „gabbroide Amphibolite“ für ähnliche Gesteine im Stubachtal vorgezogen. Die Masse der Grobkornamphibolite innerhalb der Scheelit-führenden Serie der Lagerstätte Felbertal ist auf Effusivgesteinslagen zu beziehen. Eine gabbroide Abkunft ist höchstens für einzelne Gesteinskörper zutreffend. Es sei ferner darauf hingewiesen, daß diese Grobkornamphibolite keine altkristallinen Amphibolite repräsentieren und wie ihr umgebender Rahmen bei der alpidischen Tauernkristallisation nur den Bedingungen des „low-stage of metamorphism, isograd An (17–20) + hornblende“ (H. G. F. WINKLER 1970) unterlagen (Kap. 2.4).

Die Hornblendekörner der Grobkornamphibolite entsprechen samt ihren Einschlüssen und Umwandlungsercheinungen denjenigen der Hornblendefelse. Der ehemals An-reiche, durchgreifend zersetzte Plagioklas-Altbestand (Plag III) ist nur noch durch regellos im Gestein eingelagerte, felderartig zerfallene Formrelikte angedeutet. Klinoisit durchsetzt zusammen mit Epidot, Quarz, Chlorit, Biotit, Muskowit, Hornblende, Titanit und Granat die Restkomponente (Albit mit gelegentlichen Oligoklassäumen). Bei weitergehender Umwandlung bildeten sich zwischen den großen, bei der Tauernkristallisation wesentlich widerstandsfähigeren Hornblendekörnern fleckenweise verteilte Pflaster von Albiten (Plag I) mit Oligoklassäumen und Einschlüssen der oben erwähnten Mineralien.

Einschluß-freie, möglichst unversehrte Großkörner des Hornblende-Altbestandes der dunkelchromoxidgrünen Hornblendefelse wurden mit der Elektronenstrahl-Mikrosonde chemisch überprüft (Analysator Dr. K. WEBER-DIEFENBACH) (Tab. 2, Spalte 1). Unter Benützung der Einteilung der Amphibole nach W. E. DEER, R. A. HOWIE & J. ZUSSMAN (1967) erwiesen sich diese Körner als

Cr-führende, Al-arme, gemeine Hornblenditen mit Tendenz zu edenitischer Hornblende.

Vollanalysen dunkelchromoxidgrüner Hornblendefelse aus der Lagerstätte Felbertal, dem vorderen Habachtal und dem Obersulzbachtal zeigen einen weitgehend übereinstimmenden Chemismus (Tab. 2, Spalten 2–6). Dieser entspricht der chemischen Zusammensetzung eines von W. E. TRÖGER (1969, S. 276, Nr. 681) angegebenen „Diallagits“. Auf eine möglicherweise bereits deutische Umwandlung eines holomelanokraten Lavagesteins von pyroxenitischem Magmencharakter zum Hornblende-Altbestand der Hornblendefelse wurde bereits hingewiesen.

Die Cr-Gehalte aller mindestens 10 cm mächtigen Hornblendefelslagen beider Hornblendefelszyklen aus der Bohrung 3 D sowie sonstiger typischer Hornblendefelse aus dem Ost- und Westfeld (insgesamt 29 Proben) wurden mit Hilfe der Neutronenaktivierungsanalyse bestimmt. Es ergab sich ein durchschnittlicher  $\text{Cr}_2\text{O}_3$ -Gehalt von 0,30%, ein Maximum von 0,58% und ein Minimum von 0,12%. Die dunkelchromoxidgrünen Hornblendeschiefer haben einen um den Faktor 2–5 höheren Chromgehalt als die dunkelgraugrünen Hornblendeschiefer (Kap. 2.2302).

Verbandsverhältnisse, Mineralbestand und Chemismus (Tab. 2, Spalte 7) der Grobkornamphibolite weisen einerseits auf enge genetische Beziehungen zu den Hornblendefelsen, andererseits zu den Hornblendeprasiniten hin. Gegenüber den von tholeiitbasaltischen Vulkaniten abzuleitenden Hornblendeprasiniten führen sie höhere Ca- und Mg- sowie niedrigere Na- und Al-Gehalte. Die Hornblendefelse und Grobkornamphibolite zeigen auffallende geochemische Ähnlichkeiten zu altpärkambrischen „komatiitischen“ Vulkaniten der basalen Onverwacht-Gruppe des Swaziland-Systems in Südafrika (Kap. 2.71).

Die Hornblendefelse und Grobkornamphibolite sind mindestens überwiegend auf untermeerisch ergossene Laven zu beziehen. Flache Intrusionen unter dem Meeresboden erscheinen möglich und wahrscheinlich. Die im Bohrkernmaterial gut erkennbaren mechanischen Durchbewegungen konnten zur Bildung von Hornblendeschiefen führen. Diese mit einer Biotitblastese und Vertalkung verbundene Erscheinung ist in einigen konkreten Fällen nachweisbar, jedoch sicher nicht für die weitaus überwiegende Zahl der Hornblendeschieferlagen zutreffend. Die Hornblendeschiefer sind wohl vorherrschend von tuffogenem Material abzuleiten. Sie treten meist in größerer Zahl als geringmächtige, konkordante Bänder innerhalb engständiger Wechselfolgen auf und erweisen sich häufig als stratigraphische Äquivalente einzelner, wesentlich mächtigerer Hornblendefelslagen. Sie gehen oft kontinuierlich in andere Gesteinsarten über und führen mitunter die bereits erwähnten linsigen Karbonatanreicherungen sowie gelegentlich linsige oder gebänderte, unterschiedliche Sulfidmineralzusammensetzungen. Die Hornblendeschieferlagen im unteren Hornblendefelszyklus des Ostfeldes enthalten quarzitisches Bänder und Trümer mit feinkörniger Scheelitführung. Diese Bänder sind als submarine Externabscheidungen ehemaliger Kieselgele, die mineralogisch gleichartigen Durchtrümerungen als diagenetische Internabsätze zu betrachten. Die feinkörnigen Scheelit-führenden Quarzite innerhalb der Hornblendefels- und Grobkornamphibolitlagen sind dagegen ausschließlich als diskordante Durchtrümerungen entwickelt.

## 2.2302 Hornblendeprasinite, Biotit-Hornblende-Prasinite und dunkelgraugrüne Hornblendeschiefer

Prasinite, besonders Hornblendeprasinite, sind weit verbreitete Gesteine der Habachserie. Sie sind bereits in der Basisschieferfolge vertreten, haben wesentlichen Anteil an der Scheelit-führenden Serie und überwiegen mengenmäßig alle anderen Gesteine im Scheelit-freien Teil der Eruptivgesteinsfolge.

Dem Begriff „Prasinit“ wird die mineralogische Definition zugrunde gelegt. Als Prasinite werden Gesteine bezeichnet, deren Hauptgemengteile Albit, Glieder der Epidotgruppe sowie Chlorit und/oder Hornblende bzw. Biotit darstellen. Die Prasinite werden nach den dunklen Komponenten weiter unterteilt. Der Definition entsprechend umfassen die Prasinite also nicht nur metamorphe Abkömmlinge magmatischer Gesteine. Die Prasinite der Habachserie sind allerdings mindestens zum überwiegenden Teil auf Vulkanite und umgelagertes vulkanisches Material zu beziehen. Gegenüber den „Amphiboliten“ bestehen weder begrifflich noch in der Natur scharfe Grenzen.

Die dunkelgraugrünen Hornblendeprasinite zeigen ein poikiloblastisches Gefüge und eine vorherrschend deutliche Schieferung. Unterschiede in den Korngrößen und im Gehalt an Albit, Hornblende, Biotit und Chlorit sowie das gelegentliche Auftreten von Feldspatformrelikten ermöglichen eine Untergliederung. Im frischen Bohrkernmaterial ist ein Lagenbau im Millimeter- bis Zehnermeterbereich gut erfaßbar, der offenbar weitgehend durch primäre Stoffunterschiede in der Aufeinanderfolge von Laven, tuffogenen Anteilen und umgelagertem vulkanogenem Substrat bedingt wird.

U. d. M.: Gemeine und aktinolithische Hornblende (30–70 %, in Hornblendeschiefen über 70 %; 0,02–4,5 mm, im Durchschnitt 0,05–0,4 mm): Die stengeligen bis nadeligen Hornblendekörner mit oft scharfrandigen Querschnitten  $\perp c$  sind schieferungsparallel eingeregelt. Die gemeine Hornblende ( $X =$  gelblichgrün,  $Y = Z =$  grün;  $\Delta = 0,02$ ;  $Z \wedge c = 17^\circ\text{--}24^\circ$ ;  $2V_X = 72^\circ\text{--}84^\circ$ ) ist im allgemeinen wesentlich stärker vertreten als die meist jüngere aktinolithische Hornblende, die ihrerseits noch von einer recht seltenen blaustichigen Hornblende durchwachsen sein kann.

Plagioklas (25–55 %; 0,1–3 mm, im Durchschnitt 0,2–0,4 mm): Die hinsichtlich der alpidischen Hornblendesprossung gleichaltrigen bis jüngeren Albitkörner sind teilweise inverszonar von einem dünnen Oligoklassaum (bis 20 % An) umhüllt. Diese Albite, meist unverzwilgt, gelegentlich mit einer oder wenigen Zwillingsnähten nach dem Albitgesetz, bilden xenomorphe Zwickelfüllungen sowie linsig-lagige Anreicherungen. Verbreitet sind Einschlüsse von Gliedern der Epidotgruppe und feinstengeligiger Hornblende. Die Glieder der Epidotgruppe (5–14 %, 0,01–0,25 mm, vorherrschend Klinoisit, untergeordnet Epidot) sind ferner als Stengel und Körner gleichmäßig im Gestein verteilt oder in schieferungsparallelen Feinlagen angereichert. Chlorit (1–12 %; 0,1–0,4 mm): Blaßgefärbter, schwach pleochroitischer Klinochlor, gelegentlich auch Rhipidolith, mitunter wohl auch Pennin, sind teilweise aus Hornblende und Biotit hervorgegangen, häufig auch in der Schieferungsebene und entlang Scherbahnen gewachsen. Biotit (2–15 %; bis 4 mm): Der Biotit ist generell alpidisch gesproßt und repräsentiert zusammen mit Albit eine späte Kristallisationsphase; häufig durchschneidet er als Querbiotit das Epidot-Klinoisit-Albit-Hornblende-Grundgewebe. Granat (bis 4 %; bis 0,3 mm, in Einzelfällen bis 2 mm): Almandin-betonter Granat bildet feinkörnige Einschlüsse im Albit oder gröbere Körner im Gesteinsgewebe. Akzessorien: Quarz und Muskowit (in einigen Lagen stellen beide Mineralien einen Nebengemengteil dar), Dolomit-Ankerit, Kalzit, Titanit, Rutil, Apatit, Zirkon und Erzminerale (vor allem Magnetkies, in der Scheelit-führenden Serie auch Scheelit, Molybdänglanz, Kupferkies und andere Sulfide (Kap. 2.6)).

Neben dieser mengenmäßig dominierenden Ausbildung der Hornblendeprasinite existieren verschiedene Varietäten, die meist nur in geringmächtigen Linsen oder Bändern entwickelt sind und durchwegs fließende Übergänge zu den Hornblendeprasiniten aufweisen:

Dunkelgraugrüne Hornblendeschiefer,  
Biotit-Hornblende-Prasinite,  
Chlorit-Hornblende-Prasinite.

Die Bezeichnung dunkelgraugrüne Hornblendeschiefer wird für ein straff geschiefertes, durchwegs feinkörniges, dünnplattig brechendes Gestein mit über 70 % nadelig-stengeligiger Hornblende verwendet. Dieses entspricht in seinem Mineralbestand und Gefüge weitgehend den dunkelchromoxidgrünen Hornblendeschiefen, von denen es sich im wesentlichen nur durch die Färbung der Hornblende unterscheidet. Die verbreiteten Übergänge und engständigen Wechselfolgen mit den Hornblendeprasiniten bedingten eine Zusammenfassung beider Gesteinsarten in den geologischen Karten und Profilen.

Die Biotit-Hornblende-Prasinite mit einem stets typisch poikiloblastischen Gefüge zeigen gegenüber den gewöhnlichen Hornblendeprasiniten eine weniger ausgeprägte Schieferung und eine häufig auffällige Kornvergrößerung. Kennzeichnend sind ferner die erhöhten Gehalte an Ballenalbit (bis 50 %; bis 3 mm) und Biotit (bis 20 %; sehr häufig als Querbiotit) sowie mitunter auch an Chlorit bei gleichzeitiger Verminderung der Hornblendeführung. Die Biotit-Hornblende-Prasinite sind besonders im oberen Teil der Scheelit-führenden Serie vertreten (Anlage 12). Eine Abgrenzung gegenüber den Hornblendeprasiniten war zwar meist an den Bohrprofilen, jedoch kaum bei der Oberflächenkartierung durchführbar.

Die Chlorit-Hornblende-Prasinite mit einem wesentlich erhöhten Gehalt an Chlorit (bis 20 %) sind im Gelände meist nur schwer von den gewöhnlichen Hornblendeprasiniten unterscheidbar. In der Scheelit-führenden Serie sind sie nur selten als geringmächtige Einlagerungen vertreten, im höheren Teil der Eruptivgesteinsfolge häufiger angetroffen worden. Diese Gesteinsvarietät wurde generell mit den Hornblendeprasiniten zusammengefaßt.

Hornblendeprasinite mit Relikten: Präalpidische Relikte, und zwar Feldspatformrelikte und reliktsche Hornblenden, wurden in Bohrkernen und Oberflächenaufschlüssen mehrfach festgestellt. Beide Reliktformen treten meist getrennt auf. Sie sind in der Scheelit-führenden Serie, im höheren Teil der Eruptivgesteinsfolge, aber auch innerhalb der Basisschieferfolge zugegen.

Die Feldspatformrelikte, bis 12 mm lange und bis 4 mm dicke, grauweiße Tafeln, sind oft nur vereinzelt im Gestein verteilt, gelegentlich auch mengenmäßig stärker vertreten. Die ursprüngliche Plagioklasssubstanz wurde bei der Tauernkristallisation zersetzt und in ein feinkörniges Gewebe mit Albit, Klinozoisit, Fe-armem Epidot, Muskowit und Quarz umgewandelt. Als Ausgangsmaterial sind intersertal struierte Basalte zu erachten, deren Gefüge durch die Tektonik geplättet wurde (Abb. 3).

Die reliktschen Hornblenden, 3–8 mm große, gedrungene Hornblendesäulchen, sind meist nur wenig schieferungsparallel geordnet oder völlig unregelmäßig. Sie entsprechen, abgesehen von der vorherrschend geringeren Korngröße, der dunkelgraugrünen Färbung und der durchwegs stärkeren, randlichen Zersetzung, weitgehend dem Hornblende-Altbestand der nadelchromoxidgrünen Hornblendefelse und Grobkorn-amphibolite. Bei intensiver Verdrängung durch nadelstengelige Hornblende, Chlorit und Albit blieben nur noch Skelette ehemals einheitlicher Körner erhalten.

Unter Berücksichtigung des Chemismus ist für die Hornblendeprasinite mit (Tab. 2, Spalte 9) und ohne Feldspatformrelikte (Tab. 2, Spalte 8) ein tholeiitbasaltisches Ausgangsmaterial, vielleicht mit gelegentlich geringen Gehalten an freiem Quarz, zu postulieren. Die einheitlichen und oft auch mächtigen Hornblendeprasinitzüge sind vorherrschend von submarinen Ergüssen abzuleiten. Die Wechselfolgen dünner Hornblendeprasinittbänder und die fließenden Übergänge in andere Gesteinsarten sind auf stoffliche Unterschiede im prämetamorphen Lagerbau zurückzuführen und dürften überwiegend auf tuffogenes und umgelagertes, vulkanogenes Edukt zu beziehen sein.

### 2.2303 Biotitprasinite

Diese Gesteine wurden in der Scheelit-führenden Serie, vor allem in deren oberen Abschnitt, mehrfach erbohrt, treten im übrigen Teil der Eruptivgesteinsfolge jedoch nur selten auf. Verbreitet sind Übergänge in Biotit-Hornblende-Prasinite, Hornblendeprasinite und (Epidot-)Biotit-Albit-Gneise. Nur wenige Biotitprasinitkörper sind scharf begrenzt. Unter diesen verdienen die Lagen im oberen Erzkörper der oberen Schuppe des Westfeldes mit besonders typischer Entwicklung in den Bohrungen 3 E, 4 B und UB 14 sowie ein stratigraphisch etwa 50 m tieferer, in den Schrägbohrungen UB 8 bei 16, 64–20, 16 m und UB 9 bei 19,89–28,30 m Bohrtiefe angetroffener Horizont wegen ihrer grobkörnigen, gelb fluoreszierenden Scheelitphyroblasten besonderes Interesse.

In den dunklen Biotitprasiniten heben sich makroskopisch nur die oft stark getrübbten Albite als hellere Gemengteile ab. Mineral- oder Gefügerelikte einer magmatischen Phase sind nicht erhalten; der Stoffbestand ist vollständig sekundärer Natur. Die Anteile der einzelnen Mineralien können in den verschiedenen, durch poikiloblastisches Gefüge gekennzeichneten Biotitprasinitlagen stark schwanken.

U. d. M.: Albit (15–35 %; 0,5–4 mm): Ungegitterte oder einfach verzwilligte Albite, vereinzelt mit in- verszonarem Saum. Oft randlich kräftig korrodierte Einzelkörner (Ballenalbite), daneben auch Anhäufungen



und lockere Verteilungen in der Matrix. Intensität und Art der Einschlüsse sind variabel: Klinozoisit und Epidot dominieren. Biotit (20–35 %; 0,2–5 mm): Neben sf-parallem Biotit sind postkinematisch gesproßte Querbiotite verbreitet. Einschlüsse bilden Zirkon mit pleochroitischen Höfen, daneben Epidot-Klinozoisit, Titanit und Erzminerale. Klinozoisit-Epidot (10–20 %; bis 0,3 mm): Stengel, rundliche Körnchen und lockere Kornaggregate repräsentieren einen wesentlichen Gemengteil im Grundgewebe. Als feinkörnige Einschlüsse sind sie ferner vor allem in den Albiten zugegen. Muskowit (bis 8 %; bis 1,5 mm). Chlorit (Klinochlor-Pennin; bis 10 %; bis 0,4 mm). Hornblende (meist nur akzessorische Gehalte; bis 0,5 mm): Nadelchen aktinolithischer Hornblende sind allgemein zugegen. Bei Übergängen in Biotit-Hornblende-Prasinite stellt sich auch gröberkörnige, gemeine Hornblende ein, oft mit randlichen Verdrängungen durch Biotit und Chlorit. Quarz (bis 10 %, meist unter 5 %; bis 0,5 mm): Vorherrschend regellos im Grundgewebe verteilt, vereinzelt als Einschlüsse in den Albiten, gelegentlich an Scherbahnen und Rissen angereichert. Karbonat (Dolomit-Ankerit und Kalzit; meist nur akzessorisch, vereinzelt bis 10 %). Akzessorien: Granat (bis 2,5 %), Apatit, Titanit, Rutil, Turmalin, Erzminerale.

Aufgrund des Pauschalchemismus (Tab. 2, Spalte 10) ist ein andesitischer bis latit-andesitischer Charakter (A. L. STRECKEISEN, 1967) des Ausgangsmaterials der in sich recht einheitlichen Biotitprasinite des oberen Erzkörpers der oberen Schuppe des Westfeldes zu erwägen. Scharf begrenzte, bis mehrere Meter mächtige, teilweise langgestreckte, homogene Biotitprasinitlagen repräsentieren wohl überwiegend ehemalige Laven. Dagegen deuten die meist nur dünnen Biotitprasinitbänder mit variabler Ausbildung und kontinuierlichen Übergängen in andere Gesteinsarten auf vorherrschend tuffogene Abkunft, gegebenenfalls mit Beteiligung umgelagerten vulkanogenen Materials hin.

#### 2.2304 Chloritprasinite und Biotit-Chlorit-Prasinite

Die lichtgrünen, deutlich geschieferten Chloritprasinite sind konkordant in den Hornblendeprasiniten eingeschaltet und mit diesen durch fließende Übergänge verbunden. Sie sind im hinteren Felbertal offenbar auf bestimmte stratigraphische Abschnitte im oberen Teil der Eruptivgesteinsfolge beschränkt. Durch Zunahme der Biotitführung ergeben sich Wechselfolgen mit Biotit-Chlorit-Prasiniten. Bei verminderter Klinozoisit-Epidot-Führung und verstärktem Auftreten von Muskowit liegen Übergänge in Muskowit-Chlorit-Albit-Schiefer vor.

U. d. M.: Albit (30–55 %; 0,2–3,5 mm): Ballenalbite mit vorherrschend nur geringer Füllung aus Klinozoisit-Epidot, Quarz und Chlorit. Chlorit (Rhipidolith, Klinochlor, Pennin; 15–40 %; bis 2 mm): Die mitunter auch in ac-Stellung entwickelten Chlorite bilden das Gerüst zwischen den Ballenalbiten. Nebengemengteile und Akzessorien: Klinozoisit und Fe-armer Epidot in gleichen nadelig-stengeligen und rundlichen Ausbildungsformen wie in den Hornblendeprasiniten, jedoch mit mengenmäßig geringerem Anteil (bis 10 %), Quarz (bis 10 %), aktinolithische und gemeine Hornblende (bis 5 %), Biotit (bis 3 %, in den Biotit-Chlorit-Prasiniten bis über 10 %), Muskowit (bis 5 %), Karbonat, Apatit, Titanit und opake Erzminerale (besonders Pyrit und Magnetkies).

#### 2.2305 (Epidot-)Biotit-Albit-Gneise

Die häufig gebänderten Lagen dieser fein- bis grobkörnigen Gneise sind innerhalb der Scheelit-führenden Serie verbreitet, aber auch im höheren Teil der Eruptivgesteinsfolge und in der Basisschieferfolge vertreten. Die Schieferung ist meist deutlich, kann aber durch kräftige postkinematische Biotitblastese verwischt werden.

U. d. M.: Albit (35–65 %; 0,2–2,5 mm, in Ausnahmefällen bis 4 mm): Vorherrschend unverzwillingt, selten Zwillingslamellierung nach dem Albitgesetz; mitunter inverszonal mit Oligoklassäulen; reich an Einschlüssen (besonders Klinozoisit-Epidot und Quarz). Biotit (bis 25 %; 0,2–6 mm): Keine Relikte, nur alpidische Neubildungen; neben schieferungsparalleler Anordnung häufig auch Querbiotite. Muskowit (2–10 %, vereinzelt bis 15 %; 0,1–0,5 mm): Stets gut schieferungsparallel eingeregelt. Chlorit (Klinochlor, Pennin; bis 6 %): Biotit und Chlorit sind miteinander verwachsen. Mitunter ist der Biotit von Chlorit weit-



gehend verdrängt, wodurch ein grün gesprenkeltes Aussehen dieser Gesteine hervorgerufen wird. Quarz (10–25 %; 0,05–0,3 mm): Innerhalb des Grundgewebes unregelmäßig verteilt, in den helleren Gesteinsvarietäten zusammen mit Albit in eng verzahntem Mosaik angereichert. Klinoisit-Epidot (bis 6%): Mikrolithen sind im Albit verbreitet; Stengel und rundliche Körnchen häufig mit Fe-armem Epidotkern und Klinoisitrand sind im Grundgewebe regellos verteilt, teilweise linsig-schlierig angereichert. Karbonat (2–4 %, mitunter bis 10 %): Meist als Intergranularfüllungen; gelegentliche feimbänderige Quarz-Karbonat-Pflaster dürften wohl mindestens teilweise als primäre sedimentogene Beimengungen aufzufassen sein. In diskordanten Rißfüllungen Quarz-Kalzit-Aggregate. Akzessorien: Hornblende (mitunter auch als Nebengemengteil), Granat, Titanit, Rutil, Turmalin (bis 6 mm lange Nadelchen), Apatit, Zirkon, Erzminerale.

Aufgrund des gegenwärtigen, sekundären Mineralbestandes und der chemischen Zusammensetzung (Tab. 2, Spalten 11 und 12) ist eine Ableitung der (Epidot-)Biotit-Albit-Gneise von Gesteinen mit dacitischem Charakter im Sinne von A. L. STRECKEISEN (1967) naheliegend. Die beträchtliche Variationsbreite und Inhomogenität der einzelnen, häufig nur geringmächtigen Lagen, die linsig-bänderartigen Karbonatanreicherungen, die Übergänge in andere Gesteinsarten und die Einschaltung quarzitischer Bänder und Trümer mit feinkörniger Scheelitführung innerhalb des unteren Hornblendefelszyklus des Ostfeldes weisen auf submarine Wechselfolgen hin. Es entsteht das Bild, daß wohl ein Teil dieser Gneise auf die Beteiligung von tuffogenem und umgelagertem, vulkanogenem Material unter lokaler Beeinflussung durch Hydrothermallösungen zurückzuführen ist.

## 2.2306 Albitgneise, Quarzitgneise und Porphyroidgneise

Fein- bis grobkörnige, helle Albit-, Quarzit- und Porphyroidgneise sind in der Habachserie konkordant eingelagert. Mengenmäßig sind die Albitgneise vorherrschend. Neben vereinzelt Albit- und Quarzitgneiskörpern innerhalb der Basisschieferfolge ist vor allem in der Scheelit-führenden Serie eine Beteiligung unterschiedlich mächtiger Lagen, Linsen und Bänder von Albit-, Quarzit- und Porphyroidgneisen nachgewiesen. Im höheren Teil der Eruptivgesteinsfolge und in der Habachphyllitentwicklung wurden nur noch wenige Bänder von Albit- und Quarzitgneisen festgestellt.

Gleichartige Gneiseinschaltungen in der Schieferhülle um den Granatspitzkern wurden früher als aplische Injektionen mit nachfolgender metamorpher Veränderung aufgefaßt. Sie sind identisch mit dem sauren Material der „lagenweise injizierten Prasinite“ im Sinne von H. P. CORNELIUS & E. CLAR (1939, S. 78–82) und den „aplitischen Injektionserscheinungen“ im Weinbühelamphibolit nach G. FUCHS (1958, S. 211). Auf die vulkanogene Abkunft und die regionale Verbreitung der leukokraten Gesteine der Habachserie hat besonders G. FRASL (1958) hingewiesen. Auch die hellen Gneiseinlagerungen in der Habachserie des hinteren Felbertals sind mindestens überwiegend als Abkömmlinge saurer Effusivgesteine aufzufassen. Diagenetische, stoffliche Veränderungen unter der Wirkung benachbarter Hydrothermentätigkeit sind vor allem bei einigen sauren Vulkaniteinschaltungen im unteren Hornblendefelszyklus des Ostfeldbeckens zu postulieren (Kap. 2.71). Die Rekonstruktion des Gesteinsaufbaus der Habachserie im hinteren Felbertal vermittelt das Bild eines an wenigen Förderstellen aktiven, nach der sauren Seite tendierenden Vulkanismus während der im übrigen Gebiet verbreiteten, mengenmäßig um ein Vielfaches gewaltigeren Zufuhr der basaltischen, in zwei Zeiträumen (Hornblendefelszyklen) auch ultramafischen Magmen. Im Westfeld sind innerhalb des oberen Hornblendefelszyklus der beiden erzführenden Schuppen helle Gneislagen stark vertreten (Anlage 10). Im Ostfeld konzentrieren sich saure Vulkanite vor allem nördlich des Ostteils des Ostfeldbeckens bei den Bohrungen 2 D und 2 E sowie im anschließenden Bereich auf der Amertal-Westseite (Anlagen 2, 3, 6, 7 und 14). Die Zufuhr dieser sauren Magmatite begann während der Bildung des unteren Hornblendefelszyklus und dauerte bis in die Hangendschieferfolge an. Saure Vulkanite sind ferner im Haupterkörper des Ostfeldes reichlich zugegen (Anlagen 6, 7, 8, 9 und 12).

Die Albitgneise, hellgraue bis cremefarbige, durch opake Erzkörner, Biotit und Chlorit mitunter dunkel gesprenkelte Gesteine, sind meist straff geschiefert. In der überwiegend feinkörnigen Quarz-Albit-Grundmasse sind die übrigen Gemengteile locker ver-

teilt oder in linsenförmigen Zügen angereichert. Erhöhte Muskowitgehalte bedingen gelegentliche Übergänge in Muskowit-Albit-Gneise.

U. d. M.: Albit (35–70 %; 0,1–2 mm): Meist Hauptgemengteil in den mäßig bis innig verzahnten Quarz-Albit-Pflastern der Grundmasse; vorherrschend unverzwilligt, nur selten mehrfache Lamellierung nach dem Albitgesetz. Eine gelegentlich erkennbare, etwa einheitliche optische Orientierung benachbarter Albitkörner ist offenbar auf den Zerfall größerer, älterer Feldspatkörner zurückzuführen. Weitere Hinweise auf Mineralrelikte ergaben sich nicht. Quarz (15–20 %; bis 0,5 mm): Durchwegs kleiner als Albit in den Quarz-Albit-Pflastern, ferner verbreitet als feine Einschlüsse im Albit, mitunter auch als glatt auslöschendes Quarzmosaik in netzartig das Gestein durchziehenden Rissen. Muskowit (5–15 %; bis 0,4 mm). Chlorit (Pennin; bis 5 %). Biotit (in quarzreichen Albitgneisen höchstens akzessorisch, sonst bis 5 %, in Übergangstypen zu (Epidot-)Biotit-Albit-Gneisen bis 10 %; bis 2 mm). Glieder der Epidotgruppe (bis 4 %; bis 0,2 mm): Klinozoisit, oft mit Fe-armem Epidotkern. Karbonat (bis 4 %): Kalzit ist intergranular verteilt, vereinzelt auch in Feinlagen stoffparallel angereichert. Eine primär sedimentogene Beteiligung ist mindestens in Einzelfällen naheliegend. Hornblende ist meist nur an der Grenze gegen Prasinite in einzelnen Nadelchen zugegen und wie der erhöhte Klinozoisit-Epidot-Gehalt an diesen Rändern wohl auf metamorphen Stoffaustausch zurückzuführen. Akzessorien: Mikroklin (nicht immer vorhanden, mitunter jedoch bis 6 %), Apatit, Zirkon, Titanit, Granat, Erzminerale.

Unter der Bezeichnung Quarzitgneis werden überwiegend feinkörnige, makroskopisch oft nur schwer von Albitgneisen unterscheidbare Gesteine zusammengefaßt, die durch einen dominierenden Quarzgehalt und die Hauptgemengteile Albit und Kalifeldspat charakterisiert sind.

Im Westfeld wurden Quarzitgneislagen vor allem in der Bohrung 4 D bei 15,14–28,46 m Bohrtiefe und in der Bohrung 3 H bei 18,00–19,25 m festgestellt. Von besonderer genetischer Bedeutung erscheinen die teilweise diagenetisch deformierten Quarzitgneisbänder und -linsen im unteren quarzitischen Scheelit-Reicherzhorizont des Ostfeldes (Kap. 2.621). Charakteristisch ist dabei die auffallende Häufung innerhalb der Maximalentwicklung dieses Reicherzhorizontes im ehemaligen Nahwirkungsbereich intensiver thermaler Aktivität.

U. d. M.: Die Grundmasse dieser kräftig geschieferten Gesteine wird aus einem Albit-Mikroklin-Quarz-Pflaster aufgebaut. In einzelnen Quarzitgneislagen sind präalpidische Mikroklinmikroperthit-Einsprenglinge erhalten. Mitunter ist ein Netzwerk feiner, durch Quarz verheilten Risse entwickelt.

Quarz (35–55 %; in der Grundmasse bis 0,8 mm, in Rißfüllungen bis 1 mm): Neben feinkörnigen Einschlüssen in den Albiten bilden die gegenüber den Feldspäten im Durchschnitt wesentlich kleineren Quarzkörner einen Hauptgemengteil in den mäßig bis innig verzahnten Pflastern der Grundmasse. Mikroklin (15–30 %): Mikroklinmikroperthit-Einsprenglinge (bis 2 mm) mit durchwegs deutlicher Gitterung, gelegentlich nach dem Karlsbadgesetz verzwilligt, werden randlich von alpidisch gesproßten Körnern durchsetzt. Sie repräsentieren einen Altbestand (Knaf III nach CH. EXNER, 1950). Bei scharfer mechanischer Durchbewegung werden diese Einsprenglinge in linsige Kornhaufen zerschert. Bei durchgreifendem Kornzerfall erfolgt eine vollständige Einbeziehung des Mikroklin in das alpidische Pflastergefüge der Matrix (bis 0,5 mm) mit höchstens flauer Gitterung. Albit (20–30 %; bis 0,5 mm): Keine Albiteinsprenglinge; der meist ungegitterte, selten einfach verzwilligte Albit ist stets ein Hauptgemengteil des Pflastergefüges. Muskowit (bis 5 %). Karbonat (bis 5 %): Intergranulare Verteilungen und bänderartige Anreicherungen ähnlich wie in den Albitgneisen. Auch vorliegende Karbonatführung ist wohl teilweise als sedimentogene Beimengung aufzufassen. Akzessorien: Epidot-Klinozoisit (bis 3 %: Kleine Körnchen von Klinozoisit, vereinzelt mit Fe-armem Epidotkern), Biotit (fehlt mitunter), Chlorit, Titanit, Apatit, Zirkon.

Porphyroidgneise wurden nur im Westfeld in wenigen Körpern angetroffen, vor allem in den Bohrungen 4 D bei 65,95–67,40 m, UB 3 bei 10,12–10,62 m, UB 10 bei 97,47 bis 98,30 m und UB 12 bei 116,59–117,18 m Bohrtiefe. Diese deutlich geschieferten, durch ihre Feldspateinsprenglinge sehr markanten Gesteine sind scharf begrenzt und als homogene Lagen ausgebildet.

U. d. M.: In einer fein- bis mittelkörnigen, schieferungsparallel geregelten, granoblastischen Grundmasse (0,03–2 mm; über 90 %) aus Quarz, Mikroklin und Albit sowie den Nebengemengteilen Muskowit und Biotit sind reliktsche Einsprenglinge gleichmäßig verteilt.

Altbestand: Mikroklinmikroperthit und Plagioklas (bis 10%): Mikroklinmikroperthit-Einsprenglinge (bis 8 mm), oft kataklastisch zerbrochen und schwach geplättet, zeigen eine deutliche Gitterung und mitunter eine Verzwillingung nach dem Karlsbadergesetz. Diese Einsprenglinge werden randlich und in Buchten von reliktschen, bis 2 mm großen, von Muskowitschüppchen durchsetzten Albiten mit An-Gehalten bis 8% begleitet. In diesen ehemals basischeren Plagioklasen (? Oligoklasen) sind Vergitterungen nach zwei Zwillingsystemen (Albit-, Karlsbader- bzw. Periklingesetz) entwickelt. Diese Eigenschaft wurde sonst nur noch in den Zweiglimmer-Plagioklas-Gneisen in der Basisschieferfolge festgestellt. Auch die Zerfallserscheinungen dieser Plagioklase stimmen in beiden Gesteinsarten überein. Die Kornverbände reliktscher Kalifeldspäte und Plagioklase (Knaf III und Plag III nach CH. EXNER, 1950) sind meist gemeinsam randlich ausgefranst und von alpidisch neu gesproßten Körnern durchsetzt. Bei scharfer mechanischer Durchbewegung erfolgt ihre Auflösung und der Einbau in die alpidisch umkristallisierte Matrix.

Neubestand: Quarz (25–40%; bis 0,4 mm): Vorherrschender Bestandteil der Albit-Mikroklin-Quarz-Pflaster. Mikroklin (15–25%; bis 1 mm): Die Kalifeldspäte der Matrix sind weit überwiegend unverzwilligt und zeigen höchstens eine flaue Gitterung. Albit (20–30%; bis 0,5 mm): Unverzwilligte oder einfach lamellierte Albite mit Einschlüssen von Quarz und Muskowitschüppchen. Muskowit (bis 10%): Isolierte Blättchen und schieferungsparallel geordnete Feinlagen innerhalb der Matrix sowie dünne Tapeten um den Feldspat-Altbestand und als Einschlüsse in den Albiten. Biotit (bis 6%): Kräftiger Pleochroismus mit  $X = \text{hellgelbbraun}$ ,  $Y = Z = \text{dunkelolivbraun bis dunkelbraun}$ . Der Biotit dieser Porphyroidgneise enthält auffallend zahlreiche Zirkoneinschlüsse mit pleochroitischen Höfen. Akzessorien: Klinozoisit und Fe-armer Epidot (bis 3%; gleichmäßig im Grundgewebe vertreten), Chlorit, Karbonat (vor allem zusammen mit Quarz in einem Netzwerk feinsten Rißfüllungen), Titanit, Apatit, Zirkon und Erzminerale.

Die Ausgangsgesteine der Albitgneise enthielten wohl bereits sedimentogene Beimengungen von Kalzit (Kap. 2.71). Ob der An-Gehalt ihrer Plagioklase  $\leq 5\%$  betrug, ist offen. Dadurch bleibt bei Benutzung der von A. L. STRECKEISEN (1967) vorgeschlagenen Einteilungskriterien der Eruptivgesteine eine nicht behebbare Unsicherheit. Nach ihrem Pauschalchemismus (Tab. 2, Spalten 13, 14 und 15) entsprechen die Albitgneise am ehesten „normalen“ bis Quarz-reichen Quarzkeratophyren (W. E. TRÖGER, 1969, S. 44, Nr. 76). Wechselreaktionen zwischen vulkanogenem Material und Hydrothermalzufuhren sind in den Albitgneisen und in den begleitenden (Epidot-)Biotit-Albit-Gneisen innerhalb des unteren Hornblendefelszyklus des Ostfeldes zu postulieren (Kap. 2.622 und 2.73).

Das Auftreten der Quarzitgneise in vorherrschend geringmächtigen Lagen, die Wechselfolgen mit feinkörnigen quarzitischen Scheelit-Reicherzen und die Einschaltung paralleler Quarzitbänder mit Sulfidmineralführung sprechen mehr für eine Abkunft aus Tuffen als für ursprüngliche Laven. Für diese Quarzitgneise sind nach ihrem derzeitigen Mineralbestand und Chemismus (Tab. 2, Spalte 16) Quarz-reiche Alkali-Rhyolithe als Ausgangsmaterial zu erwägen. Die dünnen Quarzitgneiseinlagerungen innerhalb des unteren quarzitischen Scheelit-Reicherzhorizontes sind offenbar aus der Wechselwirkung von Tuffen und submariner thermaler Aktivität hervorgegangen.

Die Porphyroidgneise sind wohl von vulkanischen Ergüssen abzuleiten. Ihnen fehlen jene Merkmale, die bei den Quarzitgneisen als Hinweise für eine tuffogene Abkunft gewertet werden können. Die Ca-Gehalte der Porphyroidgneise (Tab. 2, Spalte 17) werden durch die Karbonatführung in einem Netzwerk feinsten Rißfüllungen beeinflusst. Die reliktschen Plagioklaseinsprenglinge weisen auf primäre An-Gehalte  $\geq 5\%$  hin. Unter Berücksichtigung des derzeitigen Mineralbestandes, der Relikte und des Pauschalchemismus ist für die Porphyroidgneise am ehesten ein Edukt mit rhyolithischem bis rhyodacitischem Magmencharakter zu erwägen.

## 2.2307 Granat-Albit-Gneis und (Epidot-)(Hornblende-)Biotit-Granat-Quarz-Albit-Schiefer

Durch ihren Reichtum an hellrotbraunen Granaten makroskopisch auffällige, geringmächtige, linsenförmige Gesteinskörper wurden im Westfeld in den Bohrungen 1 L bei 39,80–40,20 m und 44,70–45,27 m, 3 E bei

25,58–26,16 m und 27,85–28,13 m sowie im Westfeld-Stollen zwischen den Streckenmetern 188 und 195 angetroffen. Ihr Kontakt zum Begleitgestein ist stets scharf. Im Stollen ist eine tektonische Begrenzung erkennbar. Diese harten, überwiegend schlierig-bänderartigen Gesteine sind durch ungewöhnlich variable, alpidisch gesproßte Mineralbestände und durchwegs poikiloblastisches Gefüge gekennzeichnet. Die Mineralführung setzt sich zusammen aus Granat (10–40 %), Albit (15–50 %), Quarz (5–30 %), gemeiner Hornblende (0–20 %), Klinozoisit-Epidot (2–15 %), Biotit (4–15 %), Chlorit (bis 5 %) und den Akzessorien Mikroklin, Apatit, Titanit, Rutil, Muskowit, Zirkon und Turmalin. Auffallend sind ferner verhältnismäßig reiche Imprägnationen (bis 6 %) an opaken Erzmineralien, insbesondere Magnetkies und Kupferkies sowie ein verbreitetes Auftreten von Molybdänglanz. Scheelit ist höchstens in Spuren zugegen. In einigen mit Quarz verheilten Rissen sind neben Kupferkies und Magnetkies jedoch auch Scheelitporphyroblasten und Beryll (unreine, hellbläuliche Aquamarin-Varietät) angereichert. Die im Dünnschliff blaßrosa gefärbten, hypidiomorphen Granate (0,05–0,2 mm, in Einzelfällen bis 1,5 mm) zeigen mitunter einen Zonarbau durch unterschiedliche Dichte der durchwegs sehr feinen Einschlüsse (Quarz, Klinozoisit-Epidot, opake Erzmineralien). Überprüfungen mit der Elektronenstrahl-Mikrosonde (Analysator Dr. K. WEBER-DIEFENBACH) erwiesen eine Almandin-betonte Zusammensetzung dieser Granate.

#### 2.2308 Quarzitisches Horizonte, Bänder und Trümer mit feinkörniger Scheelitführung sowie sonstige quarzitisches Körper mit Scheelit- und/oder Sulfidmineralisation

Die beiden im unteren Hornblendefelszyklus des Ostfeldes konzentrierten Erztypen der quarzitisches Scheelit-Reicherze und der quarzitisches Bänder und Trümer mit feinkörniger Scheelitführung sowie die sonstigen, im Ostfeld und Westfeld vertretenen, erzführenden quarzitisches Körper werden in Kap. 2.621, 2.622, 2.623, 2.625 und 2.7 behandelt.

#### 2.2309 Muskowit-Chlorit-Albit-Schiefer

Diese vorherrschend hellgrüngrauen Gesteine bilden einen bis 100 m mächtigen Zug, der die Eruptivgesteinsfolge gegen die Habachphyllitentwicklung abgrenzt. Im oberen Teil der Eruptivgesteinsfolge sind ferner vereinzelte, linsenförmige Zwischenschaltungen im Bereich südlich des Archenkopfs und am Steilhang SW bis NW des Tauernhaus Schöbwend zugegen, die wegen ihrer geringen Mächtigkeit und Erstreckung kartenmäßig nicht abgetrennt wurden. In der Scheelit-führenden Serie ist diese Gesteinsart noch unbekannt.

Der Muskowit-Chlorit-Albit-Schieferzug im Liegenden der Habachphyllite ist durch eine beträchtliche Variationsbreite seines Gesteinsinhaltes charakterisiert. Verbreitet sind Übergänge der Muskowit-Chlorit-Albit-Schiefer in Chloritprasinite, mitunter auch in Chloritschiefer und Hornblendeprasinite. Ferner sind vereinzelte Bänder heller Glimmerschiefer und Albitgneise, lagige Anreicherungen an Dolomit-Ankerit sowie einige Linsen dunkler Habachphyllite als Vorläufer der mächtigen Habachphyllitentwicklung zugegen. Die in Anlage 2 durchgeführte kartenmäßige Abgrenzung stellt deshalb nur eine Zusammenfassung nach der mengenmäßig dominierenden Gesteinsart dar.

Die fein- bis mittelkörnigen Muskowit-Chlorit-Albit-Schiefer mit poikiloblastischem Gefüge zeigen makroskopisch ein prasinitisches Aussehen.

U. d. M.: Albit (15–40 %; 0,1–2 mm): Ballenalbite mit Einschlüssen von Quarz, Klinozoisit-Epidot, Muskowit, Granat und Karbonat. Bei höherem Quarzgehalt sind häufig stark verzahnte, schieferungsparallele Quarz-Albit-Zeilen mit lockerer Beteiligung von Chlorit und Muskowit entwickelt. Chlorit (Rhipidolith, Klinochlor; 10–30 %) bildet zusammen mit dem parallel verwachsenen Muskowit (bis 25 %) das schiefrige Grundgewebe. Quarz (bis 20 %) liegt als Einschlüsse im Albit, als Bestandteil der Quarz-Albit-Aggregate sowie in zeilenförmigen Pflastern vor. Klinozoisit-Epidot (bis 4 %; bis 0,3 mm). Biotit (bis 5 %, oft nur akzessorisch oder nicht nachgewiesen). Akzessorien: Karbonat (Dolomit-Ankerit, Kalzit, teilweise lagig angereichert), Apatit, Titanit, Turmalin, Granat, opake Erzmineralien.

Die Mannigfaltigkeit im Gesteinscharakter und die Verbandsverhältnisse belegen ein heterogenes Ausgangsmaterial des Muskowit-Chlorit-Albit-Schieferzuges. Die Beteiligung einerseits von Eruptivgesteinen, andererseits von Graphit-führenden, dunklen Habachphylliten deutet auf ein mit sedimentogenem Substrat verunreinigtes, vulkanogenes Material hin. Inwieweit umgelagerte vulkanische Substanz und/oder intermediale Tuffe beteiligt sind, ist angesichts der durchgreifenden Umwandlung des primären Mineralbestandes nicht sicher entscheidbar.

### 2.2310 Helle Glimmerschiefer, Muskowitquarzite und dunkle Phyllite

Gesteine rein sedimentogener Herkunft wurden bisher in der Scheelit-führenden Serie noch nicht festgestellt. Sie sind auch im oberen Teil der Eruptivgesteinsfolge im Gebiet des hinteren Felbertals mengenmäßig nur untergeordnet und offenbar auf bestimmte stratigraphische Bereiche beschränkt. Bis wenige Meter mächtige, helle Muskowit-reiche Glimmerschiefer und Muskowitquarzite wurden südlich des Archenkopfs und SW bis NW des Tauernhaus Schöbwend angetroffen. Sie werden von dünnen Bändern Graphit-führender, mit den Habachphylliten gesteinsmäßig übereinstimmender, dunkler Phyllite begleitet. Diese Metasedimente liegen im stratigraphischen Verband mit Hornblendeprasiniten, Chloritprasiniten, Biotit-Chlorit-Prasiniten, Muskowit-Chlorit-Albit-Schiefern, (Epidot-)Biotit-Albit-Gneisen und Albitgneisen.

### 2.24 Habachphyllitentwicklung (dunkle Habachphyllite und Zwischenlagerungen)

Die Habachphyllitentwicklung repräsentiert die jüngste, im Felbertal bis etwa 500 m mächtige Gesteinsfolge der Habachserie. Die unter dem Begriff „Habachphyllite“ zusammengefaßten, überwiegend feinschiefrigen und feingefalteten, vorherrschend dunklen bis schwärzlichen Gesteine enthalten folgenden Mineralbestand: Serizit, Quarz, Albit, Chlorit, die Nebengemengteile Karbonat und Biotit sowie die Akzessorien Titanit, Rutil, Glieder der Epidotgruppe, Turmalin, Zirkon, Apatit, graphitisches Pigment, opake Erzminerale und Granat. Sie können in Graphit-führende Phyllite, Chlorit-Serizit-Phyllite, Quarzphyllite und Albitphyllite unterteilt werden. Trotz der unterschiedlichen Mineralzusammensetzung wird der phyllitische Habitus durch die Feinheit der mengenmäßig dominierenden Serizitschüppchen gewahrt.

Bis mehrere Zehnermeter mächtige Wechselfolgen mit vulkanischen Verunreinigungen als Nachphasen zur vorangegangenen Eruptivgesteinsfolge sind vor allem im unteren Teil der Habachphyllitentwicklung ausgebildet. Die bänder- und linsenförmigen Körper stimmen mit den unterlagernden Gesteinen der Eruptivgesteinsfolge überein. Es sind vor allem Muskowit-Chlorit-Albit-Schiefer, Chloritprasinite, Albitgneise, Quarzitgneise und Hornblendeprasinite. Wahrscheinlich auf saure Effusivgesteine sind ferner weiße bis hellgraue, gelblich anwitternde Hellglimmerschiefer und Feldspat-arme Quarzitschiefer zu beziehen. Die seltenen, feingebänderten Graphitquarzitlinsen innerhalb der Habachphyllitentwicklung entsprechen nach ihrem Mineralbestand und Gefüge den Graphitquarziten der Basisschieferfolge.

Genetische Beziehungen der Erzmineralisation der Lagerstätte Felbertal zur Habachphyllitentwicklung bestehen nicht.

### 2.25 Serpentine und Serpentinrandbildungen

Im hinteren Felbertal liegen altbekannte (H. P. CORNELIUS, 1941) sowie einige neu gefundene Serpentinivorkommen.

Der größte, bis 30 m mächtige Antigoritserpentinikörper nordwestlich des Hintersees markiert die tektonische Grenze zwischen der Basisamphibolitfolge und der auflagernden Habachserie. Am Sporn 350 m WSW der Mailinger Alm ist er tektonisch zerlegt, mit Basisamphibolitfetzen und tiefsten Teilen der Habachserie verschuppt sowie weitgehend in Aktinolithfels und Talkschiefer umgewandelt.

Innerhalb der Habachserie liegen die Serpentinlinsen ebenfalls generell an bedeutenden Störungen, so im Pembachgraben bei 1220 m SH (W. KROL, 1971) und im Perriegel-



graben bei 1490 m SH. Mehrere sehr kleine Serpentinittkörper mit Randbildungen aus Aktinolith und/oder Talk begleiten die Fortsetzung der Bewegungsbahn des „Augengneis des Felbertauern“ im Bereich zwischen dem Großen Wiesbachgraben und dem Pembachgraben (Anlagen 2 und 6).

## 2.3 METAMORPHOSE DER HABACHSERIE

In der nachstehenden Beschreibung wird das von H. G. F. WINKLER (1970) eingeführte „Isograden-Schema“ anstelle der früheren Einteilung nach der „metamorphen Fazies“ benützt. H. G. F. WINKLER unterscheidet vier metamorphe Stadien, die durch Isograden gegeneinander abgegrenzt und durch weitere Isograden untergliedert werden:

1. The very-low-stage of metamorphism (isograd 1a–1f)
2. The low-stage of metamorphism (isograd 2a–2d)
3. The medium-stage of metamorphism (isograd 3a–3e)
4. The high-stage of metamorphism (isograd 4a–4c)

Die Grenze zwischen der ehemaligen „Grünschieferfazies“ und der „Almandin-Amphibolitfazies“ entspricht etwa der Grenze zwischen dem „low-stage of metamorphism“ und dem „medium-stage of metamorphism“.

Die Zentralgneiskerne und die Schieferhülle der Hohen Tauern unterlagen bei der alpidischen Orogenese einer Regionalmetamorphose (= Tauernkristallisation nach B. SANDER, 1911). Die Wirkung dieser Tauernkristallisation war unmittelbar südlich des Salztals mit dem „very-low-stage of metamorphism“ am geringsten. In den ehemals tiefer versenkten Orogenbereichen um und südlich des Tauernhauptkammes wird gebietsweise das „medium-stage of metamorphism“ erreicht. Die Stärke dieser metamorphen Kristallisation ist am sichersten in den mesozoischen Serien der Jüngeren Schieferhülle erkennbar, da für diese Gesteine eine präalpidische Metamorphose ausscheidet. Das Mesozoikum im Stubachtal (W. FRANK, 1965) zeigt die gleichen gefügeanalytisch-strukturellen Charakteristika im Großbereich (B-Achsen und Schieferungsflächen) sowie dieselben Mineralregelungen wie die Habachserie. Auch in der mineralfaziellen Ausbildung ist kein Unterschied zur Habachserie, sondern nur ein Übergang gemäß der generellen Zunahme der alpidischen Kristallisation vom Tauernnordrand aus nach Süden hin festzustellen. Diese Tauernkristallisation repräsentiert auch im Bereich der Lagerstätte Felbertal die einzige nachweisbare metamorphe Prägung der Gesteine der Habachserie. Eine gegenüber der Wirkung der Tauernkristallisation schwache regionalmetamorphe Prägung der Geosynklinalfüllung der Habachserie bei der variszischen Gebirgsbildung scheint aus regionalgeologischen Gesichtspunkten jedoch wahrscheinlich.

Der Lagerstättenbereich des Ost- und Westfeldes ist durch ein übereinstimmendes metamorphes Stadium gekennzeichnet. Der charakteristische Mineralbestand umfaßt: Plagioklas (Albit teilweise inverszonar mit Oligoklassäumen), Kalifeldspat (Mikroklin), gemeine und aktinolithische Hornblende, Almandin-betonten Granat, Biotit, Muskowit, Chlorite, Klnozoisit-Epidot, Zoisit und Quarz.

Nach den von H. G. F. WINKLER (1970) aufgestellten Prämissen und Einteilungskriterien hat die Tauernkristallisation in der Basisschieferfolge und in der Eruptivgesteinsfolge einschließlich der Scheelit-führenden Serie der Lagerstätte Felbertal die Bedingungen des low-stage of metamorphism, isograd „An (17–20) + hornblende“ erreicht. Dieses metamorphe Stadium entspricht etwa dem höher temperierten Teil der Quarz-Albit-Epidot-Almandin-Subfazies im Sinne von H. G. F. WINKLER (1967). Die gleiche tauernkristalline Überprägung zeigt auch die altkristalline Basisamphibolitfolge südlich der



Lagerstätte Felbertal. Die Kristallisation im Gebiet nördlich der Eruptivgesteinsfolge verlief in der Zone zwischen dem low-stage of metamorphism isograd „hornblende in“ bzw. isograd „almandine-rich garnet in“ und dem isograd „An (17–20) + hornblende“.

Großzügige Stoffwanderungen in den Gesteinsserien der Hohen Tauern bei der alpidischen Regionalmetamorphose wurden früher mehrfach vermutet. Nach den derzeitigen Kenntnissen sind sie in dem gegenwärtig angeschnittenen Stockwerk jedoch gering. Im geologischen Rahmen der Lagerstätte Felbertal ist die Gesteinsvielfalt zwanglos durch primäre, stoffliche Unterschiede im stratigraphischen Aufbau der Habachserie zu erklären. Bei der Tauernkristallisation erfolgten ferner durchwegs isochemische Reaktionen des Erzbestandes innerhalb der einzelnen Gesteinslagen.

Nach den Befunden aus dem Felbertal und aus benachbarten Gebieten (G. FRASL, 1958; G. FUCHS, 1958; F. KARL, 1959 und 1966; F. KARL & O. SCHMIDEGG, 1964; CH. EXNER, 1964 und 1966; W. FRANK, 1965; L. BUSCHENDORF, 1965; G. FRASL & W. FRANK, 1966; M. RAITH, 1971; G. MORTEANI, 1971; R. A. CLIFF et al., 1971; G. ANGENHEISTER et al., 1972) ist bei Benützung der Isogradendarstellung von H. G. F. WINKLER (1970, S. 227, Fig. 8) während der Tauernkristallisation im Bereich der Lagerstätte Felbertal mit Höchsttemperaturen von mindestens 520° C zu rechnen.

Genaue Angaben über die Druckverhältnisse sind derzeit nicht möglich, da druckkritische Mineralparagenesen aus dem geologischen Rahmen der Lagerstätte Felbertal noch nicht bekannt sind und die Annahmen über die im Zeitraum der alpidischen Regionalmetamorphose herrschenden Temperaturgradienten sowie die Ermittlung der Mächtigkeit der damaligen Gesteinsüberlagerung einen hypothetischen Charakter behalten. Für den mittleren Teil des Obersulzbachtals (Anlage 1) sind bei Berücksichtigung des Auftretens von Disthen Gesamtdrücke von mindestens 4,5 kb zu erwägen. Es ist nicht auszuschließen, daß die Maximaldrücke im Bereich der Lagerstätte Felbertal nahe an die für die Disthensprossung erforderlichen Drücke herangekommen sind.

Die Kristallisation im Penninikum des Tauernfensters erfolgte im wesentlichen erst im Anschluß an die internen Deckenbewegungen im Zusammenhang mit der zeitweiligen Versenkung unter dem darüber gleitenden ostalpinen Deckenstapel. Das Verhältnis von Kristallisation zu Deformation weist darauf hin, daß im Zeitraum der Tauernkristallisation die Schieferhülle bereits als verfaltetes und verschupptes Dach dem Zentralgneis aufgelagert haben muß. Der Ausklang der syn- bis postkinematischen Tauernkristallisation ist mit der rückenartigen Emporwölbung der beim Deckentransport besonders tief versenkten Gesteinsmassen und einer retrograden Umkristallisation verbunden. Diese Diaphthorese, vor allem die Chloritisierung von Biotit und Hornblende, fand häufig an schmalen Bewegungsbahnen statt, erfaßte aber auch breite Gesteinszonen.

Aus dem Bereich der Lagerstätte Felbertal liegen derzeit noch keine radiometrischen Bestimmungen für das Alter der Tauernkristallisation vor. In benachbarten Gebieten innerhalb des Tauernfensters erbrachten K/Ar- und Rb/Sr-Altersdatierungen an Glimmern eine Häufung der gemessenen Abkühlungsalter im Zeitraum vor 15–35 Millionen Jahren (nachstehend abgekürzt: m y) (E. R. OXBURGH et al., 1966; C. BESANG et al., 1968; E. JÄGER et al., 1969; R. A. CLIFF et al., 1971). Dagegen wurden im ostalpinen Rahmen südwestlich und südöstlich des Tauernfensters weitgehend übereinstimmende Glimmeralter von 77–80 m y erzielt (K. SCHMIDT et al., 1967; D. S. MILLER et al., 1967; W. HARRE et al., 1968; R. ST. J. LAMBERT, 1970; R. A. CLIFF et al., 1971). Diese Werte weisen auf eine früh alpidische Phase hin, die wesentlich älter ist als die Tauernkristallisation im Tauernfenster. Nach R. A. CLIFF et al. (1971, S. 239ff.) erfolgte die Tauernkristallisation vor etwa 55–35 m y. Die sichtbaren Zentralgneismassen sind keinesfalls als Wärmespender bei dieser Regionalmetamorphose aufzufassen. Sie wurden selbst metamorph überprägt.

## 2.4 TEKTONIK

### 2.4.1 Tektonische Gliederung der mittleren Hohen Tauern

Die Zentralgneismassen des Granatspitzkernes bilden das tiefste Stockwerk in den mittleren Hohen Tauern. Die auflagernde Schieferhülle kann in die beiden tektonischen Einheiten der Unteren Schieferhülle und der Oberen Schieferhülle gegliedert werden. Die Obere Schieferhülle beinhaltet bei nicht vollständig übereinstimmender Abgrenzung durch die verschiedenen Autoren die mesozoischen Prasinit-Kalk-

glimmerschieferfolgen und die großen mesozoischen Phyllitgebiete am Tauernnordrand (CH. EXNER, 1964 und 1966; G. FRASL, 1958; A. TOLLMANN, 1963; W. FRANK, 1965 und 1969; G. FRASL & W. FRANK, 1964 und 1966). Als komplementärer Begriff umfaßt die Untere Schieferhülle die gesamte Gesteinsfolge zwischen den Zentralgneismassen und der Oberen Schieferhülle. Zu ihr gehören recht unterschiedliche Serien und zwar das Altkristallin, die Habachserie, Permotrias und Bündnerschiefer. Um den Begriff „Untere Schieferhülle“ durch inhaltlich besser definierte Einheiten kleineren Ausmaßes zu ersetzen, hat W. FRANK (1965) folgende tektonische Gliederung der Schieferhülle der mittleren Hohen Tauern vorgeschlagen:

a) Autochthone Granatspitzhülle (über den Zentralgneismassen des Granatspitzkernes): Sie wird als das alte, abgeschürfte Dach des Granatspitzkernes erachtet und soll die Basisamphibolitfolge (im Stubachtal mit Einlagerungen von Biotit-Plagioklas-Gneisen, Orthogneisen und Ultramafiten) sowie die darüberliegende „Folge der dunklen Albitgneise und Glimmerschiefer“ (= „Basisschieferfolge“) umfassen.

b) Parautochthone Schieferhülle des Granatspitzkernes mit dem Falkenbachlappen im Osten, zusammengesetzt aus der Habachserie, dem Altkristallin des Zwölferzuges und einzelnen Vorkommen von Permotrias und Bündnerschiefer. Die Habachserie enthält allerdings nicht die Basisschieferfolge, die der autochthonen Granatspitzhülle zugeordnet wurde.

c) Riffdecken: Die überschobene altkristalline „Gesteinsserie der alten Gneise“ mit verschiedenen Einschaltungen.

d) Stockwerk der Glocknerdecke: Wenig Trias, große Massen von Bündnerschiefern, hauptsächlich in Glocknerfazies. Dem Gesteinsinhalt nach entspricht das „Stockwerk der Glocknerdecke“ der Oberen Schieferhülle bzw. dem „Deckensystem der Oberen Schieferhülle“ im Sinne von CH. EXNER (1957).

Die Grenze zwischen der „autochthonen Granatspitzhülle“ und der „parautochthonen Schieferhülle des Granatspitzkernes“ im Sinne von W. FRANK (1965) entspricht der Grenze zwischen der Basisschieferfolge und der auflagernden Eruptivgesteinsfolge der Habachserie. Wie im Stubachtal ist sie auch im Amertal und auf der Ostseite des Felbertals eine häufig von Mylonit begleitete, stoffkonkordante, tektonische Trennfläche. Unter dem Talgrund des Felbertals (Bohrung 2 H bei 414,79 m Bohrlänge) und am Felbertal-Westhang erweist sie sich jedoch als eine tektonisch nicht überarbeitete Gesteinsgrenze. In diesem Bereich verbietet der unversehrte stratigraphische Zusammenhang zwischen der Basisschieferfolge und der Eruptivgesteinsfolge die Zuordnung zu verschiedenen tektonischen Einheiten.

Die Grenze zwischen der „autochthonen Granatspitzhülle“ und der „parautochthonen Schieferhülle des Granatspitzkernes“ ist an die Bewegungsbahn zwischen der altkristallinen Basisamphibolitfolge und der auflagernden Basisschieferfolge zu legen. Die Basisschieferfolge gehört wie der übrige, nördlich anschließende Teil der Habachserie zur „parautochthonen Schieferhülle des Granatspitzkernes“. Dazu ist auch das Altkristallin des Zwölferzuges zu stellen.

Ich stimme mit W. FRANK (1965) jedoch darin überein, daß die Hangendgrenze der „parautochthonen Schieferhülle des Granatspitzkernes“ am Felbertal-Westhang durch den „Augengneis des Felbertauern“ und die Fortsetzung seiner Bewegungsbahn nach Norden bis zur Westgrenze des Zwölferzuges markiert wird. Die Gesteinsfolge oberhalb dieser tektonischen Grenze bildet die östliche Fortsetzung der im Hollersbachtal und im Habachtal aus einer mächtigen Entwicklung der Habachserie aufgebauten, „autochthonen bis parautochthonen Schieferhülle der Habachzunge“.

Die Riffdecken (H. P. CORNELIUS & E. CLAR, 1939; H. P. CORNELIUS, 1941; G. FUCHS, 1958; W. FRANK, 1965 und 1969; G. FRASL & W. FRANK, 1966), ein Schuppenpaket mit Altkristallin und Einschaltungen von Orthogneisen und Habachserie, folgen im Westen, Süden und Osten des Granatspitzgewölbes über dem Granatspitzkern und seiner autochthonen und parautochthonen Schieferhülle. Ihre Abgrenzung ist gebietsweise noch offen. In Anlage 1 wurden deshalb die Habachserie und die Riffdecken zusammengefaßt dargestellt. Im Gebiet der Scheelitlagerstätte Felbertal und ihres geologischen Rahmens fehlen die Riffdecken.

Die zwiebelschalenförmig der Kuppel des Granatspitzkernes, eines Gneiskörpers von über 15 km Durchmesser, auflagernde Schieferhülle zeigt ein nahezu umlaufendes Streichen. Die im Amertal und im hinteren Felbertal charakteristische Erscheinung des in den

Hochregionen gegen Süden zu allmählich sich verflachenden Nordfallens der Schieferungsflächen und ihr gegen Norden konvexer bogenförmiger Verlauf ist eine Folge dieses kupelförmigen Baues und der allgemein dominierenden tektonischen Konkordanz der Schieferhülle um den Granatspitzkern. Die Tektonik der schichtgebundenen Scheelitlagerstätte Felbertal und ihres Rahmens wird durch diesen Baustil der Schieferhülle am Nordwestrand des Granatspitzgewölbes bestimmt. Der Lagerstättenbereich auf der Felbertal-Ostseite (Ostfeld) beinhaltet einen im wesentlichen ungestörten, zusammenhängenden, schmalen Ausschnitt. Der Lagerstättenteil auf der Felbertal-Westseite (Westfeld) ist noch durch eine Verschuppung zerlegt.

#### *2.42 Grundlagen und Überblick über den Lagerstättenrahmen*

In dem über weite Flächen durch Schutt verhüllten oder schwer begehbaren geologischen Rahmen der Lagerstätte Felbertal ist eine gleichmäßige flächenhafte Verteilung der Meßpunkte der verschiedenen tektonischen Formelemente sowie der stofflichen Materialgrenzen (ehemaligen Schichtflächen) nicht zu erzielen. Mehrere, vor allem von Schuttmassen überdeckte und im Aufschlußbereich mitunter nur undeutlich erkennbare Störungen kommen erst im Luftbild in ihrer tatsächlichen Bedeutung für den Gesamtaufbau zur Geltung.

Dieser geologische Rahmen einschließlich der Altkristallinvorkommen (Anlage 2) ist in 13 Diagrammbereiche mit jeweils einem B-Achsen- und Schieferungsflächen-Diagramm (Anlagen 4 und 5) eingeteilt. Die Abgrenzung dieser Diagrammbereiche ist auf der Felbertal-Westseite durch den Schuppenbau und Störungszonen innerhalb einzelner Schuppen vorgegeben. Auf der Felbertal-Ostseite und im Amertal wurden die Begrenzungen an langanhaltenden Störungen vorgenommen. Dies bedeutet allerdings einen in gewissem Umfang willkürlichen Eingriff, da sich an diesen Störungen die Gefügeelemente meist nicht sprunghaft, sondern kontinuierlich ändern. Die Betrachtung der Einzeldiagramme sowie kleinerer, in Anlage 5 nicht dargestellter Teilbereiche ergibt ein Bild mit Details, die in den Sammeldiagrammen (Anlage 5, Fig. 14a und 14b) untergehen. In Abhängigkeit von der Datenermittlung erscheint in letzteren eine statistische Konzentration, die für die Beurteilung der Verformungspläne des Gesamtbereiches erst einer Interpretation bedarf und über spezielle Strukturen keine Aussage zuläßt. Besonders bei diesen Sammeldiagrammen besteht die Gefahr, daß durch die rein statistische Behandlung eine Homogenität der Maxima in Erscheinung tritt, die zwar statistisch, jedoch nicht genetisch begründet ist. Die statistisch-gefügekundliche Darstellung und Auswertung des Gefügeinventars der Diagrammbereiche erfolgte mit Hilfe der Lambert'schen flächentreuen, pol- und äquatorständigen Azimutalprojektion der unteren Lagenhalbkugel (Schmidt'sches Netz). Sie wurde unter Verwendung des von R. HAYDN (1971) modifizierten Rechenprogramms GELI (Clausthaler Tektonische Hefte 10, 1970) am Rechenzentrum der Technischen Universität München (TR 440) durchgeführt. Kleinbereiche sind teils auch nach dem herkömmlichen Verfahren mit Hilfe des 1 %-Zählkreises bearbeitet. Das Datenmaterial enthält Meßwerte der Herren W. KROL (1971) und H. SCHMID (1971).

G. FRASL & W. FRANK (1964 und 1966) unterschieden drei eng zusammengehörige Akte in der tektonischen Entwicklungsgeschichte der mittleren Hohen Tauern während der alpidischen Orogenese. Der erste Akt mit weitspannigen Überschiebungen wird aufgrund der Lagerungsverhältnisse verschiedener Einheiten der Oberen Schieferhülle und der Nordverfrachtung der Riffdecken postuliert. Der zweite Akt beinhaltet das Stadium der stärksten Überlastung des Penninikums durch das ostalpine Deckenstapel. Infolge veränderter Auslängung in der Längsachse des Tauernfensters erfolgten Quereinengungen mit Nord-Süd-Achsen. Derartige Achsen quer zum allgemeinen Gebirgsstreichen sind in einem 70 km langen Streifen der mittleren Hohen Tauern bis östlich der auffälligen Querstruktur der Glocknerdepression bekannt. Der dritte Akt ist durch Tauernrand-parallele Strukturen, im wesentlichen Ost-West gerichtete Achsen, gekennzeichnet. Die Entstehung dieser jüngeren Gefüge wird durch das nach Norden gerichtete Abgleiten der über dem Penninikum aufgestapelten ostalpinen Einheiten erklärt. Die zugehörige Gefügeprägung reichte bis in das Penninikum. Die penninischen Massen waren möglicherweise bis ins Miozän von ostalpinen Gesteinspaketen bedeckt. Bei der vermutlich etappenweisen, wahrscheinlich auch gegenwärtig noch nicht zum Stillstand gekommenen Heraushebung wurde die ostalpine

Überdeckung abgetragen; es entstand das heutige Tauernfenster mit penninischem Inhalt und ostalpiner Umrahmung. Im Frühstadium der Hebungen begann wohl auch bereits die Bildung der steilstehenden Tauernnordrandstörung am Südrand des Salzachtals. An dieser wurde die Tauernkuppel um einige hundert Meter gehoben.

Die Habachserie im Felbertal und Amertal war diesem alpidischen Geschehen unterworfen. Sie erweist sich nicht als ein einaktig deformierter Bereich mit optimaler Homogenität. Dem von G. FRASL & W. FRANK (1964 und 1966) postulierten ersten Akt ist möglicherweise die Platznahme des Zwölferzuges zugehörig. Dem zweiten Akt sind im Lagerstättenrahmen extrem streuende, halbsteil bis steil nach N bis NW abtauchende Faltengefüge ( $b_1$ ) zuzuordnen. Diese sind gewöhnlich nur als reliktsch erhaltene Großfalten entwickelt und generell durch eine wesentlich geringere Belegungsichte gekennzeichnet als die beiden jüngeren Gefügeprägungen. Der dritte Akt wird im Felbertal durch zwei Teilakte mit spitzwinklig zueinander liegenden Deformationsachsenrichtungen ( $b_2$  und  $b_3$ ) repräsentiert. Die Eigenständigkeit dieser Achsenrichtungen ist belegt durch Überkreuzungen gleichartiger Achsenbildungen, die bei Feldmessungen und in den Diagrammen einen großen Streubereich um eine mittlere Achsenlage vortäuschen können. Beide Achsenprägungen sind infolge ihrer übereinstimmenden Ausbildungsformen offenbar genetisch und zeitlich besonders eng zusammengehörig, im wesentlichen symmetriekonstante Teilakte, bedingt durch geringfügig abweichende Richtungsänderungen des Kräfteplanes (in den Sammeldiagrammen der Anlage 5, Fig. 14a und 14b:  $B_2 = 127^\circ/28^\circ$  WNW und  $\beta_2 = 126^\circ/30^\circ$  WNW;  $B_3 = 98^\circ/22^\circ$  W und  $\beta_3 = 96^\circ/20^\circ$  W). Der ältere Teilakt dominiert in den Gebieten südlich einer vom Pembachgraben nach Osten ziehenden Aufschiebungsbahn, vor allem im gesamten Bereich der Scheelitlagerstätte Felbertal, der jüngere ist in den nördlicheren Gebieten bis zum Salzachtal bei Mittersill vorherrschend. Beide Achsenprägungen sind von vereinzelt, nach NNE abtauchenden Quersfaltungen begleitet. Die Betrachtung des Raumes bis zur Tauernnordrandstörung bei Mittersill zeigt also drei gefügeprägende Deformationsphasen. Dabei lassen Wirkungszeit, Wirkungsrichtung, Wirkungsintensität und Wirkungsraum dieser drei Gefügeprägungen Gesetzmäßigkeiten erkennen.

Die drei Achsen zeigen in den verschiedenen Diagrammbereichen keine koinzidente Raumorientierung, sondern geringe Richtungsänderungen mit lageverschiedenen Häufungen und unterschiedlichen Streubereichen. In Gebieten mit stark überlappenden Streubereichen, charakterisiert durch weit auseinandergezogene Belegungsflächen und geringe Besetzungsdichten in den B-Achsen-Diagrammen, ist ohne im Gelände nachweisbare Überprägungen eine gegenseitige Abgrenzung der verschiedenen Achsenlagen mitunter nicht sicher durchführbar. Die Verteilung der Schieferungsflächenpole läßt gelegentlich nur eine breite Gürtelung mit einem nur mit Vorbehalt konstruierbaren  $\pi$ -Kreis erkennen.

Enggepreßte Falten und Feinfältelungen sind bevorzugt in schiefrigen Lagen innerhalb von Wechselfolgen mit starken Kompetenzunterschieden. Sie sind wie die seltene Linearbildung infolge mehrschariger Scherung fast ausschließlich den beiden jüngeren Achsenprägungen zuzuordnen. Minerallängungen markieren in Übereinstimmung mit der Feinfältelung die beiden jüngeren Deformationsachsenrichtungen, im engeren Lagerstättengebiet praktisch nur die zweite Gefügeprägung. Eine deutliche Stengelbildung //  $b_2$  ist im Ostfeld in den Gesteinslagen mit feinkörnigen Scheelit führenden quarzitischen Bändern und Trümmern verbreitet. Außerhalb stark durchbewegter und engständig verfalteter Gesteine mit Transversalschieferung liegen die Schieferungsflächen der Habachserie durchwegs parallel bis subparallel zu den alten stofflichen Grenzflächen.

Die Verschiebungsflächen (Anlage 5, Fig. 17), vorherrschend ab- und hOl-Flächen zur Gefügeprägung der beiden jüngeren Teilakte, umfassen einen weiten Streubereich. Die Schuppentektonik auf der Felbertal-Westseite mit Relativbewegungen im Hundertmeter- bis Kilometer-Bereich ist der zweiten Gefügeprägung zugehörig, ihre primäre Anlage wahrscheinlich bereits bei den älteren orogenetischen Akten vorgezeichnet. Die für die Abgrenzung der potentiellen Lagerstättenbereiche der unteren und oberen Schuppe des Westfeldes entscheidenden Schuppengrenzen sind als  $ab_2$ - und  $hOl_2$ -Flächen diesem Flächeninventar eingeordnet.

Unter Berücksichtigung der jüngeren Emporwölbung des Granatspitzmassivs sind für die Verschuppung am Felbertal-Westhang Bewegungen an ehemals flachen Schubbahnen rekonstruierbar.

### 2.43 Die Habachserie auf der Felbertal-Ostseite und im Amertal

Der nachstehend behandelte Raum, im Norden bis zum Altkristallin des Zwölferzuges (Anlagen 4 und 5, Diagrammbereiche IV bis VIII), wird durch die Lage am NW-Flügel des Granatspitzgewölbes und die tektonische Konkordanz der Schieferhülle um den Granatspitzkern gekennzeichnet. Die den ss-Flächen weitgehend parallelen sf-Flächen mit halbsteilem Einfallen nach N bis NNW in den südlichen Höhenlagen schwenken in den tieferen Talbereichen und in den nördlicheren Arealen in eine steile bis seigere Lagerung ein.

Bei der Gegenüberstellung und Kontrolle von Gelände- und Luftbildbefunden ruptueller Gefügeelemente heben sich in diesem Raum neben mehreren Verwerfungen, überwiegend synthetischen Abschiebungen, mit Versetzungen im Meter- bis Zehnermeterbereich folgende Störungen von übergeordneter Bedeutung ab: Die bereits erwähnte, stratigraphische Grenze zwischen der Basisschieferfolge und der Eruptivgesteinsfolge ist auf der Felbertal-Ostseite und im Amertal mit nach Osten zunehmender Intensität zu einer morphologisch deutlichen, tektonischen Trennfläche mit  $70^{\circ}$ – $75^{\circ}/35^{\circ}$  NNW oberhalb 1600 m SH und  $75^{\circ}$ – $80^{\circ}/55^{\circ}$ – $60^{\circ}$  N im Niveau der Talfüllung des Amertals umgestaltet. Die zwei nahezu parallelen „Archenkopfstörungen“ mit einem engständigen Störungsbegleitgefüge sind Blattverschiebungen mit  $115^{\circ}$ – $120^{\circ}/70^{\circ}$ – $75^{\circ}$  SSW, deren Nordflügel mit dem Archenkopf gegenüber dem Südflügel um fast 100 m nach Osten versetzt ist. Sie schwenken südöstlich des Archenkopfs in eine steil WSW-ENE-ziehende Blattverschiebung ein. Diese Archenkopfstörungen bilden SSE des Tauernhaus Schößwend die Südbegrenzung zweier durch breite Mylonitbahnen markierter Verwerfungen mit  $170^{\circ}/55^{\circ}$  W bzw.  $175^{\circ}/80^{\circ}$  E. Der eingeklemmte Gesteinskeil ist durch steiles Einfallen nach unterschiedlichen Richtungen, Überkippungen und Verschuppungstendenzen gekennzeichnet. Die Aufschiebungsbahn im Pembachgraben mit durchschnittlich  $110^{\circ}/70^{\circ}$  SSW läßt nach dem Luftbildbefund eine Fortsetzung unter der Schuttüberdeckung bis auf die Amertal-Ostseite erwarten.

Die Basisschieferfolge der Habachserie (Diagrammbereich IV) zeigt auf der Amertal-Westseite ein überwiegend steiles Einfallen nach NW bis NNW, auf der Felbertal-Ostseite ein vorherrschend mittelsteiles Einfallen nach NNW bis NNE. In einem breiten Streubereich nach W bis NW abtauchender B-Achsen heben sich zwei Maxima ab, das dominierende  $B_2$  bei  $117^{\circ}/30^{\circ}$  WNW und das untergeordnete  $B_3$  um  $99^{\circ}/30^{\circ}$  W. Lokal ist eine dazu senkrechte Fältelung im Mittel um  $28^{\circ}/18^{\circ}$  NNE entwickelt. Eine undeutliche  $\beta_1$ -Achsenlage um  $0^{\circ}/44^{\circ}$  N ist als reliktsche Achsenrichtung der ältesten Gefügeprägung aufzufassen.

Das Gebiet der Eruptivgesteinsfolge einschließlich der Scheelit-führenden Serie auf der Amertal-Westseite und Felbertal-Ostseite bis zu den Archenkopfstörungen im Norden (Diagrammbereich V) enthält einen langgezogenen Streubereich flach bis steil nach Westen bis Norden abtauchender Gefügeachsen. Ein markantes Maximum ( $B_2 = 129^{\circ}/29^{\circ}$  NW;  $\beta_2 = 127^{\circ}/33^{\circ}$  WNW) ist von einem Nebenmaximum ( $B_3 = 96^{\circ}/12^{\circ}$  W) begleitet. Die älteste Deformationsachsenrichtung wird nur durch einzelne Achsenmessungen ( $B_1$  um  $175^{\circ}/27^{\circ}$  N) und ein schwach belegtes  $\beta_1$ -Maximum (um  $173^{\circ}/31^{\circ}$  N) gestützt. Im Gesamtbereich des Ostfeldes sind die nach W bis NNE einfallenden Schieferungsflächen mit überwiegend halbsteiler Lagerung im Gipfelniveau ( $25^{\circ}$ – $40^{\circ}$ ) und einer deutlichen Zunahme des Einfallens unterhalb 1600 m SH ( $55^{\circ}$ – $60^{\circ}$ ) (Anlagen 6 und 7) dem übergeordneten Bauplan der NW-Flanke des Granatspitzgewölbes in idealer Form eingefügt (Kap. 2.46).



Die breite Streuung der vorherrschend steil nach NE und über NW bis nach SSW einfallenden Schieferungsflächen im Areal auf der Felbertal-Ostseite und Amertal-Westseite nördlich der Archenkopfstörungen (Diagrammbereich VI) ist durch weitspannige Verfaltungen, Flexuren und ein häufig bogenförmiges Abtauchen der Gesteinspakete bedingt. Die flächenhafte Besetzung im B-Achsen-Diagramm ergibt sich durch die Überlappung der Streubereiche der drei Deformationsachsenrichtungen. Die Schwierigkeiten in der Abgrenzung dieser Streubereiche zusammen mit der Dominanz der zweiten Deformationsachsenrichtung ( $B_2 = 125^\circ/31^\circ$  WNW;  $\beta_2 = 128^\circ/31^\circ$  NW) verursachen Unsicherheiten in der Bestimmung der beiden anderen dazu spitzwinkligen Achsenlagen. Unter diesem Vorbehalt sind die Daten  $B_1 = 148^\circ/35^\circ$  NNW,  $\beta_1 = 150^\circ/31^\circ$  NNW sowie  $B_3 = 107^\circ/40^\circ$  WNW und  $\beta_3 = 108^\circ/41^\circ$  WNW nur als Näherungswerte aufzufassen.

Auf der Amertal-Ostseite wurden zwei Diagrammbereiche (VII und VIII) ausgeschieden, die den oberen Teil der Eruptivgesteinsfolge und die an einer tektonisch überarbeiteten, ehemals stratigraphischen Grenze anschließende Habachphyllitentwicklung umfassen. Beide belegen eine weitgehend übereinstimmende tektonische Formung mit steil nach N bis NNW, selten überkippten und dabei sehr steil nach S einfallenden Schieferungsflächen. In diesen Diagrammbereichen ist deutlich der Trend zur Dominanz der jüngsten Deformationsachsenrichtung entwickelt (VII:  $B_3 = 110^\circ/32^\circ$  WNW,  $\beta_3 = 112^\circ/30^\circ$  WNW; VIII:  $B_3$  wegen geringer Meßzahl nicht exakt bestimmbar,  $\beta_3 = 109^\circ/22^\circ$  WNW).

#### 2.44 Der Schuppenbereich der Felbertal-Westseite

Mit Ausnahme der Altkristallinvorkommen werden hier alle in den Anlagen 2 und 4 dargestellten Bereiche der Felbertal-Westseite (Diagrammbereiche IX, X, XI, XII und XIII) sowie zwei nur durch Bohrungen erkundete Schuppen unterhalb des Talniveaus beschrieben.

Im Gegensatz zum einfachen Baustil des Amertals und der Felbertal-Ostseite ist die Felbertal-Westseite durch einen nach N bis NE gerichteten Schuppenbau mit fünf Schuppen aus Habachserie und einer langhinziehenden Lamelle aus Zentralgneis geprägt (Kap. 2.41). Dieses Schuppenpaket überlagert unterhalb des derzeitigen Aufschlußniveaus noch randliche Teile des Ostfeldes. Die tektonische Trennfläche zwischen dem Westfeld und dem Ostfeld, die im Süden im engständigen Schuppenbereich am Sporn 350 m WSW der Mailinger Alm beginnt (1370 m SH), wurde in der Schrägbohrung 2 H bei 216 m Bohrtiefe (1010 m SH) angetroffen. Sie ist ferner unmittelbar unter dem durch die Senkrechtbohrungen 3 H (bei 950 m SH) und 3 E (bei 920 m SH) erreichten Gesteinspaket zu postulieren, wo diese Bohrungen in einem von Gangquarz durchsetzten Mylonitzug aufgegeben werden mußten. Nach den derzeitigen Kenntnissen zeichnet sich folgender Verlauf dieser tektonischen Trennfläche ab: Zwischen dem Sporn WSW der Mailinger Alm und der Bohrung 3 E herrscht ein NE-SW-Streichen und Einfallen um  $35^\circ$ – $45^\circ$  nach NW. Nördlich und östlich des Tauernhaus Spital ist ein Umschwenken in die Talrichtung, also auf NNE-SSW bis N-S, bei überwiegend steilem Einfallen nach Westen zu postulieren; der Ausbiß an der Talsohle ist dort bei 1045–1065 m SH unter der bis 120 m mächtigen Talfüllung zu vermuten. Wahrscheinlich wurde die glaziale Überprägung des Talreliefs durch diesen tektonischen Kontakt zwischen dem Ostfeld und dem Westfeld gelenkt und die derzeitige Asymmetrie der Talfüllung vorgezeichnet (Kap. 2.5 sowie Anlagen 6 und 7).

Die unterste Schuppe des Westfeldes (Anlagen 6, 7, 10 und 12) beginnt im Süden möglicherweise bereits nahe am Sporn WSW der Mailinger Alm, ist in ihrem nördlich anschließenden Verbreitungsgebiet im derzeitigen Aufschlußniveau jedoch noch nicht angeschnitten. Diese nur durch die Bohrungen 3 H und 3 E (vollständige Profile) sowie 4 C, 4 D, 3 F,



3 G, 2 H, UB 8, UB 9, UB 10 und UB 11 erkundete Schuppe enthält in ihrem oberen Teil den „Erzkörper der unteren Schuppe des Westfeldes“. Das aus den Bohrkernen ermittelte Schieferungsflächengefüge mit durchschnittlich  $75^{\circ}\text{--}90^{\circ}/30^{\circ}\text{--}42^{\circ}$  N in den höheren und  $70^{\circ}\text{--}95^{\circ}/20^{\circ}\text{--}35^{\circ}$  N in den unteren Teilen dieser Schuppe sowie die Achsenhäufung bei  $115^{\circ}\text{--}135^{\circ}/20^{\circ}\text{--}30^{\circ}$  NW belegen die Übereinstimmung mit dem Gefügeinventar der übrigen Schuppen der Felbertal-Westseite. Nur nahe der tektonischen Kontaktflächen zum Ostfeld und zur auflagernden zweiten Schuppe treten enge Verfaltungen und Mylonit-zonen auf.

Die zweite, mittlere Schuppe des Westfeldes aus Scheelit-freien Chlorit-Biotit-Albit-Schiefern der Basisschieferfolge ist nur durch die Bohrungen 3 H, 4 C und 4 D bekannt (Anlagen 6, 7 und 10). Sie keilt bereits SW der Bohrung 3 F aus. Ihr Hauptverbreitungsgebiet ist südlich bis westlich der Bohrung 3 H zu postulieren. Die Einfallswerte der Schieferungsflächen dieser Schuppe liegen im Mittel in der Bohrung 3 H bei  $35^{\circ}$  N und in 4 C bei  $47^{\circ}$  N. In 4 D, unmittelbar vor dem NE-Ende dieser Schuppe, herrscht eine wilde Verfaltung mit Zerscherungen. Die Rekonstruktionsversuche ergaben ein vorherrschend flaches Abtauchen der achsialen Gefügeelemente nach WNW.

Die dritte, obere Schuppe des Westfeldes (Diagrammbereich IX) setzt WSW der Mailinger Alm ein. Sie ist vom zweiten Sporn südlich des Großen Wiesbachgrabens (etwa 400 m südlich der Bohrung 3 H) bis zum Pembachgraben aufgeschlossen und dort an einer steilen Aufschiebungsbahn (um  $100^{\circ}/70^{\circ}$  S) gegen ihre nördliche Fortsetzung (Diagrammbereich XII) abgegrenzt. Diese Schuppe enthält zwei Erzkörper, den „unteren Erzkörper der oberen Schuppe“ und den im Profil rund 80 m höheren „oberen Erzkörper der oberen Schuppe“ (Anlagen 6, 7, 10, 11, 12, 13 und 14). Dieser Diagrammbereich mit weitspannigen Verbiegungen in der Hundertmeter-Dimension enthält ein stark streuendes Schieferungsflächengefüge mit überwiegend steilem Einfallen ( $35^{\circ}\text{--}75^{\circ}$ ) nach N bis W. Besonders als Störungsbegleitgefüge und im breiten Einflußbereich der Schuppenbahnen finden sich enge Verfaltungen mit der Tendenz zu NNE-vergerten Verschuppungen. Das relativ steile Abtauchen der vorherrschenden Deformationsachsenrichtung ( $B_2 = 122^{\circ}/42^{\circ}$  WNW,  $\beta_2 = 124^{\circ}/46^{\circ}$  WNW) ergibt sich durch eine statistische Überbetonung der Meßwerte nahe der hangenden Schuppengrenze sowie durch Schwankungen unter lokalen Einflüssen, insbesondere aufgrund von Kompetenzunterschieden. Jedoch verbleibt auch bei Eliminierung dieser Extremwerte ein gegenüber dem Ostfeld und den anderen Schuppen des Westfeldes erhöhtes Abtauchen dieser Deformationsachsenrichtung. Die jüngste Deformationsachsenrichtung ist im Lagerstättenbereich nur vereinzelt, nördlich des Perriegelgrabens häufiger nachweisbar. Dem breiten Streubereich um  $B_3 = 100^{\circ}/23^{\circ}$  W steht ein nur mit Vorbehalt konstruierbares  $\beta_3$ -Maximum bei  $97^{\circ}/14^{\circ}$  W gegenüber. Im Diagrammbereich XII nördlich des Pembachgrabens bilden die Habachphyllite einen nach Westen untertauchenden, stark gestörten, walzenförmigen Körper, der bis zum tektonischen Kontakt am Zwölferzug von Spänen der Muskowit-Chlorit-Albit-Schiefer umhüllt wird. In Übereinstimmung mit den Diagrammbereichen VII und VIII auf der gegenüberliegenden Amertal-Ostseite ist auch dieser Bereich durch die Dominanz der W-E-gerichteten Deformationsachsenlage mit  $B_3 = \beta_3 = 100^{\circ}/27^{\circ}$  W gekennzeichnet. Die Schieferungsflächen dieses verbreitet von intensiver Feinfältelung beherrschten Gebietes zeigen ein flaches Einfallen nach Westen bis steiles Einfallen nach Norden. Im Nahbereich des Kontaktes zum Zwölferzug belegen die geometrischen Konfigurationen der Gesteinsfolgen und das Gefügeinventar mit engständigen Verwerfungsscharen und Verschuppungen an  $hOl_3$ -Flächen differentielle, abwärts gerichtete Bewegungen. Diese Bewegungen mit partieller Rotation um die jüngste Achsenlage stehen im Zusammenhang mit dem Nordtransport der „Schieferhülle der Habach-

zunge“ über dem Schuppenpaket der „parautochthonen Schieferhülle des Granatspitzkernes“. Dabei wurden einerseits Habachphyllite abgeschürft und oberhalb des Zwölferzuges nach Norden verfrachtet, andererseits am starren Widerlager des Zwölferzuges zusammen mit Schollen der Muskowit-Chlorit-Albit-Schiefer walzenförmig steil nach unten gepreßt.

Die vierte Schuppe, die „Tiefenbach-Perriegel-Schuppe“, enthält eine mächtig entwickelte Basisschieferfolge, die Scheelit-führende Serie in geringmächtiger (200 m) Ausbildung sowie die tieferen Glieder des erzfreien Teils der Eruptivgesteinsfolge. Sie schneidet die unterlagernde obere Schuppe des Westfeldes einschließlich deren Erzkörper diskordant ab. Die tektonische Trennfläche ist eine im Großen Wiesbachgraben bei 1295 m SH vorzüglich aufgeschlossene und von Sekundärverschiebungen begleitete Bewegungsbahn. Die Tiefenbach-Perriegel-Schuppe ist durch eine Schar subparalleler, nach W und WSW einfallender, transversaler Schub- und Scherflächen in einen wenig gestörten Südteil (Diagrammbereich X) und einen stark gestörten Nordteil (Diagrammbereich XI) gegliedert. Die teilweise dicht gescharten Störungsbündel in diesem Nordteil lassen vor allem im Kleinen Wiesbachgraben oberhalb 1395 m SH intensive Sekundärreaktionen mit N-gerichteten Durchscherungen der Faltenschenkel, Ausquetschungen, wirrer Verfaltung und Mylonitisierung erkennen. Die Stirnregion dieser Schuppe im Perriegelgraben bei 1490 bis 1540 m SH ist durch fünf radial zusammenlaufende, bis mehrere Meter mächtige Mylonitzüge zerteilt, durch weitere Zerscherungen in kleinere Schollen zerlegt und wild verfaltet. Nördlich dieser Schuppenstirn wurden Gesteine von der unterlagernden dritten Schuppe abgetrennt, nach Norden verfrachtet und durch das Darübergleiten der fünften Schuppe zu einer keilförmig am Achselkogel ausdünnenden Scholle zerlegt. Aufgrund der übereinstimmenden Raumlage der achsialen Gefügeelemente mit jenen des nördlichen Teils der vierten Schuppe wurden die wenigen Gefügedaten aus dieser schwer begehbaren Scholle in den Diagrammbereich XI einbezogen. Beide Teilbereiche zeigen sich überlappende Streuungen der zwei jüngeren Achsenprägungen (in X:  $B_2 = 118^\circ/22^\circ$  WNW,  $\beta_2 = 120^\circ/25^\circ$  WNW und  $B_3 = \beta_3 = 95^\circ/15^\circ$  W; in XI:  $B_2 = 132^\circ/27^\circ$  NW,  $\beta_2 = 128^\circ/28^\circ$  NW und  $B_3 = 90^\circ/17^\circ$  W,  $\beta_3$  nicht mit Sicherheit konstruierbar) sowie zahlreiche lokale Achsenverstellungen und Achsenrichtungsänderungen infolge spezieller Gefügeprägungen an Störungen und Schuppengrenzen.

Die fünfte Schuppe des Felbertal-Westhanges (Diagrammbereich XII), ein Ausläufer der „autochthonen bis parautochthonen Schieferhülle der Habachzunge“ des Hollersbachtales, wird aus einem mächtigen und gesteinsmäßig eintönigen Paket der Eruptivgesteinsfolge (Hornblendeprasinite) aufgebaut. In diesem Gesteinspaket wurden bisher nur an wenigen Fundpunkten Scheelit Spuren festgestellt. Das vornehmlich nahe der Liegendengrenze ermittelte Gefügeinventar zeigt ein vorherrschend halbsteiles bis steiles Einfallen der Schieferungsflächen nach NW, das Achsenmaximum  $B_2 = \beta_2 = 127^\circ/29^\circ$  WNW und gelegentlich eine dazu senkrechte, nach NNE gerichtete Fältelung. Die bisher festgestellte Streuung und die geringe Zahl von Gefügemessungen erlauben keine Aussage über die Existenz weiterer Achsenlagen.

Der „Augengneis des Felbertauern“ bildet eine nach Norden zu immer schmalere Gneisslamelle, die im Einzugsbereich des Großen Wiesbachgraben bei zunehmender Verschuppung ausdünnert. Im Perriegelgraben sind an der Hangendgrenze der Stirn der vierten Schuppe nochmals boudinierte Gneisschollen eingequetscht. Sonstige Gneissmassen sind an der von vereinzelt, kleinen Serpentinikörpern begleiteten Schubbahn zwischen der Granatspitzhülle und der Schieferhülle der Habachzunge bis zum Westende des Zwölferzuges nicht bekannt.

### 2.45 Die Altkristallinvorkommen

Die Begründung einer präalpidischen Gefügeprägung in den Hohen Tauern stützt sich vor allem auf Diskordanzen der Schieferungsflächen zwischen prämesozoischen und mesozoischen Gesteinsserien. Im Stubachtal wurden Relikte von Verfaltungen in der Basisamphibolitfolge und im Zwölferzug festgestellt, die mit einer präalpidischen (variszischen) Kristallisation in „Amphibolitfazies“ interferieren (W. FRANK, 1965). Diese Strukturen im Zwölferzug und in der Basisamphibolitfolge repräsentieren Verformungen mit einem Fächer steil nach NW bis E abtauchender Achsen. Hinweise für diese präalpidische Gefügeprägung ergaben sich auch in der Fortsetzung dieser Gesteinszüge im Felbertal. Eine gesicherte Abgrenzung zur ältesten alpidischen Gefügeprägung scheint jedoch nur durch Spezialuntersuchungen möglich. Derartige Untersuchungen waren nicht Gegenstand eigener Arbeiten. Mit Ausnahme dieser lokalen, als präalpidisch aufzufassenden Gefügerelikte belegt das Gefügeinventar im Altkristallin ein geringfügig abgewandeltes, in seinen Grundzügen jedoch getreues Abbild der alpidischen Deformation der Schieferhülle (Anlagen 4 und 5, Diagrammbereiche I, II und III). Die wesentlichen Ursachen für Abweichungen sind in einer primär stärkeren Versteifung dieser Altkristallinvorkommen und lokalen Gegebenheiten zu suchen.

Die Platznahme des Zwölferzuges erfolgte spätestens bei der Nordverfrachtung der Schuppen auf der Felbertal-Westseite. An der tektonischen Westbegrenzung des Zwölferzuges durch die halbsteil nach W einfallende Schubbahn der Schieferhülle der Habachzunge sind bereits Schollen aus dem Verband dieses Altkristallinvorkommens abgetrennt und nach Norden mitgeschleppt. An der tektonischen Kontaktfläche zur südlich angrenzenden Habachserie mit  $90^{\circ}$ – $95^{\circ}/75^{\circ}$ – $90^{\circ}$  N ergaben sich keinerlei Hinweise für eine rückenartige Emporpressung des Zwölferzuges sowie für Hochschleppungen oder aufwärts gerichtete Verschiebungen der Habachserie. Die Gesteine der Habachserie zeigen im Gegenteil vor allem im Nahwirkungsbereich dieser tektonischen Grenze, ein verstärktes Einfallen nach Norden sowie abwärts gerichtete Bewegungen an steilen Störungen. Nach den derzeitigen Kenntnissen ist eine durch variszische Tektonik bedingte Einschaltung des Altkristallins des Zwölferzuges innerhalb der Habachserie nicht auszuschließen. Es ist jedoch wesentlich naheliegender, für die Platznahme dieses Altkristallins ein frühes alpidisches Stadium zu postulieren, etwa während des gleichen Aktes, in dem die Riffldecken nach Norden transportiert wurden.

### 2.46 Verwertung der Ergebnisse

Die Scheelit-führende Serie der Lagerstätte Felbertal ist als Teil der Unteren Schieferhülle in die tektonische Formung ihrer Umgebung an der NW-Flanke des Granatspitzgewölbes eingepaßt.

Die Scheelit-führende Serie des Ostfeldes bildet eine zusammenhängende Gesteinsfolge vom Kammbereich nördlich des Brentling bis unter dem Talboden des Felbertals mit rund 2 km Horizontalerstreckung und mindestens 1350 m Höhendifferenz. Die sedimentär angelegten Materialgrenzen und die dazu vorherrschend parallelen bis subparallelen Schieferungsflächengefüge innerhalb der Scheelit-führenden Serie zeigen im Gesamtbereich einen nach N konvexen, bogenförmigen Verlauf. Diese s-Flächen belegen zwischen 1900–2200 m SH Durchschnittswerte von  $70^{\circ}$ – $75^{\circ}/35^{\circ}$  NNW bei lokalen Abweichungen im Streichen von  $\pm 20^{\circ}$ , im Fallen von  $\pm 15^{\circ}$ . Für den Lagerstättenbereich bei 1900–1600 m SH ergibt sich konstruktiv im Mittel ein s-Flächeninventar von  $75^{\circ}/35^{\circ}$ – $40^{\circ}$  NNW, zwischen 1600 m und dem oberen Erzkörper in der Schrägbohrung 2 H (unter dem Talboden bei 860 m SH) im Durchschnitt  $75^{\circ}$ – $80^{\circ}/55^{\circ}$ – $60^{\circ}$  N. Dieser einfache Bau des Ostfeldes ist von großwelligen Verbiegungen und Flexuren, einigen Verwerfungen sowie lokalen Durchbewegungsbereichen mit enggepreßten Falten, intensiven Feinfältelungen, Zerrüttungs- und Mylonitzonen durchsetzt. Im oberen Ostfeld bis 1880 m SH herab sind nur wenige synthetische Verwerfungen mit Versetzungsbeträgen im Meterbereich nachweisbar. Das verstärkte Einfallen der Scheelit-führenden Serie beginnt bei etwa 1600 m SH. Dort trifft eine synthetische Abschiebung, die den Kammbereich zwischen dem Amertal und dem Felbertal nördlich des oberen Ostfeldes mit  $95^{\circ}$ – $110^{\circ}/80^{\circ}$ – $85^{\circ}$  N quert, spitzwinklig auf den südlich angrenzenden Lagerstättenbereich. Sie ist aufgrund der Befunde in den Bohrungen 3 B, 2 F, 2 G, 4 A und 1 K offenbar in eine Schar subparalleler Verwerfungen zerlegt und von Mylonit-

und Zerrüttungszonen sowie Verfaltungen und Schleppungen begleitet. In der theoretischen Fortsetzung nach Westen, in der von der Schrägbohrung 2 H durchörterten Gesteinsfolge, ist jedoch keinerlei Einfluß dieses Störungsbündels mehr feststellbar. Ebenso enthalten die beiden Bohrungen 3 C und 3 D im nördlichen Teil des Mittelabschnitts des Ostfeldes ein kaum gestörtes, fast vollständiges Profil der Scheelit-führenden Serie.

Die Ermittlung des geometrischen Ortes bestimmter Gesteinsfolgen innerhalb der Scheelit-führenden Serie des Ostfeldes stellt kein wesentliches Problem mehr dar. Schwieriger erscheint die Festlegung der Nordbegrenzung der bauwürdigen Gesteinsfolgen unterhalb 1800 m SH, da die diesbezüglichen Bohrungen (1 K, 2 F, 2 G) vor Erreichen der theoretisch erforderlichen Tiefe aufgegeben werden mußten (Anlagen 6, 7 und 13).

Probleme für den künftigen Bergbau ergeben sich aus dem etwa hangparallelen Verlauf der stofflichen Achsen der Erzkörper in Verbindung mit tiefgreifender Zerklüftung, Auflockerung und örtlichen Verrutschungen des Gesteinsverbandes der Scheelit-führenden Serie sowie starker Überdeckung in weiten Bereichen des Ostfeldes. Die Kluftbildung begann am Ende der Tauernkristallisation bei der jungen Emporwölbung des Tauernkörpers. Erzmineralisationen innerhalb Kluftfüllungen wurden bisher im Ost- und Westfeld nur selten angetroffen (Kap. 2.627). Die Klüfte mit Erzmineralien ordnen sich nach Eliminierung der offensichtlich sehr jungen, postglazialen Kluftbildungen mit statistischer Verteilung in die Maxima der leeren Klüfte ein. Die Bildung dieser Erzmineralführung ist zwanglos durch Lateralsekretion aus dem umgebenden Nebengestein erklärbar und nicht auf die präalpidisch intrudierten Zentralgneismassen zu beziehen. Die Analyse des Kluftflächeninventars im oberen Ostfeld belegt in einem weiten Streubereich eine deutliche Häufung von  $ac_2$ - und  $bc_2$ - bis  $hOl_2$ -Flächen. Erst postglazial erfolgte die Bildung der Erzblockschuttmassen durch Verbrüche im Lagerstättenbereich.

Das Westfeld ist nur randlich von Schuttmassen des gewaltigen Schuttfächers des Großen Wiesbachgrabens überdeckt. Die weitständige Klüftung am Ausbiß der oberen Schuppe verursachte bei den Untersuchungsarbeiten keinerlei nennenswerte Schwierigkeiten. Der Westfeld-Stollen einschließlich seiner Abzweigungen erbrachte den Nachweis einer ausgezeichneten Standfestigkeit der durchfahrenen Hornblendeprasinite und der Gneiseinlagerungen. Schwierigkeiten für den Bergbau sind jedoch entlang der Schuppengrenzen sowie an Störungen und deren Nahwirkungsbereich zu erwarten. Die offenen Fragen im Westfeld betreffen insbesondere die Süd- und Westerstreckung der beiden erzführenden Schuppen samt deren Erzkörper.

Rekonstruktionsversuche für den westlich und südwestlich der Bohrung 3 H angrenzenden Raum lassen auch unter ungünstigen Annahmen noch eine weite, nach WNW gerichtete Ausdehnung der unteren Schuppe und deren Erzführung erwarten (Anlagen 6, 10 und 13). Insgesamt gesehen, sind die Möglichkeiten für das Auffinden großer, allerdings wohl nur armer Erzreserven in der unteren Schuppe aufgrund der faziellen Entwicklung der erzführenden Gesteinsfolgen des ehemaligen Westfeldbeckens und der zu postulierenden tektonischen Begrenzung als günstig zu beurteilen.

Die dritte, obere Schuppe des Westfeldes ist gegenüber der unteren Schuppe im Bereich SW der Bohrung 3 F durch eine intensivere, störungsbedingte Verformung und Verfaltung nach der  $b_2$ -Deformationsachsenrichtung (im Mittel um  $125^\circ/35^\circ$  WNW) gekennzeichnet. Der „untere Erzkörper der oberen Schuppe“ mit breit streuendem Flächeninventar ( $35^\circ-105^\circ/45^\circ-75^\circ$  WNW bis N) bildete vor der Verschuppung die Fortsetzung des „Erzkörpers der unteren Schuppe“. Rekonstruktionsversuche ergeben Relativbewegungen der oberen Schuppe zur unteren Schuppe von mindestens mehreren hundert Metern. Aufgrund der Gestalt der unterlagernden zweiten, sterilen Schuppe und der Gleitbahn der vierten

Schuppe keilt die Erzführung des „unteren Erzkörpers der oberen Schuppe“ im Südwesten der Bohrung 3 H tektonisch aus (Anlage 7). Ein beträchtliches Hoffungsgebiet ist jedoch westlich bis nordwestlich dieser Bohrung zu erwarten. Der „obere Erzkörper der oberen Schuppe“ zeigt großwellige Verbiegungen mit einem Flächengefüge von  $55^{\circ}$ – $95^{\circ}$ / $40^{\circ}$ – $60^{\circ}$  NNW bis N und eine stoffliche Erzachse entlang der Bohrreihe 3 E–4 B–UB 14 mit  $95^{\circ}$  bis  $100^{\circ}$ / $35^{\circ}$ – $40^{\circ}$  W (Anlagen 11, 12 und 13). Aufgrund dieser stofflichen Achsenrichtung verbleibt bis zur tektonischen Liegendbegrenzung dieses Erzkörpers noch ein Hoffungsgebiet westlich der UB 14.

Der nur spurenhafte Scheelit-führende Bereich Lempergraben-Tiefenbachgraben innerhalb der vierten Schuppe des Felbertal-Westhanges oberhalb 1750 m SH bis zur Lamelle des Augengneis des Felbertauern wird nicht mehr zur Lagerstätte Felbertal gerechnet. Die Entfernung zwischen diesem Gebiet und den gegenwärtig erschlossenen Erzkörpern der oberen Schuppe des Westfeldes vor der Verschuppung belief sich auf mindestens 2 km.

Das für prognostische Reserven außerordentlich bedeutungsvolle Problem, ob und in welchem Umfang in Fortsetzung des Westfeldes unter dem Massiv des Hohen Herdes Verbindungen zu dem rund 7 km Luftlinie entfernten, Scheelit-führenden Gebiet bei der Reichertleiten Alm – Scharrn Alm – Achsel Alm auf der Hollerbachtal-Westseite (Anlage 1) bestehen, bleibt vorerst Spekulation. Diese Frage ist durch Oberflächenaufnahmen nicht zu klären; sie kann nur durch bergmännische Untersuchungsarbeiten weiterverfolgt werden. Die nachgewiesenen und zu postulierenden stofflichen Achsen der Erzkörper des Westfeldes in W- bis WNW-Richtung und das dazu subparallele Deformationsachsengefüge des Schuppenbaus könnten günstige Voraussetzungen bieten.

## 2.5 QUARTÄRE BILDUNGEN UND MORPHOLOGIE

Die Morphologie des geologischen Rahmens der Lagerstätte Felbertal wird durch die nach den alpidischen Deckenbewegungen einsetzenden Hebungen, die tektonischen Vorzeichnungen, selektive Formbildungen infolge unterschiedlicher Widerstandsfähigkeit der einzelnen Gesteinsglieder und die glaziale Überprägung des präglazialen Formenschatzes bedingt.

Das Felbertal und das Amertal sind etwa Süd-Nord-gerichtete Trogtäler, die sich nördlich des Mitterbergs vereinigen. Das Felbertal wird im Westen, das Amertal im Osten durch schroffe, ebenfalls nahezu Süd-Nord-verlaufende Bergketten umrahmt. Die höchsten Gipfel am Grat zwischen Felbertal und Hollersbachtal bilden die Pihapperspitze (2513 m SH), der Hohe Herd (2824 m SH), der Geißkopf (2750 m SH) und der Tauernkogel (2989 m SH). Am wesentlich niedrigeren Kamm zwischen dem Felbertal und dem Amertal liegen der Archenkopf (1920 m SH), der Brentling (2242 m SH) und der Kleine Schrank-eck (2303 m SH). Die Westseiten des Felbertals und Amertals sind auffallend steiler als ihre jeweils gegenüberliegenden Ostseiten. Diese Asymmetrie der Hangentwicklung mit einer kräftigeren fluviatilen und glazialen Erosion auf der Westseite ist auch in benachbarten Tauerntälern verbreitet. Auf 1550 m Horizontale Entfernung zwischen dem Fuß des Felbertal-Westhanges und dem Hohen Herd beträgt der Höhenunterschied 1600 m. Die resultierende Neigung von  $46^{\circ}$  setzt sich aus teilweise sehr steilen Geländeformen und einigen flacheren Hangbereichen zusammen. Die im wesentlichen gleichförmige Hangböschung auf der Felbertal-Ostseite zeigt im Bereich des Ostfeldes ein durchschnittliches Gefälle von  $30^{\circ}$ . Sie wird von drei etwa parallelen, schräg zur Hangneigung verlaufenden Abbrüchen untergliedert.



Nach der glazial geprägten Morphologie mit markanten Trogschultern reichte die Eisoberfläche während des würmeiszeitlichen Höchststandes im Amertal SSW der Wager Alm bis 1480 m SH, im Felbertal westlich bis nördlich des Hintersees bis 1450 m SH und im Bereich des Arzbachgrabens bis 1200 m SH. Die Mehrzahl der Kare in der Umgebung der Lagerstätte Felbertal und der generell nur kleinen, meist weitgehend verwaschenen und von Hangschutt überdeckten Moränenwälle vor allem östlich und südwestlich des Brentling sowie auf der Felbertal-Westseite sind Rückzugsstadien bzw. erneuten Vorstößen der Schlußphase der Würmeiszeit und späteren Stadien zuzuordnen. Isolierte Lokal- und Lawinengletscher sind derzeit in der südlichen Hochregion der Felbertal-Westseite und in der Umrahmung des Massivs des Tauernkogel zugegen. Eine nur in wenigen Jahren vollständig abschmelzende Hanglawine überdeckt im Einschnitt des Großen Wiesbachgrabens zwischen 1250 und 1330 m SH einen schmalen Streifen des Lagerstättenbereichs am Fuß des Felbertal-Westhanges.

Infolge der steilen Hangneigungen des Felber- und Amertals und der verbreiteten Hangbedeckung mit instabilen Schuttmassen und Lockermoränen erfolgten postglazial zahlreiche Bergstürze, Hangrutsche und Muren. Diese Massenbewegungen wurden durch hangparallele Klüftung infolge Druckentlastung nach Rückzug der Gletscher sowie durch Mylonitzonen begünstigt. Die Bergsturzmassen mit teilweise bis hausgroßem Blockwerk kamen meist erst am Talboden zur Ruhe.

Der größte, urkundlich überlieferte Bergsturz löste sich im 15. Jahrhundert aus der ehemals nördlichen Fortsetzung der Steilwände nordwestlich des Hintersees im Bereich des heutigen Lempergrabens. Seine Schuttmassen bildeten einen Riegel quer über das hintere Felbertal (Anlagen 2 und 6). Der Hintersee repräsentiert den noch nicht verlandeten Rest eines damals aufgestauten, fast 1 km weiter nach Süden zurückreichenden Sees. Aus der flach geneigten Talfüllung des Felbertals südlich und nördlich des Tauernhaus Spital erheben sich mehrere Kuppen mit grobem Blockmaterial, die ebenfalls auf Bergstürze von der Ost- und Westseite zu beziehen sind.

Von besonderer Bedeutung sind postglaziale Bergstürze, Rutschungen und Verbrüche im Lagerstättenbereich auf der Felbertal-Ostseite. Der Haupterkörper, lokal auch die beiden unterlagernden Erzkörper sind an der Oberfläche weithin in ein grobblockiges Material aufgelöst und teilweise hangabwärts bewegt. Dieser Zug von Erzblockschuttmassen (Erzblockschutthalden) über den anstehenden Erzkörpern wird aus Streifen verschiedener, übereinanderlagernder Gesteinstypen aufgebaut, die etwa parallel zu den Haldenachsen verlaufen und dem stratigraphischen Aufbau des Haupterkörpers entsprechen. Er erstreckt sich bis mindestens 1370 m SH hinab. Oberhalb 1930 m SH grenzt er an einen bis 15 m hohen Abbruch, der aufgrund der Ergebnisse der Bohrreihe 1 A . . . 2 C und der räumlichen Verteilung der Erzblockschuttmassen die stoffliche Achse der Erzkörper schräg schneidet (Anlagen 2, 3, 8 und 13). Bis zur Gegenwart folgt unmittelbar am Fuß dieses Abbruchs die allmähliche Bedeckung dieser Erzblockschuttmassen durch noch jüngeren, sterilen Hangschutt. Gewaltige Bergsturzmassen wurden nördlich des Ostfeldes an Nord-Süd-gerichteten Bergzerreißen unmittelbar westlich des Grates zwischen Felbertal und Amertal bei 2050–2130 m SH abgelöst. Ihre südlichen Ausläufer bilden unterhalb 1930 m SH an verschiedenen Abschnitten die Nordbegrenzung der Erzblockschuttmassen und überdecken den gesamten Lagerstättenbereich einschließlich der Erzblockschutthalden bei 1770–1620 m SH. Damit wird eine Teilung des Erzblockschuttzuges in die „obere Erzblockschutthalde“ und in die „untere Erzblockschutthalde“ verursacht. Dieser Bergsturz bildet ferner einen bis zum Talboden hinabreichenden, fast 500 m breiten Schuttfuß, der auch auf die Südflanke des Scheelitbaches übergreift und unterhalb 1370 m SH die untere Erzblockschutthalde begräbt (Anlagen 2, 3, 4, 6, 7 und 13). Diese Schuttmassen nördlich des Ostfeldes waren eine wesentliche Ursache für den vorzeitigen Abbruch und das Scheitern der Bohrungen 1 K, 2 F, 2 G, 3 B und 4 A im unteren und mittleren Teil des Ostfeldes. Die Mächtigkeit des Blockwerks betrug in den Bohrungen 3 C 35,7 m und in 1 K 45 m.

Sie nimmt aufgrund geoelektrischer Messungen (G. ANGENHEISTER & A. BERKTOLD, 1970) und geologischer Befunde unterhalb der Bohrung 1 K (1445 m SH) noch wesentlich zu.

An den gleichen Bergzerreißen weiter nördlich abgetrennte Schuttmassen bedecken das weite, im unteren Hangbereich schon von einem älteren Moränenschleier verhüllte Gebiet der Archen Alm. Der Abbruch von Blockmassen an parallelen, langhinziehenden Bergzerreißen mit häufig typischen Doppelgraten unmittelbar östlich des Kammes zwischen dem Felbertal und dem Amertal fand bisher nur lokal statt. Von der Archenkopfscharte bis fast zum Brentling zeigt sich jedoch eine tiefgreifende Gesteinsauflockerung und die Herausmodellierung hangparalleler Gesteinstürme, die sich bereits talwärts neigen. Auf die Gefahren, die von hier aus über die extrem steile Amertal-Westflanke der fast 800 m tieferen Felbertauernstraße drohen, sei hingewiesen.

In den vergangenen Jahren erfolgten Hangrutschungen und Murenabgänge vor allem im Bereich der Archen Alm, an der Steiflanke unmittelbar östlich des Tauernhaus Spital und auf der Felbertal-Westseite zwischen dem Perriegelgraben und dem Pembachgraben. Einige Millionen t Rutschmassen lösten sich im Jahre 1963 nach heftigen Regengüssen aus dem lockeren Verband der Schuttüberdeckung des weiten Areals der Archen Alm an mehreren, tiefgreifenden Abrißflächen. Sie sind teilweise bis zum Felberbach östlich des Tauernhaus Schößwend abgeglitten (Anlage 2).

Einen Beleg für die kräftige postglaziale, fluviatile Erosion liefern die mitunter stark eingeschnittenen Seitengraben. So durchbricht der Tiefenbach die Trogschulter der Felbertal-Westseite in einer bis 50 m tiefen Klamm. Die Seitenbäche haben ferner durchwegs große Schuttkegel an den Flanken der Haupttäler aufgeschüttet. Der Scheelitbach hat unterhalb 1300 m SH den fast 500 m breiten Fuß der sterilen Bergsturm Massen aus dem Bereich nördlich des Ostfeldes durchschnitten und einen eigenen Schuttfächer mit Scheelit-führenden Blöcken aufgebaut. Diesem Schuttfächer wurde eine 100 t schwere Erzprobe entnommen, die als repräsentativ für die untere Erzblockschutthalde crachtet werden kann (Kap. 2.622).

Die fluviatilen Talfüllungen des Amertals und hinteren Felbertals enthalten überwiegend Schuttmassen und Blockwerk mit Einlagerungen von Kies und unreinem Sand. Geoelektrische Messungen (G. ANGENHEISTER & A. BERKTOLD, 1970) und die Rekonstruktion des glazial geprägten Taluntergrundes lassen übereinstimmend eine Mächtigkeit der Talfüllung des hinteren Felbertals beim Tauernhaus Spital von 100–120 m erwarten. Die für bergmännische Arbeiten zwischen dem Ost- und dem Westfeld bedeutsame Tiefenlage der Talsohle um 1045–1065 m SH ist nahe der gegenwärtig östlichen Talflanke zu postulieren (Anlagen 2, 6 und 7). Sie entspricht der Tiefenlage in der Talverengung bei der rund 1350 m Luftlinie entfernten Pembachmündung, wo die junge Erosion den glazial überschliffenen Untergrund des Felbertals bereits freigelegt hat.

## 2.6 ERZMINERALBESTAND, ERZTYPEN UND ERZGEFÜGE, ERZMINERALPARAGENESEN UND GEOCHEMIE

Nach den gegenwärtigen Kenntnissen, gestützt auf 52 durchgehend gekerkte Tiefbohrungen mit insgesamt 6420 Bohrmeter und zwei Untersuchungsstollen (Westfeld-Stollen und Ostfeld-Stollen), ist die Lagerstätte Felbertal aus zwei paläogeographisch weitgehend eigenständigen Becken hervorgegangen, die derzeit in zwei räumlich getrennten Feldern vorliegen: Felbertal-Ostfeld und Felbertal-Westfeld. Die meisten der unten angeführten Erzminerale wurden in beiden Feldern, wenn auch in unterschiedlicher Häufigkeit nachgewiesen. Das Westfeld ist gegenüber dem Ostfeld in vielen Einzellagen und im Durchschnitt durch höhere Gehalte an Sulfidminerale und Edelmetallen ausgezeichnet. Aus den geochemischen Daten ergibt sich eine hochsignifikante Trennung zwischen beiden Feldern.

### 2.61 Erzmineralbestand

Die Scheelit-führende Serie der Lagerstätte Felbertal enthält folgende Erzminerale:

Scheelit, Powellit, Wolframit, Tungstenit-Molybdänit-Mischphasen, Molybdänit, Kupferkies, Magnetkies, Markasit und „Zwischenprodukt“, Pyrit, Pentlandit, Zinkblende, Bleiglanz, Fahlerz, Bornit, Enargit (?), Glanzkobalt, Arsenkies, ged. Au, ged. Ag, ged. Bi, Wismutglanz, Galenobismutit-Cosalit, „Rezbanyit“, Emplektit, Antimonit, Beryll, Zinnstein, Columbit, Ilmenit, Hämatit, Magnetit, Chromit, Flußspat, Schwerspat.

Mit Ausnahme spärlicher Covellin- und Kupferglanzsäume um Kupferkies sowie Limonitbildungen im Ostfeld fehlen Erscheinungen einer Oxidations- und Zementationszone. Unter den Klimabedingungen im kurzen Zeitraum seit der letzten Eiszeit trat die chemische Verwitterung gegenüber der physikalischen Verwitterung stark zurück.

**Scheelit ( $\text{CaWO}_4$ ):** Der Scheelit ist das wichtigste und meist auch vorherrschende Erzmineral. In einigen Gesteinsfolgen wird er von Magnetkies, in vereinzelt Lagen auch von Kupferkies, Molybdänglanz und Wismutmineralien mengenmäßig übertroffen.

Feinkörniger Scheelit der Lagerstätte Felbertal ist wasserklar bis hellgrau und ohne Hilfsmittel makroskopisch kaum von Quarz zu unterscheiden. Die größeren Scheelitkörner können eine unterschiedlich intensive, stahlgraue Färbung aufweisen, die zusammen mit dem fettigen Glanz, der Spaltbarkeit nach (111) und der mitunter hypidiomorphen Ausbildung ein Erkennen ohne Hilfsmittel ermöglicht. Die Überprüfung der Scheelitführung im Gelände erfolgte mit UV-Lampen (Hg-Niederdruckdampf lampen der Fa. Ultra-Violet Prod. Inc., San Gabriel, Calif., USA: Modelle M-15 und R-51). Die Fluoreszenzfarben schwanken von weißlichblau (sehr Mo-arme bis Mo-freie Scheelit) bis kräftig gelb (stark Mo-haltiger Scheelit). Die Zunahme der gelben Farbkomponente ist durch die Erhöhung des isomorphen Ersatzes des W durch Mo bedingt. Die W:Mo-Gewichtsverhältnisse der Scheelitkörner liegen zwischen  $\geq 1000:1$  und  $10:1$ . Haloeffekte der fluoreszierenden Scheelitkörner mit  $\leq 0,5$  mm Durchmesser können in umgebenden Quarzpflastern größere Scheelitkörner und damit höhere  $\text{WO}_3$ -Gehalte vortäuschen.

Die Lagerstätte Felbertal enthält drei Scheelit-Generationen:

Die älteste, bezüglich der alpidischen Deformation präkinematische Scheelit-Generation ist xenomorph, feinkörnig, mit überwiegend nur  $0,015$ – $0,2$  mm Durchmesser. Einschlüsse winziger Schüppchen von Tungstenit-Molybdänit-Mischphasen sind spärlich und regellos verteilt. Der Gesamtbereich eines einzelnen Scheelitkornes ist stets durch eine einheitliche Fluoreszenzfarbe gekennzeichnet, bläulichweiß, weiß oder gelblichweiß. In Feinlagen zeigen häufig alle Scheelitkörner die gleiche Fluoreszenzfarbe und ein übereinstimmendes W:Mo-Gewichtsverhältnis. Mitunter ist eine durch unterschiedliche Fluoreszenzfarben bedingte Bänderung parallel zum alten stofflichen Lagenbau entwickelt. Dieser Hinweis auf primär sedimentär angelegte Stoffunterschiede wird gelegentlich durch die begleitende Erzmineralführung sowie sterile, quarzitisches Feinlagen und Gneisbänder verdeutlicht. Diese erste Scheelit-Generation ist vor allem in bestimmten Erztypen des Ostfeldes zugegen („Feinkörnige, quarzitisches Scheelit-Reicherze“ und „Quarzitisches Bänder und Trümer mit feinkörniger Scheelitführung“), selten auch in anderen Gesteinslagen vertreten. In diesen Erzen sind alpidische Stoffverschiebungen nur im Mikrobereich erkennbar.

Die zweite Scheelit-Generation ist durch die Sammelkristallisation während der alpidischen Regionalmetamorphose bedingt und bezüglich der im Lagerstättenbereich dominierenden Gefügeprägung syn- bis postkinematisch. Sie ist vor allem im Westfeld verbreitet

und besonders im „oberen Erzkörper der oberen Schuppe“ des Westfeldes typisch entwickelt. Die teils regellos, statistisch im Trägergestein verteilten, teils in Bändern oder Nestern angereicherten, bis 15 mm, in Extremfällen bis 30 mm großen Scheelitkörner bilden überwiegend xenomorphe Einsprenglinge, lassen in verschiedenen Lagen aber auch eine Tendenz zur Ausbildung von Pseudooktaedern erkennen. Die Größe dieser Scheelitporphyroblasten ist abhängig von der Art der Trägergesteine, den Erztypen, den durchschnittlichen  $\text{WO}_3$ - und Mo-Gehalten sowie den alpidischen Mobilisationserscheinungen. Die einzelnen Scheelitkörner sind nicht einheitlich aufgebaut. Der im Durch- und Auflicht bei // Nicols etwas dunklere Kern ist gewöhnlich weißlich bis gelb fluoreszierend, ein häufig entwickelter, schmaler Saum ausgesprochen weißlichblau fluoreszierend. Feinschuppige Einschlüsse der Tungstenit-Molybdänit-Mischphasen fehlen in diesen Säumen. Sie sind jedoch ebenso wie größere Molybdänitschüppchen vor allem in kräftig gelb fluoreszierenden, Mo-reichen Kernen zugegen.

Die jüngeren Säume gehören zeitlich und genetisch bereits zur dritten Scheelit-Generation, deren Bildung am Ende der Tauernkristallisation einsetzt. Diese im Gesamtbereich der Lagerstätte Felbertal seltene Scheelit-Generation mit einem mobilisierten Stoffbestand aus der Scheelit-führenden Serie ist der alpidischen Kluftmineralisation zuzuordnen (Kap. 2.627). Wolfram und Molybdän wurden in den neu entstandenen Mineralphasen getrennt. Im Scheelitgitter wurde kein Mo mehr eingebaut. Einschlüsse der Tungstenit-Molybdänit-Mischphasen und reiner Molybdänit-Schüppchen fehlen. Dagegen erfolgte eine Abscheidung wirrer Molybdänitaggregate außerhalb der Scheelitkörner.

**Powellit ( $\text{CaMoO}_4$ ):** Der sehr seltene Powellit ist infolge seiner kräftig kanariengelben Fluoreszenzfarbe vom Mo-führenden Scheelit unterscheidbar. Anschliffbefunde belegen partielle Verdrängungen von Molybdänit. Das Auftreten dieser Pseudomorphosen im frischen Bohrkernmaterial aus großer Tiefe schließt reine Verwitterungserscheinungen aus. Verdrängungen von Molybdänitschüppchen um Scheelitkörner der zweiten und dritten Generation belegen eine Entstehung frühestens während der ausklingenden Tauernkristallisation, vor allem im Nahbereich von Störungen.

**Wolframit:** Mn-betonter Wolframit in Form isolierter, hypidiomorpher, spanförmiger Kriställchen wurde im bisher erbohrten Lagerstättenbereich nur auffallend selten festgestellt.

**Tungstenit ( $\text{WS}_2$ ) – Molybdänit ( $\text{MoS}_2$ ) – Mischphasen:** Bei der Untersuchung des umfangreichen Anschliffmaterials fielen in Scheelitkörnern der ersten und zweiten Generation feinste, schüppchenförmige Einschlüsse auf. Diese Einschlüsse sind im feinkörnigen Scheelit der ersten Generation regellos, statistisch verteilt. In den Scheelitporphyroblasten der zweiten Generation sind sie überwiegend im Randbereich und um Risse innerhalb der gelb fluoreszierenden Kerne konzentriert. Dieses Mineral bildet idiomorphe, sechseckige (hexagonale) Einzelindividuen, die nach dem erzmikroskopischen Befund am ehesten als Molybdänit oder als Tungstenit anzusprechen sind. Infolge der sehr geringen Größe dieses maximal 0,025 mm langen und 0,002 mm dicken, im Durchschnitt 0,004 mm  $\times$  0,0007 mm großen Minerals war eine sichere optische Bestimmung jedoch nicht möglich. Der charakteristische violettblaue Farbeffekt des Molybdänits bei nicht völlig gekreuzten Nicols ist auch hier erkennbar, mitunter aber von einem graubräunlichen Unterton überlagert. Sonst ergeben sich im Reflexionspleochroismus und in der Anisotropie keine wahrnehmbaren Unterschiede zu den großen Molybdänitschüppchen.

Die Ergebnisse der chemischen Untersuchung dieses Minerals mit Hilfe der Elektronenstrahl-Mikrosonde wurden bereits mitgeteilt (R. HÖLL & K. WEBER-DIEFENBACH, 1973):

Es liegt eine Mischkristallreihe  $\text{MoS}_2$ - $\text{WS}_2$  vor. Die stärkste Besetzung zeigt der Bereich hoher Mo- und niedriger W-Gehalte. Reiner, Mo-freier Tungstenit wurde in den analysierten Proben nicht festgestellt. Dem Wolfram-reichsten Schüppchen entspricht etwa die Formel  $(\text{W}_{0,9}\text{Mo}_{0,1})\text{S}_2$  (mit geringen Fe-Gehalten). Zwischen diesem Wert und reinem Molybdänit deutet sich eine durchgehende Mischbarkeit an. In einigen Anschliffen führen die analysierten Mineralschüppchen durchwegs nur geringe W-Gehalte. In anderen Gesteinslagen wurden sowohl hohe als auch niedrige W-Gehalte selbst unter benachbarten Schüppchen vorgefunden. Neben dem Mo- und W-Gehalt ist in fast allen Schüppchen auch ein quantitativ nicht bestimmter Fe-Gehalt nachweisbar. In den Schüppchen eines Anschliffs wurde außerdem eine Ca-Führung festgestellt.

**Molybdänit:** Reiner Molybdänit repräsentiert das verbreitete Endglied der Tungstenit-Molybdänit-Mischphasen. Mengenmäßig um ein Vielfaches häufiger sind jedoch Molybdänit-Täfelchen, die im Durchschnitt das Volumen dieser winzigen Schüppchen um das mindestens Zehnfache übertreffen. Diese häufig verbogenen Täfelchen zeigen in verschiedenartiger Matrix, auch als Einschlüsse im Scheelit mit Ausnahme der dritten Generation, makroskopisch und erzmikroskopisch keine Abweichungen von der „normalen“ Erscheinungsform. Sie bilden regellose Verteilungen oder lockere Anreicherungen, oft auch stoff- und schieferungsparallel geordnete blättrige Aggregate. Eine besondere Neigung zur Idiomorphie ist nicht erkennbar. Der Gehalt an Fremdmetallen mit Ausnahme von Fe ist gering. Eine Rhenium-Führung des Molybdänits konnte bisher nicht nachgewiesen werden. Der Molybdänit ist im Westfeld auffallend häufiger als im Ostfeld. In wenigen Lagen des Westfeldes ist Molybdänit vorherrschendes Erzmineral (z. B. Bohrung 3 F, 110,80–110,94 m Bohrtiefe).

**Kupferkies:** Der ebenfalls vor allem im Westfeld verbreitete Kupferkies ist nach dem Magnetkies das häufigste Sulfidmineral. Aufgrund der hohen metamorphen Mobilisierbarkeit und der großen Neigung zur xenomorphen Kristallisation sind keine Primärgefüge wie rhythmische Fällungen, kolloidale Strukturen, Skelette oder Fiederformen erhalten. Der Kupferkies ist bevorzugt auf Rißfüllungen und Kornzwickel abgewandert. Die Einzelkörner und Kornaggregate sind sehr häufig mit Magnetkies verwachsen, in Mo-reichen Partien z. T. von Molybdänit-Täfelchen durchsetzt. Zinkblendeeinschlüsse sind häufig, typische Zinkblendesternchen im Kupferkies ebenso wie feinste Kupferkieströpfchen in der Zinkblende in wenigen Anschliffen festgestellt. In Bi-führenden Lagen finden sich verbreitet Kupferkieseinschlüsse, gelegentlich auch myrmekitische Verwachsungen von Kupferkies mit Wismutmineralien (Wismutglanz und ged. Bi).

**Magnetkies:** Der Magnetkies wird in den bauwürdigen Scheeliterzen vom Scheelit meist mengenmäßig übertroffen, bildet jedoch das häufigste Erzmineral bezogen auf die Gesamtmächtigkeit der Scheelit-führenden Serie. Er ist nur im Typus der „feinkörnigen, quarzitischen Scheelit-Reicherze“ extrem selten. Der mit anderen Erzmineralien häufig verwachsene, in der Korngröße recht variable Magnetkies bildet oft unregelmäßige, xenomorphe Aggregate mit vorherrschend polygonaler Kornbindung oder gelegentlich schwacher Verzahnung. Daneben sind rundliche bis elliptische Formen sowie feinkörnige, hypidiomorphe, in die Schieferung eingeregelter Täfelchen verbreitet. In Rißfüllungen treten auch grobkörnige, hypidiomorphe Anreicherungen auf. Der Magnetkies zeigt in verschiedenen Lagen merkliche Unterschiede in der Reflexionsfarbe und im Reflexionsvermögen. Er führt teilweise Ni- und As-Gehalte. Die Umwandlungen in Markasit entsprechen den bereits von P. RAMDOHR (1960, S. 556) beschriebenen Erscheinungen aus stratigraphisch äquivalenten Gesteinsfolgen des benachbarten Hollersbachtals.



Markasit und „Zwischenprodukt“: Die verhältnismäßig spärliche Markasitführung ist sekundärer Natur, bezüglich der alpidischen Gefügeprägung postdeformativ und durch orientierte Verdrängung aus Magnetkies, in Einzelfällen möglicherweise auch aus Pyrit hervorgegangen. Idiomorphe Formen sind selten. Der Markasit bildet meist ein // (0001) dem Magnetkies eingelagertes, etwas aufgeblättrtes Lamellenwerk, in dem die Einzel-lamellen aus einem wirren oder nur roh geordneten Körneraggregat bestehen. Vereinzelt zeigt der Markasit auch ellipsoidisch-augenförmige, aus winzigen Körnchen aufgebaute Aggregate, deren lange Achse wieder // (0001) des Magnetkies liegt („birds eye structure“). Beim Zerfall bleiben die neugebildeten Markasitpartien oft erhalten, während der Magnetkies herausgelöst wird.

Eine „Zwischenphase“ vor der Markasitentstehung repräsentieren orientiert mit dem Magnetkies verwachsene Gebilde, die ohne scharfe Grenze in Markasit übergehen. Diese grauweiße, unterschiedlich, meist aber stark reflektierende, kräftig anisotrope und reflexionspleochroitische Zwischenphase („Zwischenprodukt“ im Sinne von P. RAMDOHR (1960, S. 556)) weist eine schwer bestimmbare, wechselnde, gegenüber dem „normalen“ Markasit geringere Härte auf.

Pyrit: In der Scheelit-führenden Serie der Lagerstätte Felbertal ist Pyrit verhältnismäßig selten und im Gegensatz zu anderen Erzmineralien auch nicht in einzelnen Lagen stärker angereichert. Die bis 5 mm großen, syn- bis postkinematischen Pyritidioblasten sind häufig noch kataklastisch zerbrochen. Relikte primärer Gefüge, die jenen entsprechen, die beispielsweise P. RAMDOHR (1953) von der schichtgebundenen Buntmetall-Lagerstätte Rammelsberg abgebildet und beschrieben hat, konnten in der höher metamorphen Lagerstätte Felbertal bisher nicht festgestellt werden.

Pentlandit: Dieses Ni-Mineral ist nur in Magnetkies-reichen Lagen stärker vertreten. Neben vorherrschend feinen Einschlüssen in Form der „Pentlanditflammen“ sind mitunter größere Pentlanditkörner in Zwickelfüllungen und Bändern innerhalb von Magnetkies-Kupferkies-Aggregaten zugegen.

Zinkblende: Die bevorzugt in xenomorphen Körnchen am Rande oder in Rissen von Kupferkies und Magnetkies angesiedelte Zinkblende ist mengenmäßig unbedeutend. Sie ist in wenigen Anschliffen auch als „Zinkblendesternchen“ im Kupferkies entwickelt: Sternchen, Skelette und myrmekitisch erscheinende Formen, die alpidisch kristallisiert sind und keine präalpidischen Reliktformen darstellen.

Bleiglanz: Geringe Pb-Gehalte sind in der Lagerstätte Felbertal verbreitet. Ein wesentlicher Teil der Pb-Führung ist offensichtlich in den alpidisch gesproßten Spießglanzen gebunden. Bleiglanz ist nur ein auffallend seltenes Mineral an Rissen oder in Zwickelfüllungen. Eine Bleiglanzanreicherung wurde lediglich in einer Gesteinslage angetroffen (Bohrung 1 C, 36,82–36,88 m Bohrtiefe), und zwar in sehr komplexer Vergesellschaftung mit zahlreichen anderen Erzmineralien.

Fahlerz: Eines der sehr spärlichen und durchwegs recht feinkörnigen Erzmineralien, zumeist als Abscheidung im Kupferkies oder am Kontakt zwischen Kupferkies, Magnetkies und gelegentlich Zinkblende. Die Befunde mit der Elektronenstrahl-Mikrosonde (Analyseur Dr. K. WEBER-DIEFENBACH) bestätigen die erzmikroskopische Diagnose. Neben As-Fahlerz ist auch Hg-haltiges CuSb(As)-Fahlerz zugegen. Dieses Erzmineral ist wohl der wesentliche Träger der generell nur spurenhafte Hg-Gehalte und offenbar auch ein Träger geringer Ag-Gehalte.

**Bornit:** Dieses extrem seltene, nur in wenigen winzigen Körnchen festgestellte Erzmineral ist aufgrund seiner erzmikroskopisch feststellbaren Eigenschaften mit der charakteristischen rosabraunen Färbung, mäßigem Reflexionsvermögen, schwacher Anisotropie, kräftigen Anlauferscheinungen und einer gegenüber dem Kupferkies geringeren Härte gut diagnostizierbar.

**Enargit (?)**: Außerordentlich seltene und winzige, nicht sicher diagnostizierbare Körnchen mit hellorange-bräunlicher Färbung und auffallender Anisotropie.

**Glanzkobalt:** Die nur in wenigen Anschliffen nachgewiesenen, stets idiomorphen Glanzkobaltkörnchen führen nur geringe Gehalte an Ni und Fe. Sie treten gewöhnlich zusammen mit Magnetkies, Kupferkies und Pentlandit auf.

**Arsenkies:** Die bis 0,5 mm langen, nur vereinzelt scharfkantigen Kriställchen zeigen einfache Kombination ohne Zwillingsbildungen und ohne Knäuelformen. Arsenkies ist zwar in wenigen Feinlagen angereichert, jedoch ebenfalls eines der seltenen Erzminerale.

**Gediegenes Gold:** Gold ohne oder mit geringen Silbergehalten wurde nur in wenigen, unregelmäßig lappigen, generell sehr kleinen Flittern ( $\leq 0,025$  mm) erzmikroskopisch nachgewiesen. Es zeigt durchwegs Erscheinungen einer alpidischen Mobilisation und einer Platznahme an feinen Rißfüllungen und in Sulfidmineralaggregaten.

**Gediegenes Silber:** Die gleichfalls spärlichen, allotriomorphen, selten hypidiomorphen Silberkörner (vorherrschend  $\leq 0,03$  mm, vereinzelt bis 0,1 mm Durchmesser), häufig mit Translationen parallel zur verbreiteten Druckzwillingslamellierung, sind bevorzugt in wirren Aggregaten mit Molybdänglanz, Wismutminerale und Kupferkies angesiedelt. Überprüfungen mit der Elektronenstrahl-Mikrosonde belegen eine meist nur geringe, gelegentlich auch höhere Goldführung (bis etwa 20%), ebenso Gehalte an Wismut und Arsen.

**Gediegenes Wismut:** Die Körnchen und unregelmäßigen Kornaggregate mit häufig lamellarer bzw. parkettartiger Zwillingsbildung sind mit den anderen Wismutphasen innig, oft myrmekitisch verwachsen. Sie führen geringe Verunreinigungen durch Arsen, zeigten jedoch keine nachweisbaren Sb-Gehalte. Mindestens ein Teil des ged. Bi in Form massenhafter feiner „Tröpfchen“, vor allem in den Randbereichen anderer Bi-Verbindungen, ist offensichtlich ein Zerfallsprodukt. Auffallend für alle Bi-führenden, vorherrschend quarzitisches Lagen ist die hohe positive Korrelation mit der Ag-Führung und darüber hinaus die Vergesellschaftung mit Molybdänglanz und Kupferkies.

**Wismutglanz:** Die bis 1,5 mm großen, oft stengeligen, randlich häufig stark ausgefrachten Wismutglanzkörner sind zusammen mit den anderen Bi-Mineralen sowie mit Kupferkies syn- bis postdeformativ re- und umkristallisiert und innig, gelegentlich myrmekitisch verwachsen. Diese wohl verbreitetste Bi-Verbindung führt durchwegs geringe As-Gehalte.

**Galenobismutit ( $\text{PbBi}_2\text{S}_4$ ) – Cosalit ( $\text{Pb}_2\text{Bi}_2\text{S}_5$ ):** Das Auftreten von Galenobismutit ist durch die chemische Diagnose mit Hilfe der Elektronenstrahl-Mikrosonde bestätigt. Die Zusammensetzung der kleinstengeligen Körner entspricht teils recht genau der angegebenen Formel bei nur sehr geringen Cu- und Fe-Gehalten (Bohrung 4 C, 100,87–100,89 m Bohrtiefe). Neben Pb-reichem Galenobismutit sind Phasen entwickelt, die chemisch zwischen Galenobismutit und Cosalit liegen, u. a. mit einer Zusammensetzung von etwa  $3 \text{ PbS} \cdot 2 \text{ Bi}_2\text{S}_3$ . Mineralkörner mit der genauen Zusammensetzung des Cosalit wurden im Felbertal noch nicht nachgewiesen. P. RAMDOHR (1960, S. 721) erwähnt Cosalit vom Bärenbad auf der Hollersbachtal-Westseite. Dieser von der Lagerstätte Felbertal rund 7 km

Luftlinie entfernte Fundpunkt gehört stratigraphisch ebenfalls zur Scheelit-führenden Serie innerhalb der Habachserie.

„Rezbanyit“ ( $\text{Bi}_2\text{S}_3 - \text{CuPbBiS}_3$  – Mischkristallreihe): In Paragenese mit den oben beschriebenen Pb-Bi-Spießglanzen, Wismutglanz und ged. Bi finden sich Pb-Bi-Spießglanze mit höheren Gehalten an Cu und Fe, deren exakte quantitative Messung unter der Elektronenstrahl-Mikrosonde wegen wechselnder Leitfähigkeit nicht möglich war. Diese Phase der Cu- und Fe-haltigen Pb-Bi-Spießglanze wird unter Vorbehalt als „Rezbanyit“ (P. RAMDOHR, 1960, S. 683ff.) bezeichnet. Der „Rezbanyit“ zeigt im direkten Vergleich zu Galenobismutit und zu Gliedern zwischen Galenobismutit und Cosalit keine erzmikroskopisch eindeutigen Unterschiede.

Emplektit ( $\text{CuBiS}_2$ ): Im Gegensatz zu den verbreiteten Pb-Bi-Spießglanzen sind Pb-freie Cu-Bi-Sulfosalze offenbar recht selten. Sichergestellt ist das Auftreten von Emplektit bisher nur in einem Mineralaggregat zusammen mit Wismutglanz und Kupferkies (Bohrung 3 H, 252,00–252,10 m Bohrtiefe).

Antimonit: Entsprechend den geochemischen Befunden über die Verbreitung des Sb ist der mikrokristalline Antimonit auffallend selten. Er ist gewöhnlich von Scheelit und Molybdänit begleitet.

Beryll ( $\text{Be}_3\text{Al}_2\text{Si}_6\text{O}_{18}$ ): Das recht spärliche Mineral Beryll ist in Form hellgraugrünlicher, unreiner, Cr-führender „Smaragde“ und hellgraubläulicher, W-führender „Aquamarine“ vertreten. Edelsteinqualitäten wurden nicht gefunden. Die bereits makroskopisch gut erkennbaren Berylle bilden meist xenomorphe Körnchen, vereinzelt auch bis zu 3 mm lange Säulchen. Neben den bezüglich der alpidischen Verformung syn- bis postkinematisch gesproßten Beryllen wurden im Westfeldstollen beim Streckenmeter 195 auch Kluftmineralisationen mit Beryll angetroffen. Gegenüber dem berühmten, rund 8 km Luftlinie entfernten Smaragdorkommen in der Leckbachscharte im Habachtal sind die Berylle der Lagerstätte Felbertal generell farblich unscheinbarer und wesentlich kleiner. Auffallend ist ihre fast immer enge Vergesellschaftung mit Molybdänglanz, ferner mit Kupferkies, Magnetkies, ged. Ag, ged. Bi, Wismutglanz, Pb-Bi-Spießglanzen und Scheelit.

Auf die genetischen Beziehungen der Be-Führung zur Scheelitmineralisation in der Habachserie wurde bereits von A. MAUCHER & R. HÖLL (1968) hingewiesen. Zur weiteren Klärung dieser Beziehungen wurden Untersuchungen von J. CARDOSO (1973) durchgeführt.

Zinnstein: Geringe Sn-Gehalte ( $\leq 30$  ppm) sind in Proben aus der Lagerstätte Felbertal verbreitet. An Sn-Mineralien wurde bisher jedoch nur überraschend selten Zinnstein festgestellt. Idiomorphe Körnchen mit maximal 0,04 mm Durchmesser und rotbraunen Innenreflexen aus der Sn-reichsten Probe (Bohrung 1 C, 36,82–36,88 m Bohrtiefe) erwiesen sich chemisch als recht reiner Zinnstein. In zwei überprüften Proben ist die spurenhafte Sn-Führung offenbar an Biotite gebunden. Dieser Befund stimmt mit Ergebnissen von I. G. GANEEV, D. N. PACHADZHANOV & L. A. BORISENOK (1961) überein, die bei der Untersuchung von Spurenelementen in Graniten und Pegmatiten Zentral-Kasachstans die Bindung relativ hoher Sn-Gehalte in Biotiten festgestellt haben.

Columbit: Dieses Mineral mit der Mischungsreihe Niobit ( $\text{Fe, Mn}$ )  $\text{Nb}_2\text{O}_6$  – Tantalit ( $\text{Fe, Mn}$ )  $\text{Ta}_2\text{O}_6$  ist recht selten. Die chemische Analyse mit der Elektronenstrahl-Mikrosonde weist auf Fe-reichen Tantalit mit geringen Gehalten an Mn, Nb, W und U hin. Die mikrokristallinen, idiomorphen, kataklastisch zerbrochenen Columbitstengel zeigen ein

mäßiges Reflexionsvermögen und hellgrauen Farbton, einen schwachen Reflexionspleochroismus, deutliche Anisotropie mit gerader Auslöschung und braunrote Innenreflexe. Die vornehmlich im Westfeld nachgewiesene Ta-Führung ist auf wenige Gesteinsarten, vor allem Quarzitbänder sowie Porphyroidgneis-, Quarzitgneis- und Albitgneislagen konzentriert.

**Ilmenit:** In den vulkanogenen Gesteinen der Scheelit-führenden Serie ist partiell in Rutil, Titanit und „Leukoxen“ umgewandelter Ilmenit verbreitet, wenn auch durchwegs nur als akzessorischer Bestandteil. Er bildet überwiegend rundliche, oft lappig korrodierte Körner, gelegentlich mit Hämatit lamellar verwachsene Täfelchen, in Einzelfällen auch Säume um den Hämatit. Die präalpidische Ilmenitdurchstäubung in Form nicht entmischter, leistenförmiger Einschlüsse, vor allem aber feinsten Körnchen im Hornblende-Altbestand der dunkelchromoxidgrünen Hornblendefelse wurde bereits behandelt (Kap. 2.2301; Abb. 4).

**Hämatit:** Die dünnen Täfelchen und die bis 2 mm großen, hypidiomorphen Körnchen des Hämatit sind mengenmäßig erheblich seltener als der Ilmenit und offenbar im wesentlichen auf Sulfid-arme Lagen beschränkt.

**Magnetit:** Die bis 2,5 mm großen, teils kataklastisch zerbrochenen Porphyroblasten mit genereller Tendenz zur Ausbildung von Oktaedern sind selten, mitunter jedoch zeilenförmig angereichert.

**Chromit:** Die dunkelchromoxidgrünen Hornblendefelse mit den durchwegs erhöhten  $\text{Cr}_2\text{O}_3$ -Gehalten führen akzessorisch mikrokristalline, xenomorphe Chromitkörnchen.

**Flußspat und Baryt:** Beide Mineralien wurden nur selten als akzessorische Bestandteile festgestellt.

### *2.62 Erztypen, Erzgefüge, Erzmineralparagenesen und Geochemie*

Bei den detaillierten Kernaufnahmen aller Bohrungen wurden sämtliche, auch geringmächtige und spurenhafte Scheelitmineralisationen berücksichtigt. Der  $\text{WO}_3$ -Gehalt der einzelnen Bohrkernabschnitte wurde im Gelände aufgrund des Anteils der fluoreszierenden Scheelitkörner geschätzt.  $\text{WO}_3$ -Bestimmungen von Bohrkernhälften durch die Metallgesellschaft AG, Frankfurt/Main, ermöglichten eine Kontrolle dieser Schätzwerte. In den Bohrprofil-Darstellungen der Anlagen 8, 9, 10, 11 und 12 sind die  $\text{WO}_3$ -Gehalte aufgrund dieser Analysen- und Schätzwerte vermerkt. Eigene Untersuchungen zahlreicher Bohrkernabschnitte sowie sonstiger Gesteinsproben wurden am Institut für allgemeine und angewandte Geologie und Mineralogie der Universität München mit der Emissionsspektralanalyse, Röntgenfluoreszenzanalyse und Atomabsorptionsanalyse durchgeführt. Chemische Analysen wurden ferner erstellt am Institut für Radiochemie der Technischen Universität München mit Hilfe der Neutronenaktivierungsanalyse (J. I. KIM & H. STÄRK, 1971; A. ALIAN, H.-J. BORN & H. STÄRK, 1972; H. ZINNER, R. HENCKELMANN & H. STÄRK, 1972; H.-J. BORN, R. HÖLL, A. MAUCHER & H. STÄRK, 1975), durch die Metallgesellschaft AG, Frankfurt/Main, sowie durch die Gesellschaft für Kernforschung mbH, Karlsruhe. Die in den verschiedenen Labors mit unterschiedlichen Methoden gewonnenen und überprüften Meßergebnisse können in vorliegender Arbeit verwertet werden. Herr Dipl.-Geol. J. CARDOSO (1973) untersuchte die Be-Führung verschiedener Scheelitvorkommen.

Die folgenden paragenetisch wesentlichen Elemente sind wenigstens in einzelnen Lagen gegenüber ihren Clarke-Zahlen bzw. den Durchschnittsgehalten in basischen Vulkaniten (Handbook of Geochemistry II-1, II-2, II-3 sowie K. H. WEDEPOHL, 1967) stark angereichert: W, Mo, Cu, Bi, As, Sb, Ag, Au, Be, Sn, Nb, Ta, Se, Te, Ni, Co, Pb, Zn, Cd, Hg, Cs, Li. Dabei erreichen jedoch die Gehalte im bisherigen Probenmaterial bei Nb höchstens 400 ppm, Ta 70 ppm, Se 15 ppm, Te 2 ppm und Au 2,46 ppm.

Tabelle 3: Elementkonzentrationen spezieller Proben aus dem Ost- und Westfeld (in ppm):

| Proben-Nr. | WO <sub>3</sub> | Mo   | Cu    | Bi   | Sb  | Ag  | Au    | Be   |
|------------|-----------------|------|-------|------|-----|-----|-------|------|
| 285        | 9000            | 62   | 220   | < 10 | < 5 | 0,4 | 0,015 | < 10 |
| 287        | 7000            | 110  | 280   | 170  | 8   | 1   | 0,074 | 20   |
| 373        | 7500            | 135  | 350   | 300  | 14  | 2   | 0,18  | 50   |
| 9          | 8000            | 7000 | 33000 | 7000 | 67  | 120 | 0,56  | 6000 |
| 378        | 57300           | 670  | 12    | —    | 14  | 0,3 | 0,036 | —    |
|            | Sn              | Ni   | Co    | Pb   | Zn  | Hg  | Cs    | Li   |
| 285        | 30              | 90   | 22    | 25   | 90  | ≤ 5 | 27    | 100  |
| 287        | 45              | 120  | 29    | 35   | 160 | ≤ 5 | 120   | 150  |
| 373        | 70              | 200  | 24    | 40   | 150 | ≤ 5 | 320   | 400  |
| 9          | 170             | 850  | 77    | 80   | 280 | 11  | 40    | 300  |
| 378        | —               | 15   | < 5   | 5    | 18  | ≤ 5 | Sp    | Sp   |

## Proben-Nr.

- 285 = 100 t – Probe aus dem Schuttfächer des „Scheelitbaches“, repräsentativ für die Erzblockschuttmassen (Haupterkörper) des Ostfeldes, unter besonderer Betonung der unteren Erzblockschutthalde
- 287 = Mischung aller Kernabschnitte mit  $\geq 0,4\%$  WO<sub>3</sub> aus sämtlichen im Jahre 1971 im Westfeld niedergebrachten Bohrungen (1 L, 2 H (Westfeld-Anteil), 3 E, 3 F, 3 G, 3 H, 4 B, 4 C, 4 D). Repräsentative Probe für die Scheelit-reicheren Gesteinsfolgen des derzeit erbohrten Ostteils des Westfeldes
- 373 = Bohrung 4 B: 109,55–117,55 m Bohrtiefe: Durchgehende Biotitprasinitenentwicklung in der stofflichen Achse des oberen Erzkörpers der oberen Schuppe des Westfeldes
- 9 = Bohrung 3 H: 155,45–155,59 m Bohrtiefe: Sulfidmineral-reichste quarzitisches Lage (Erztypus: „Sulfidmineralanreicherungen in quarzitischen Lagen“)
- 378 = Bohrung 1 AA: 51,54–51,61 m: Mittlerer Abschnitt des unteren quarzitischen Scheelit-Reicherzhorizontes mit hellgelblichweiß fluoreszierendem, feinkörnigem Scheelit (Tab. 2, Probe 18 sowie Tab. 4)

Eine mindestens extensive Scheelitmineralisation kann in allen Gesteinsarten der Scheelit-führenden Serie auftreten. Die Erztypen werden mit Hilfe charakteristischer Mineralbestände und Gefüge gegeneinander abgegrenzt. Folgende Erztypen der Scheelit- und der begleitenden Sulfidmineralführung werden unterschieden:

- Feinkörnige, quarzitisches Scheelit-Reicherze
- Quarzitisches Bänder und Trümer mit feinkörniger Scheelitführung
- Verschiedenkörnige, quarzitisches Scheeliterze
- Verschiedenkörnige Scheelitmineralisationen in nichtquarzitischen Trägergesteinen
- Sulfidmineralanreicherungen in quarzitischen Lagen
- Sulfidmineralführung in nichtquarzitischen Trägergesteinen
- Scheelitmineralisation und Sulfidmineralführung in Kluftfüllungen

2.621 *Feinkörnige, quarzitisches Scheelit-Reicherze*

Dieser Erztypus des unteren Hornblendefelszyklus des Ostfeldes enthält mit  $\geq 2\%$  WO<sub>3</sub> die hochwertigsten und reinsten Wolframerze der gesamten Lagerstätte Felbertal. Die Maximalgehalte einzelner Handstücke erreichen bis 10 % WO<sub>3</sub>, die Durchschnittsgehalte derartiger Scheelit-Reicherze liegen bei 3–4,5 % WO<sub>3</sub>. Im Westfeld wurden nur wenige dünne Erzlagen angetroffen, deren Mineralbestand und Gefüge diesem Erztypus ähneln, deren Erzinhalt jedoch höchstens 1,5 % WO<sub>3</sub> beträgt.



Dieser Erztypus ist vor allem in zwei Horizonten innerhalb des oberen Erzkörpers im östlichen Teil des Ostfeldes entwickelt (Anlagen 3, 8, 9, 12 und 13). Der obere quarzitischescheelit-Reicherzhorizont ist im wesentlichen auf den Bereich der Bohrungen 1 AA – 1 FF (– 1 C) beschränkt. Der im Profil etwa 10 m tiefere, untere quarzitischescheelit-Reicherzhorizont wurde in den Bohrungen 1 A, 1 AA, 1 FF, 1 C, 1 D, 1 E, 1 F, 2 A' und 1 J nachgewiesen. Mitunter riesige, bis 8 m mächtige Blöcke dieses Horizontes liegen ferner in der oberen Erzblocksutthalde.

Die makroskopisch zuckerkörnigen, bei hinreichender Geländeerfahrung von sämtlichen sonstigen Quarzitlagen oder Gangquarzkörpern mit Sicherheit unterscheidbaren, feinkörnigen, quarzitischescheelit-Reicherze weisen folgende Charakterzüge auf: Die schieferungsparallel geregelten, xenomorphen Quarzkörner (85–92 %; 0,15–0,6 mm) formen einheitliche, gleichkörnige Quarzmosaiken (Abb. 5). Der intergranulare, perlschnur- bis zeilenförmig angereicherte, xenomorphe Scheelit der ältesten Scheelit-Generation mit Korngrößen zwischen 0,015–0,35 mm, bei einem Durchschnittswert von 0,05 mm, bildet den wichtigsten Nebengemengteil. Er führt regellos, statistisch verteilte Einschlüsse von Schüppchen der Tungstenit-Molybdänit-Mischphasen sowie gelegentlich von Quarz. Feinste Einschlüsse von Scheelit ( $\leq 0,01$  mm) in Quarzkörnern dürften mengenmäßig 2 % der gesamten Scheelitmenge dieser Erze übersteigen. Kennzeichnend ist das Fehlen von Scheelitkörnern der zweiten und dritten Generation. Muskowit, Chlorit, Apatit, Albit und Mikroklin sind akzessorische Bestandteile. Dieser Erztypus weist innerhalb der gesamten Scheelit-führenden Serie die geringsten Gehalte an Sulfidmineralien auf (Molybdänit, teilweise pseudomorph verdrängt von Powellit, Magnetkies, Markasit pseudomorph nach Magnetkies, Pyrit, Kupferkies, Arsenkies). Die wenig verzahnte Kornbindung dieser bankig absondernden und quaderförmig brechenden Reicherze verursacht den Zerfall in die natürlichen Korngrößen der verschiedenen Komponenten schon bei verhältnismäßig geringer mechanischer Beanspruchung.

Diese Scheelit-Reicherze zeigen die besterhaltenen primären Gefügemerkmale in der Lagerstätte Felbertal, die in einer Studie über schicht- und zeitgebundene, synsedimentär-diagenetische Scheelitgefüge bereits behandelt wurden (R. HÖLL, A. MAUCHER & H. WESTENBERGER, 1972, Fig. 6, 7 und 8). Die Bänderung mit Scheelit-führenden und Scheelit-freien, quarzitischen Feinlagen ist mitunter gestört. Zerreißen und Verstellungen im Millimeter-Bereich erfolgten an Gleitbahnen, die subaquatische, diagenetische Setzungsrisse repräsentieren und einen Hinweis auf das höhere, synsedimentäre Alter der Scheelit-führenden Feinlagen liefern. Im Nahwirkungsbereich der ehemaligen Thermenspalte stellen sich auch Schräg- und Kreuzschichtungen ein. Dort treten ferner diskordante, diagenetische, Scheelit-führende und Scheelit-freie, quarzitischescheelit-Trümer auf, die in ihrem Mineralbestand und ihrer Mineralausbildung dem feinlagigen Erz entsprechen.

Dieser Erztypus zeigt eine übereinstimmende Fluoreszenzfarbe der Scheelitkörner innerhalb der einzelnen Feinlagen. Auch in der Gesamtmächtigkeit einer Reicherzlinse oder eines Reicherzhorizontes (oberer Reicherzhorizont) kann eine im wesentlichen einheitliche Fluoreszenzfarbe der Scheelitkörner vorliegen. Der untere Reicherzhorizont ist jedoch aus drei, scharf gegeneinander abgegrenzten Abschnitten zusammengesetzt, die in jeweils gleicher Ausbildung horizontbeständig in den verschiedenen Bohrungen wiederkehren. Innerhalb der einzelnen Abschnitte zeigen die Scheelitkörner übereinstimmende W : Mo-Gewichtsverhältnisse und eine durchwegs gleiche Fluoreszenzfarbe, im unteren Abschnitt hellbläulich, im mittleren hellgelblichweiß, im oberen etwas alternierend von bläulichweiß bis hellgelblichweiß. Der mittlere Abschnitt ist gekennzeichnet durch die weiteste flächenhafte Verbreitung, die größte Mächtigkeit, die höchsten Wolframgehalte sowie ein über-

proportionales Ansteigen der Mo-Führung und ein dementsprechend niedriges W : Mo-Gewichtsverhältnis.

Tabelle 4: Stratigraphischer Aufbau des unteren quarzitischen Scheelit-Reicherzhorizontes

| Abschnitt:   | Bohrungen: |      |        |     |     |      |              |
|--------------|------------|------|--------|-----|-----|------|--------------|
|              | 1 AA       | 1 FF | 1 C    | 1 D | 1 E | 1 F  | „Affenstein“ |
| a) oberer    | 16 + 13    | 29   | 6      | 11  | 2   | 0    | n. m.        |
| b) mittlerer | 31         | 33   | 33 + 1 | 7   | 13  | 10,5 | 450          |
| c) unterer   | 13         | 13   | 18     | 4   | 2   | 1,5  | n. m.        |

Die Zahlenangaben beziehen sich auf die wahre Mächtigkeit in cm.

n. m. = nicht meßbar

Tabelle 5: WO<sub>3</sub>-, Mo-, Sb-, Ag- und Au-Gehalte im unteren quarzitischen Scheelit-Reicherzhorizont

| Proben-Nr.                             | WO <sub>3</sub><br>ppm | Mo<br>ppm | Sb<br>ppm | Ag<br>ppm | Au<br>ppb | W:Mo-Gewichts-<br>verhältnis |
|----------------------------------------|------------------------|-----------|-----------|-----------|-----------|------------------------------|
| 14                                     | 23 500                 | 180       | 5         | 1         | 10        | 104:1                        |
| 32                                     | 35 800                 | 275       | 40        | ≤ 1       | 42        | 104:1                        |
| 15                                     | 50 000                 | 360       | 50        | 1         | 83        | 111:1                        |
| 16                                     | 39 000                 | 295       | 35        | ≤ 1       | 60        | 105:1                        |
| 20                                     | 27 000                 | 220       | 10        | 1         | < 25      | 98:1                         |
| 21                                     | 52 000                 | 590       | ≤ 10      | 0,5       | < 30      | 70:1                         |
| 22                                     | 33 000                 | 225       | 5         | 0,6       | —         | 117:1                        |
| 377                                    | 31 800                 | 255       | ≤ 10      | 0,5       | —         | 100:1                        |
| 378                                    | 57 300                 | 670       | 14        | 0,3       | 36        | 68:1                         |
| 379                                    | 39 800                 | 260       | 5         | ≤ 1,2     | 314       | 122:1                        |
| Reicherz-<br>probe vom<br>„Affenstein“ | 81 000                 | 1 000     |           |           |           | 65:1                         |
| Frying<br>Pan Lake/<br>Neuseel. *)     | 37 500                 | o. A.     | 400       | < 5       | < 1000    |                              |

\*) Rezente Kieselgelfeinlagen im Kratersee Frying Pan Lake/Neuseeland (Gehaltsangaben nach B. G. WEISSBERG, 1969, S. 97, Tab. 1).

o. A. = ohne Gehaltsangabe

Die Probe 14 repräsentiert eine nur 11 cm mächtige Reicherzlinse (Bohrung 1 FF, 22,63–22,76 m Bohrtiefe; Anlage 9) im Hangenden des oberen quarzitischen Scheelit-Reicherzhorizontes (Proben 32, 15 und 16). Die Proben 20, 21, 22 aus der Bohrung 1 FF und 377, 378, 379 aus der Bohrung 1 AA (Anlage 9) entstammen den drei verschieden fluoreszierenden Abschnitten des unteren quarzitischen Scheelit-Reicherzhorizontes. Die Proben 20 und 377 sind aus dem oberen, 21 und 378 sowie die Reicherzprobe vom „Affenstein“, einem Riesenblock der oberen Erzblockschutthalde, aus dem mittleren, 22 und 379 aus dem unteren Abschnitt entnommen.

Neben Wolfram und Molybdän sind die begleitenden Elemente Sb, Ag, Au, Cu, As, Pb, Zn und U nur in Spuren vertreten ( $\text{Cu} \leq 15 \text{ ppm}$ ,  $\text{As} \leq 20 \text{ ppm}$ ,  $\text{Pb} \leq 10 \text{ ppm}$ ,  $\text{Zn} < 25 \text{ ppm}$ ,  $\text{Hg} \leq 5 \text{ ppm}$ ,  $\text{U} < 5 \text{ ppm}$ ). Die Emissionsspektralanalysen ergaben ferner in drei Proben Bi-Gehalte ( $< 5 \text{ ppm}$ ), jedoch keine Hinweise für das Auftreten von Beryllium und Zinn.

Im Gebiet maximaler Mächtigkeit des unteren quarzitischen Scheelit-Reicherzhorizontes, vor allem im Nahwirkungsbereich der alten Thermenspalte bei 1800–1900 m SH, sind ferner

Wechselfolgen 5–20 cm mächtiger, ausgezeichnet parallel texturierter Reicherzlagen und etwa ebenso dicker, steriler Quarzitgneisbänder entwickelt. Besonders in diagenetisch stark deformierten Teilen dieses Reicherzhorizontes sind außerdem dünne, unregelmäßige Quarzitgneiswischenschaltungen konzentriert. Die Randfazies dieses Scheelit-Reicherzhorizontes unmittelbar vor dem stratigraphischen Auskeilen wurde in typischer Entwicklung in der Bohrung 1 F (16,86–16,99 m Bohrtiefe) angetroffen. Innerhalb der quarzitischen Grundmasse liegen dort nur noch drei stoffkonkordante, wenige mm dicke, Scheelit-reiche Feinlagen des mittleren Abschnitts.

Im Bereich zwischen den Bohrungen 1 C und 1 FF geht der obere quarzitische Scheelit-Reicherzhorizont durch Einschaltung tuffogener Zwischenlagen in den Erztypus der „quarzitischen Bänder und Trümer mit feinkörniger Scheelitführung“ (Kap. 2.622) über. Der gleichmäßigen Ausbildung dieses Reicherzhorizontes in der Bohrung 1 FF steht in der Bohrung 1 C eine engständige, parallele Wechselfolge mit Scheelit-führenden, quarzitischen Feinlagen und sterilen Bändern von (Epidot-)Biotit-Albit-Gneisen als stratigraphisches Äquivalent gegenüber (Anlage 9).

Die Genese dieses Erztypus ist wohl weitgehend ähnlich der rezenten Wolframablagerung in Kieselgelfeinlagen innerhalb des Kratersees Frying Pan Lake/Neuseeland (B. G. WEISSBERG, 1969, S. 96f.). Die Kristallisation führte nur zur Bildung des feinkörnigen Mineralbestandes. Der Scheelit war und blieb dabei offenbar käfigartig gefangen. Die geringe Mobilität des Stoffbestandes innerhalb dieses Erztypus ist durch die noch erhaltenen primären Gefügemerkmale und die fehlenden Stoffverschiebungen an den scharfen Grenzen der drei beschriebenen Abschnitte innerhalb des unteren Reicherzhorizontes zu belegen. Die Unterschiede im W : Mo-Gewichtsverhältnis innerhalb dieser drei Abschnitte sind bereits primär syngenetisch vorgegeben.

#### *2.622 Quarzitisches Bänder und Trümer mit feinkörniger Scheelitführung*

Dieser wohl in der gesamten Länge des ehemaligen Ostfeld-Beckens entwickelte Erztypus ist im wesentlichen auf den unteren Hornblendefelszyklus beschränkt und vor allem auf die Gesteinsfolge des oberen Erzkörpers (Haupterzkörpers) konzentriert (Anlagen 7, 8, 9, 12 und 13). Er stellt die Hauptmasse der bauwürdigen Erzreserven des Ostfeldes, einschließlich der beiden Erzblockschutthalden. Im Westfeld wurde er nur in wenigen Gesteinsfolgen mit niedrigen Scheelitgehalten nachgewiesen. Ferner wurde dieser Erztypus in der Tiefenbach-Perriegel-Schuppe auf der Felbertal-Westseite am steilen Rücken zwischen dem Lempergraben und dem Tiefenbachgraben um 1820 m SH gefunden. Die Scheelitführung ist dort allerdings sehr gering.

Dieser Erztypus ist gekennzeichnet durch quarzitisches Bänder und/oder Trümer mit feinkörniger Scheelitführung in Lagen verschiedener Gesteinsarten. Vor allem im oberen Teil des Haupterzkörpers, beispielsweise in den bereits erwähnten Äquivalenten des oberen quarzitisches Scheelit-Reicherzhorizontes in der Bohrung 1 C (4,72–7,08 m Bohrtiefe), treten die diskordanten Trümer weitgehend zurück. Das Bild wird von engständigen, parallelen Wechsellagerungen erzführender quarzitischer Bänder und steriler Gneislagen beherrscht. Die Durchtrümerung ist dagegen im unteren Abschnitt des Haupterzkörpers dominierend. Die Hornblendefelse und die Grobkornamphibolite enthalten generell nur Trümer, die häufig ein unregelmäßiges Netzwerk bilden. Die einzelnen Bänder und Trümer sind nur einige mm bis wenige cm mächtig. Sie entsprechen in ihrem Mineralbestand den feinkörnigen, quarzitisches Scheelit-Reicherzen, die nur eine besonders mächtige und Scheelit-reiche Entwicklung mit geringen tuffogenen Verunreinigungen darstellen. Die

Scheelitkörner, meist mit 0,02–0,5 mm Durchmesser, sind in den polygonalen, feinkörnigen Quarzpflastern gleichmäßig verteilt oder zeilenförmig angereichert. Sie zeigen mitunter eine Tendenz zur Bildung größerer Einzelindividuen (bis 1,5 mm) am Kontakt zu den nicht-quarzitischen Begleitgesteinen. Der Scheelit mit Einschlüssen der Tungstenit-Molybdänit-Mischphasen wird vereinzelt von reinem Molybdänit, Magnetkies, Pyrit, Markasit, Kupferkies, Zinkblende und Arsenkies begleitet. Die nichtquarzitischen, meist Scheelit-freien Gesteinsanteile enthalten dieselben Sulfid- und Oxidmineralien in ähnlichen Konzentrationen wie die gesteinsmäßig gleichen Lagen ohne quarzitische Bänder und Trümer im übrigen Teil der Scheelit-führenden Serie (Kap. 2.626).

Innerhalb der quarzitischen Bänder und Trümer übersteigen die  $\text{WO}_3$ -Gehalte kaum 2,5 %. Bei den Bohrprofilaufnahmen und der Bewertung der Erzblockschutthalden erwies sich die Annahme einer durchschnittlichen  $\text{WO}_3$ -Führung von 2 % als sehr brauchbare Faustregel. Die  $\text{WO}_3$ -Gehalte schwanken in den verschiedenen Gesteinslagen gemäß dem Anteil dieser quarzitischen Bänder und Trümer am Gesamtvolumen zwischen 0–2 %. Die Erze des vorliegenden Typus enthalten meist 0,3–1,6 %  $\text{WO}_3$ . Ihre W : Mo-Gewichtsverhältnisse (60 : 1 bis 130 : 1) überdecken nahezu den gleichen Streubereich wie diejenigen der feinkörnigen, quarzitischen Scheelit-Reicherze. Elementkonzentrationen einer für diesen Erztypus repräsentativen Probe von 100 t aus dem Schuttfuß des Scheelitbaches sind in Tab. 3 (Proben-Nr. 285) angegeben.

Dieser Erztypus ist aus Extern- und Internablagerungen hervorgegangen. Die erzführenden quarzitischen Bänder sind vornehmlich Abkömmlinge von Externsedimenten auf dem freien Meeresboden in Wechselfolgen mit vulkanogenem, vor allem tuffogenem Material. Die zur alten Trogachse und Hauptförderrichtung des Ostfeldes überwiegend parallelen bis subparallelen Trümer sind ehemalige diagenetische Internabsätze unterhalb des Meeresbodens in durchströmten und/oder durchgasten, lockeren oder teilverfestigten, verschiedenartigen Gesteinen. Sie repräsentieren Äquivalente zu den gleichartigen Trümmern innerhalb der quarzitischen Scheelit-Reicherzhorizonte. Die quarzitischen Bänder und Trümer mit feinkörniger Scheelitführung wurden bei der alpidischen Orogenese zusammen mit den nichtquarzitischen Begleitgesteinen verformt. Bedingt durch die subparallele Lage der alten Förder- und Trogachsenrichtung zur alpidischen Hauptdeformationsachsenrichtung im Ostfeld und durch disharmonische Erscheinungsbilder kann eine Entstehung dieser Trümer bei alpidischen Stoffumlagerungen in bc- bzw. hol-Position vorgetäuscht werden.

### 2.623 Verschiedenkörnige, quarzitische Scheeliterze

Im Gegensatz zu den beiden oben beschriebenen Erztypen führt der vorliegende Erztypus Scheelit mit sehr unterschiedlichen Korngrößen (bis 2 cm), jedoch gleichfalls in quarzitischen, stoffkonkordanten Lagen, selten auch diskordanten Trümmern. Diese Scheelitkörner der zweiten Generation mit deutlicher Tendenz zu hypidiomorpher Ausbildung sind meist nur sporadisch in der quarzitischen Grundmasse verteilt, mitunter auch nester- oder linsenförmig aggregiert (R. HÖLL, A. MAUCHER & H. WESTENBERGER, 1972, Abb. 9). Scheelitanreicherungen sind häufig unmittelbar an den Grenzen zum nichtquarzitischen Begleitgestein. Die  $\text{WO}_3$ -Gehalte dieses Erztypus erreichen in wenigen Lagen bis etwa 4 %, liegen meist aber erheblich unter 1 %. Die Quarzkörner der Matrix sind ebenfalls vorherrschend grobkörniger (bis 3 mm) und intensiv verzahnt. Muskowit, Feldspat, Apatit, Chlorit und Biotit sind akzessorische Bestandteile. Die Sulfidmineralführung ist meist höher als in den quarzitischen Erztypen mit feinkörniger Scheelitführung. Dabei können die Mengenverhältnisse der einzelnen Erzminerale und dementsprechend auch die geochemischen

Konzentrationen der Elemente in den verschiedenen Lagen sehr variabel sein. Diese Sulfidmineralführung ist teils fein imprägniert, oft auch in Nestern und Linsen angereichert. Erscheinungen einer alpidischen Sammel- und Umkristallisation sind verbreitet. Hohe Gehalte an Sulfidmineralien bedingen Übergänge zum Erztypus der „Sulfidmineralanreicherungen in quarzitischen Lagen“ (Kap. 2.625).

Die verschiedenkörnigen, quarzitischen Scheeliterze sind im Ost- und Westfeld zugegen. Sie fehlen nur in den Gesteinsfolgen mit den feinkörnigen, quarzitischen Scheeliterztypen innerhalb des unteren Hornblendefelszyklus des Ostfeldbeckens. Die meist nur einige cm bis wenige dm mächtigen Erzlagen sind durchwegs nur in geringer Anzahl innerhalb der verschiedenen Bohrkernabschnitte vertreten. Vielfache Wechselfolgen mit nichtquarzitischen Gesteinsbändern in Analogie zum Erztypus der quarzitischen Bänder und Trümer mit feinkörniger Scheelitführung wurden noch nicht angetroffen. Eine weite Verbreitung und hohe Mächtigkeit (1,70 m) erreichen linsenförmige Quarziteinschaltungen mit allerdings recht niedrigen  $\text{WO}_3$ -Gehalten (0,1–0,4 %) nur im unteren Teil des „oberen Erzkörpers der oberen Schuppe“ des Westfeldes (Anlage 11).

Die verschiedenkörnigen, quarzitischen Scheeliterzlagen sind ein integraler, primärer Bestandteil der Scheelit-führenden Serie. Die räumliche und stratigraphische Verbreitung dieses Erztypus weist auf häufig verwirklichte Ablagerungsbedingungen hin.

#### 2.624 *Verschiedenkörnige Scheelitmineralisationen in nichtquarzitischen Trägergesteinen*

Trägergesteine der Scheelitmineralisation dieses im Gesamtbereich der Lagerstätte Felbertal mengenmäßig dominierenden Erztypus können alle nichtquarzitischen Gesteinsarten innerhalb der Scheelit-führenden Serie sein. Die bis einige Zehnermeter mächtigen Gesteinsfolgen dieses Erztypus führen sehr variable  $\text{WO}_3$ -Gehalte, überwiegend zwischen 0,05–0,6 %, vereinzelt bis 2,5 %. Die Übergänge zum Scheelit-freien Nebengestein sind oft kontinuierlich und ohne UV-Lampe kaum feststellbar. Feinste Körnchen und grobe Porphyroblasten sind mitunter regellos verteilt. Bläulichweiß, weißlich bis gelb fluoreszierende Scheelitkörner treten nebeneinander auf, können in einzelnen Lagen jedoch auch scharf getrennt sein. Besonders im Westfeld ist die Tendenz zu grobkörniger, hypidiomorpher Ausbildung mit gelb fluoreszierenden Kernen und bläulich fluoreszierenden Säumen verbreitet. Nach den Gefügen können bänder-, lagen- und linsenförmige, stoffkonkordante Scheelitmineralisationen sowie diffuse Imprägnationen, gleichmäßige Verteilungen und nesterförmige Scheelitanreicherungen unterschieden werden. Vertikale und laterale Übergänge zwischen diesen verschiedenen Erscheinungsformen sind verbreitet. Die parallel texturierte Scheelitführung ist vor allem an engständige Wechselfolgen und Materialgrenzen (ehemalige Schichtflächen) gebunden.

Der Scheelit repräsentiert einen originären Bestandteil in diesen vulkanogenen Gesteinen. Die Scheelitabscheidungen erfolgten zusammen mit der Ablagerung der jeweiligen Gesteinslage ohne Beteiligung von kieseligen Absätzen. Die bänder-, lagen- und linsenförmigen Scheelitmineralisationen sind bevorzugt in tuffogenen Abkömmlingen, die Imprägnationen und gleichförmigen Verteilungen in ehemaligen Laven.

Einige Besonderheiten der Scheelit- und der sonstigen begleitenden Erzmineralführung sind abhängig von der Art der Trägergesteine sowie von der stratigraphischen und paläogeographischen Lage innerhalb des Ostfeldes bzw. Westfeldes:

In randlichen Positionen zum ehemaligen Ostfeldbecken zeigen die dunkelchromoxidgrünen Hornblendite und die Grobkornamphibolite meist niedrige Scheelitgehalte ( $\leq 200$  ppm  $\text{WO}_3$ ). Beckenwärts ist in mehreren reinen Hornblendit- und Grobkornamphibolitlagen



des unteren Hornblendefelszyklus eine Tendenz zu verstärkter Scheelitführung erkennbar; bauwürdige Erzkonzentrationen wurden jedoch nur selten angetroffen. Die gesamte Gesteinsfolge des oberen Hornblendefelszyklus ist im abgebohrten Bereich des Ostfeldes sehr Scheelit-arm.

Im bekannten Teil des Westfeldes führen die Hornblendit- und Grobkornamphibolitlagen des oberen Hornblendefelszyklus sowohl in der unteren als auch in der oberen Schuppe häufig erhöhte Scheelitkonzentrationen (bis 0,4 %  $\text{WO}_3$ ) (Anlagen 10 und 12). Dagegen wurden im unteren Hornblendefelszyklus in der Bohrung 3 H nur Spuren von Scheelit vorgefunden.

Tabelle 6: Geochemisch außergewöhnliche Hornblendite  
(alle Werte in ppm; Sp = Spuren):

| Proben-Nr. | $\text{WO}_3$ | Mo   | Cu   | Ag  | Au    | Sb       | Bi     | Sn        | Ni    | Pb     | Zn  |
|------------|---------------|------|------|-----|-------|----------|--------|-----------|-------|--------|-----|
| 216        | 10000         | 280  | 360  | 16  | 0,045 | 200      | 12 500 | $\leq 10$ | 400   | 160    | 140 |
| 273        | 1500          | 300  | 270  | 1   | 0,465 | 25       | 230    | 25        | 90    | 25     | 55  |
| 408        | 230           | 20   | 90   | 1   | 0,018 | $\leq 5$ | Sp     | $\leq 10$ | 110   | 40     | 60  |
| 418        | 300           | 800  | 1400 | 15  | 0,088 | 40       | 3 500  | 200       | 1 300 | 25 000 | 400 |
| 420        | 19600         | 2000 | 50   | 0,6 | 0,032 | Sp       | Sp     | 30        | 550   | 80     | 130 |

Diese Elementkonzentrationen sind bedingt durch komplexe Paragenesen mit folgenden Erzminerale:

Scheelit mit Einschlüssen von Tungstenit-Molybdänit-Mischphasen, Molybdänit, Magnetkies, Kupferkies, Markasit, Pyrit,  $\pm$  ged. Bi,  $\pm$  Wismutglanz,  $\pm$  (Cu)PbBi-Spießglänzen,  $\pm$  Bleiglanz,  $\pm$  Zinkblende,  $\pm$  Pentlandit,  $\pm$  Glanzkobalt,  $\pm$  Arsenkies,  $\pm$  Fahlerz,  $\pm$  Bornit,  $\pm$  Zinnstein,  $\pm$  Hämatit,  $\pm$  Ilmenit,  $\pm$  ged. Ag,  $\pm$  ged. Au.

Die Hornblendeprasinite, Biotit-Hornblende-Prasinite und dunkelgraugrünen Hornblendeschiefer enthalten meist nur geringe Scheelitmineralisationen ( $< 500$  ppm  $\text{WO}_3$ ) oder erweisen sich als Scheelit-frei. Die begleitende Sulfidmineralführung und die korrelierten geochemischen Elementkonzentrationen entsprechen durchwegs den von basaltischem Material bekannten Daten (K. H. WEDEPOHL, 1967). Erzmineralogische und geochemische Besonderheiten in diesen Gesteinsarten sind auf wenige Lagen vor allem innerhalb, unmittelbar unterhalb und oberhalb der beiden Hornblendefelszyklen konzentriert. Die Scheelitführung erreicht jedoch auch in diesen Lagen nur selten 0,5 %  $\text{WO}_3$  über Mächtigkeiten von  $\geq 2$  m, kann aber in Extremfällen sogar bis 6 %  $\text{WO}_3$  beinhalten.

Die Biotitprasinite (Anlage 12) sind meist Scheelit-arm. Bis mehrere Meter mächtige Biotitprasinite aus dem unteren und mittleren Abschnitt der Hangendschieferfolge bilden jedoch eine markante Ausnahme (Kap. 2.2303). Die Biotitprasinite des „oberen Erzkörpers der oberen Schuppe“ des Westfeldes (Anlage 11) enthalten eine sehr kennzeichnende, gelb fluoreszierende Scheelitführung mit 3–15 mm, in Ausnahmefällen bis 30 mm großen Porphyroblasten. Neben den bauwürdigen Konzentrationen an  $\text{WO}_3$  liegen auch erhöhte Gehalte an Mo, Cu, Bi, Sb, Ag, Au, Be, Sn, Ta, Nb und Cs vor. Geochemische Daten aus einer durchgehenden Biotitprasinitentwicklung in der stofflichen Achse dieses Erzkörpers (Bohrung 4 B, 109,55–117,55 m Bohrtiefe) sind in Tab. 3 (Proben-Nr. 373) angegeben. Ein im Profil rund 50 m tieferer, bisher nur in seinem Ostteil durch die beiden Bohrungen UB 8 (16,64–20,16 m Bohrtiefe) und UB 9 (19,89–28,30 m Bohrtiefe) erkundeter, einheitlicher Biotitprasinithorizont enthält dort zwar nur eine schwache Erzmineralisation (0,1–0,4 %  $\text{WO}_3$ ), jedoch ebenfalls in Form gleichmäßig verteilter, kräftig gelb fluoreszierender

Scheelitkörner. Im Ostfeld führen nur wenige Biotitprasinitbänder (Bohrung 1 DD, 13,02 bis 15,70 m Bohrtiefe) gleichfalls gelb fluoreszierende, linsenförmig angereicherte Scheelitkörner (geschätzte Gehalte 0,05–0,7 %  $\text{WO}_3$ ).

Diesem Charakterzug einiger Biotitprasinitkörper mit niedrigen W : Mo-Gewichtsverhältnissen, gelb fluoreszierenden Scheelitkörnern sowie begleitender Molybdänit- und erhöhter, sonstiger Erzmineralführung entsprechen auch dünne Chlorit-reiche Biotitprasinitbänder, die meist wenig Scheelit, jedoch bereits makroskopisch auffallende Anreicherungen an Sulfidmineralien, insbesondere Molybdänit enthalten (vor allem in den Bohrungen 1 L, 148,82–148,88 m, 3 E, 99,25–99,35 m, 3 F, 110,80–110,94 m und UB 11, 95,61–95,70 m Bohrtiefe).

Noch stärker als in den (Epidot-)Biotit-Albit-Gneisen ist in den Albitgneisen, Quarzitgneisen und Porphyroidgneisen die Tendenz zur Scheelitarmut erkennbar. Unter der UV-Lampe ist häufig kein Scheelitnachweis möglich. Die chemischen Analysen lieferten Werte  $\leq 60$  ppm  $\text{WO}_3$ . Nur wenige Gesteinslagen enthalten eine erhöhte Scheelitführung (bis 0,5 %  $\text{WO}_3$ ; besonders Bohrung 4 D, 15,14–28,46 m Bohrtiefe), entweder fein imprägniert oder an der Grenze zu dünnen, quarzitischen Zwischenlagen. Diese Gesteinstypen sind zusammen mit einigen Quarzit- und Biotitprasinitlagen die bevorzugten Träger der geringen Ta-Führung (Columbit mit geringen W-Gehalten) und der spärlichen Wolframitkriställchen.

#### *2.625 Sulfidmineralanreicherungen in quarzitischen Lagen*

Die Quarzitlagen mit Sulfidmineralanreicherungen sowie gelegentlicher Beteiligung einer Scheelitführung, sonstiger oxidischer Erzmineralien (Magnetit, Hämatit, Ilmenit, Zinnstein, Columbit, Wolframit, Beryll) und gediegener Elemente (Bi, Ag, Au) entsprechen in ihrer Matrix, räumlichen Ausdehnung und Mächtigkeit den Quarzitlagen des Erztyps der „verschiedenkörnigen, quarzitischen Scheeliterze“. Eine Stellung zwischen diesen beiden Erztypen nehmen einige quarzitische Lagen mit hohen Scheelit- und Sulfidmineralgehalten ein (z. B. Bohrung 3 H, 155,45–155,59 m Bohrtiefe). Die scharf begrenzten, häufig nur einige mm bis mehrere cm, selten bis wenige dm mächtigen quarzitischen Lagen sind im Westfeld wesentlich stärker verbreitet als im Ostfeld. Sie liegen teils in einheitlichen Gesteinsfolgen, häufig auch an sedimentär bedingten Stoffgrenzen. Wechselfolgen mit einer größeren Anzahl derartiger Lagen sind selten, offenbar auf bestimmte stratigraphische Abschnitte beschränkt und nur lokal entwickelt (beispielsweise 23 Lagen in der Bohrung 3 H bei 140,72–164,26 m Bohrtiefe) (Anlagen 10, 11 und 12).

Die Erzführung dieser quarzitischen Lagen in innig verzahnten Quarz-Pflastergefügen zeigt meist deutliche Erscheinungen der alpidischen Sammel- und Umkristallisation. Sie ist in den einzelnen Lagen teils gleichmäßig verteilt oder unregelmäßig angereichert, verbreitet auch an der Hangend- und/oder Liegendgrenze konzentriert. Feinlagige Parallelgefüge mit qualitativ und quantitativ unterschiedlichen Erzmineralgehalten (maximal 20 Volumenprozent) sind als reliktsche Gefügemerkmale aufzufassen. Einige charakteristische Lagen dieses Erztyps können im Westfeld als feinstratigraphische Leithorizonte dienen.

Einige quarzitische Lagen weisen zusammen mit wenigen außergewöhnlichen Erzmineralanreicherungen in nichtquarzitischen Trägergesteinen die höchsten, in der Lagerstätte Felbertal nachgewiesenen Gehalte an Mo, Cu, Ag, Au, Sb und Bi auf. Auch die Elemente Co, As, Pb und Zn sind mitunter wesentlich angereichert. Sn und Be sind verbreitet nachweisbar. Ferner ist Nb, Ta, Se und Te gelegentlich zugegen.

Sulfidmineralanreicherungen in einheitlichen, wenig verzahnten, feinkörnigen Quarz-Pflastergefügen als Äquivalent zu den Erztypen der „feinkörnigen quarzitischen Scheelit-Reicherze“ und der „quarzitischen Bänder und Trümer mit feinkörniger Scheelitführung“ wurden dagegen bisher nirgendwo in der Scheelit-führenden Serie der Lagerstätte Felbertal angetroffen.

Tabelle 7: Erzmineralparagenesen

## a) Verbreitete Erzmineralparagenesen:

- I. Magnetkies, Kupferkies,  $\pm$  Molybdänit,  $\pm$  Scheelit mit Einschlüssen von Tungstenit-Molybdänit-Mischphasen.
- II. Magnetkies, Kupferkies,  $\pm$  Molybdänit,  $\pm$  Scheelit mit Einschlüssen von Tungstenit-Molybdänit-Mischphasen,  $\pm$  Zinkblende,  $\pm$  Pyrit,  $\pm$  Bi-Mineralien.
- III. Magnetkies, Kupferkies, Molybdänit, Pyrit, Scheelit mit Einschlüssen von Tungstenit-Molybdänit-Mischphasen, Zinkblende,  $\pm$  Bleiglanz,  $\pm$  ged. Bi,  $\pm$  Wismutglanz,  $\pm$  (Cu)PbBi-Spießglanze.

## b) Seltene oder nur in einzelnen Lagen festgestellte Erzmineralparagenesen:

- IV. Magnetkies, Kupferkies, Molybdänit, Scheelit mit Einschlüssen von Tungstenit-Molybdänit-Mischphasen, Pyrit, Bi-Mineralien, Antimonit, Arsenkies, Pentlandit, ged. Ag (+ Au), Wolframit, Columbit.
- V. Magnetkies, Kupferkies, Molybdänit, Scheelit mit Einschlüssen von Tungstenit-Molybdänit-Mischphasen, ged. Bi, Wismutglanz, (Cu)PbBi-Spießglanze, Markasit, Pyrit, Zinkblende, Arsenkies, Fahlerz, Bornit, Pentlandit, Glanzkobalt, ged. Ag, ged. Au.
- VI. Magnetkies, Kupferkies, Bleiglanz, Molybdänit, Scheelit, Pyrit, Markasit, ged. Bi, Wismutglanz (Cu)PbBi-Spießglanze, Zinnstein, Arsenkies, Zinkblende, Fahlerz, Bornit, ged. Ag, ged. Au.
- VII. Magnetkies, Kupferkies, ged. Bi, Wismutglanz, (Cu)PbBi-Spießglanze, Scheelit mit Einschlüssen von Tungstenit-Molybdänit-Mischphasen, Molybdänit, Arsenkies, Pentlandit, Antimonit, Zinkblende, ged. Ag (+ Au), Beryll.

Tabelle 8: Quarzitische Lagen mit den höchsten Sulfidmineralanreicherungen und teilweise hoher Scheelitführung (in ppm):

| Proben-Nr. | WO <sub>3</sub> | Mo   | Cu    | Ag  | Au    | Sb  | Bi    |
|------------|-----------------|------|-------|-----|-------|-----|-------|
| 8          | 3000            | 3900 | 4200  | 120 | 0,122 | 600 | 12000 |
| 9          | 8000            | 7000 | 33000 | 120 | 0,560 | 67  | 7000  |
| 10         | 90              | 150  | 17500 | 25  | 0,051 | 17  | 1650  |
| 11         | 7050            | 180  | 130   | 16  | 0,121 | 7   | 5670  |
| 61         | 2050            | 225  | 16500 | 37  | 0,410 | 50  | 2000  |
| 75         | 6230            | 4100 | 720   | 23  | 0,047 | 15  | 2200  |
| 96         | 4100            | 7300 | 15000 | 50  | 0,051 | 16  | 2750  |
| 340        | 290             | 260  | 1450  | 40  | 0,221 | 55  | 4100  |
| 356        | 2600            | 1560 | 1150  | 80  | 0,440 | 140 | 6500  |
| 417        | 3170            | 1170 | 1650  | 52  | 0,213 | 370 | 4300  |

Die quarzitischen Lagen und Linsen des vorliegenden Erztypus sind wie die quarzitischen Scheeliterzlagen und -bänder als Abkömmlinge chemischer Externsedimente in Form erzführender Kieselgele aufzufassen. Die sehr markanten Unterschiede in den Mengenverhältnissen der einzelnen Elemente innerhalb der verschiedenen Lagen sind offensichtlich bereits primär angelegt. Die submarinen Stoffzufuhren und Stoffablagerungen für die quarzitischen Lagen mit Sulfidmineralanreicherungen erfolgten vorherrschend während schwacher Phasen der Scheeliterzbildung (Kap. 2.72).

### 2.626 Sulfidmineralführung in nichtquarzitischem Trägergestein

Nachstehend werden nur diejenigen Sulfidmineralisationen behandelt, die wegen ihrer hohen Konzentration oder ungewöhnlicher Paragenesen Beachtung verdienen. Die lediglich akzessorische Erzmineralführung mit Magnetkies, Pyrit, Markasit, Ilmenit, Magnetit und Hämatit wird nicht betrachtet.

Sulfidmineralisationen können in sämtlichen, nichtquarzitischen Gesteinsarten auftreten. Sie sind aber im wesentlichen nur in einigen Hornblenditlagen, Biotitprasinitbändern und Granat-reichen Gesteinslagen angereichert, erreichen jedoch auch in diesen Gesteinsarten durchwegs keine so hohen Gehalte wie in quarzitischen Erzlagen. Die gleichmäßig verteilte oder in Bändern, Schlieren, unregelmäßigen Nestern und Rißfüllungen konzentrierte Erzmineralführung zeigt eine recht variable mengenmäßige Zusammensetzung mit Magnetkies, Kupferkies, Pyrit, Markasit, Pentlandit, Zinkblende, Molybdänglanz, Wismutminerale sowie gelegentlich mit den übrigen der in Kap. 2.61 aufgeführten Erzmineralien einschließlich einer meist nur spurenhafte Scheelitführung.

Einige Hornblendefelslagen (vor allem Bohrung 3 D bei 145,27–145,43 m und 153,84 bis 165,37 m Bohrtiefe sowie 2 A' bei 117,23–117,75 m Bohrtiefe) enthalten eine stark erhöhte Magnetkiesführung mit Beteiligung von Kupferkies, Pentlandit und Zinkblende.

Einige Biotitprasinitlagen sind durch gelb fluoreszierende Scheelitporphyroblasten sowie schwache Anreicherungen an weiteren Erzmineralien gekennzeichnet. Dünne Biotitprasinitbänder mit höchstens geringen Scheelitgehalten können ferner Magnetkies-arme Mo-Cu-Bi-Ag-Mineralisationen mit mengenmäßig dominierender Kupferkies-Molybdänit-Führung aufweisen.

Die Granat-reichen Gesteinskörper in der Hangendschieferfolge des Westfeldes sind durch erhöhte Gehalte an sulfidischen und oxidischen Erzmineralien (Magnetkies, Kupferkies, Molybdänit, Zinkblende, Pentlandit, Ilmenit, Magnetit) charakterisiert. Der Magnetkies ist stets vorherrschend; mengenmäßig folgen Kupferkies ( $\leq 2500$  ppm Cu) und Molybdänit ( $\leq 300$  ppm Mo). Scheelit sowie Bi-Mineralien sind durchwegs nur in Spuren vertreten. In Rißfüllungen wurde Beryll festgestellt.

#### *2.627 Scheelitmineralisation und Sulfidmineralführung in Kluftfüllungen*

Die Scheelit-Kluftmineralisation, die dritte Scheelit-Generation der Lagerstätte Felbertal, ist in beiden Feldern recht selten. Der beste Aufschluß ist derzeit beim Streckenmeter 230 im Westfeld-Stollen. Die blau fluoreszierenden, bis faustgroßen Einzelindividuen sind spröde, hellgrau bis fast wasserklar und lassen eine deutliche Tendenz zur Bildung von Bipyramiden mit (111), (101) und (001) erkennen. Im Gegensatz zu anderen Tauerntälern (Gasteiner Tal, Rauriser Tal, Habachtal, Krimmler Achental) wurden gut ausgebildete Scheelitkristalle trotz der jahrelangen Arbeiten noch nicht gefunden. Diese Scheelit-Kluftmineralisation wird von Magnetkies, Molybdänit, Kupferkies, Pentlandit, Beryll (mit hellgraugrünen und hellgraubläulichen Varietäten), Wismutminerale und Bleiglanz sowie von Quarz, Feldspat, Biotit, Chlorit, Zeolithen, Karbonat und Klinozoisit-Epidot begleitet. Die Entstehung dieser Mineralisation an Klüften sowie an Durchbewegungszonen und am Rand von Gangquarzkörpern häufig zusammen mit auffallend grobblättriger Biotitblastese, begann während der Abkühlungsphase der Tauernkristallisation. Die Klüfte mit Erzmineralien fügen sich nach Eliminierung der offenbar sehr jungen, postglazialen Kluftbildungen mit statistischer Verteilung in die Maxima der leeren Klüfte ein. Es ist keine Abhängigkeit der einzelnen Erzmineralien von bevorzugten Klufrichtungen erkennbar, sondern nur vom Stoffangebot in der unmittelbaren Umgebung (Kap. 2.46). Der Stoffbestand entstammt der Scheelit-führenden Serie durch lateral-sekretionäre Mobilisationen.

## 2.7 DISKUSSION DER GENESE

### 2.71 Die Beziehungen zwischen Lagerstättenbildung und Magmatismus

Nach U. WIENDL (1968) steigt der Wolframgehalt der Intrusivgesteine von Duniten (mit durchschnittlich 0,46 ppm W) über Pyroxenite (um 0,53 ppm W), Gabbros (um 0,53 ppm W), Diorite (um 1,3 ppm W) und Granodiorite allmählich auf durchschnittlich 1,55 ppm W in Graniten. Die Wolframgehalte der Extrusivgesteine sollen in der Regel über jenen der Intrusiva liegen und ebenfalls steigende Tendenz in Richtung auf die letzten, sauren Differentiate magmatischer Kristallisationsprozesse zeigen (Basalte 1,17 ppm W und Rhyolithe 2,4 ppm W). Die Ansicht von U. WIENDL (1968), daß Vulkanite höhere W-Gehalte als die chemisch entsprechenden Intrusivgesteine aufweisen, wird jedoch von K. B. KRAUSKOPF (1972) in Frage gestellt.

In sauren granitischen Magmen sialisch-palinger Herkunft ist Wolfram charakteristisch für die Elemente, die ihre entscheidende Anreicherung in den letzten Phasen der Differentiation, in Restschmelzen und Restlösungen, erfahren. So führt die im Verlauf der magmatischen Differentiation zunehmende Anreicherung von Wolfram in gasreichen, hochfluiden und oft hochgespannten Restschmelzenprodukten zu einem vielfach auch durch Lagerstättenbildung gekennzeichneten Anstieg der W-Konzentrationen (H. SCHRÖCKE, 1960).

Die Vererzung der Lagerstätte Felbertal zeigt jedoch mit Sicherheit keine genetischen Beziehungen zu sauren granitischen Magmen. Sie gehört zu einem Lagerstättentypus, der bis in die jüngste Zeit im Schrifttum unbekannt war und erstmals von A. MAUCHER (1965) in einer lagerstättenkundlich-geotektonischen Konzeption zur Diskussion gestellt wurde. Dieser Wolfram-Lagerstättentypus ist gekennzeichnet durch die Bindung an Vulkanite, vorherrschend mafischer und ultramafischer Zusammensetzung.

Von grundlegender Bedeutung für die Lagerstätte Felbertal sind die dunkelchromoxidgrünen Hornblendite, die Grobkornamphibolite, die Biotitprasinite und die erzführenden Quarzitlagen: Die Hauptvererzung erfolgte im Ostfeld im oberen Teil des unteren Hornblendefelszyklus mit zwei deutlichen Maxima während der Bildung der beiden quarzitischen Scheelit-Reicherzhorizonte. Diesen beiden Maxima ist zeitlich und räumlich auch die Entstehung eines wesentlichen Teils der quarzitischen Bänder und Trümer mit feinkörniger Scheelitführung zugehörig. Im Westfeld ist eine bauwürdige Scheelitmineralisation im oberen Hornblendefelszyklus der beiden erzführenden Schuppen entwickelt. Besonders intensive Anreicherungen innerhalb bestimmter stratigraphischer Abschnitte sind nicht erkennbar, wenngleich auch hier der höhere Teil dieses Zyklus begünstigt erscheint. Eine bauwürdige Scheelitvererzung ist im Westfeld ferner vor allem in Biotitprasiniten des „oberen Erzkörpers der oberen Schuppe“ zugegen (Anlagen 6, 7, 8, 9, 10, 11, 12 und 14).

Nach Überschlagsberechnungen beträgt der Anteil der Hornblendefelse, der wesentlich selteneren dunkelchromoxidgrünen Hornblendeschiefer und der Grobkornamphibolite an der Scheelit-führenden Serie des ganzen bekannten Lagerstättenbereiches vom Amertal bis zur Felbertal-Westflanke höchstens 20%. Die Masse der Hornblendeprasinite, Biotit-Hornblende-Prasinite und der dunkelgraugrünen Hornblendeschiefer ist dagegen auf mindestens 70% zu veranschlagen. Dunkelchromoxidgrüne Hornblendite und Grobkornamphibolite wurden auch bei Scheelitfundpunkten in der Tiefenbach-Perriegel-Schuppe auf der Felbertal-Westflanke (Kap. 2.44 sowie Anlagen 2 und 6), im Hollersbachtal, im vorderen Habachtal, im Obersulzbachtal und in Osttirol angetroffen. In der gesamten Eruptivgesteinsfolge der Habachserie ist der Anteil dieser Hornblendite und Grobkornamphibolite wohl insgesamt  $\leq 1\%$ ; die Abkömmlinge basaltischer Ausgangsgesteine dürften dagegen mengenmäßig 85% übersteigen.

Eines der Hauptprobleme für die Erzkonzentration in der Lagerstätte Felbertal, wie überhaupt für den vorliegenden Lagerstättentypus, beinhaltet die Frage, ob und wie im Rahmen von Entmischungs- und Differentiationsprozessen von Mantelmaterial, sei es im infrakrustalen Bereich oder in größerer Tiefe, in der Asthenosphäre, eine Entwicklung W-reicher Phasen samt der charakteristischen, begleitenden Erzmetallanreicherungen mög-



lich ist. Weitere Grundfragen betreffen das Problem, ob derartige Prozesse an Grabenbereiche (Typus Rotes Meer) oder an Benioffzonen gebunden sind, ferner den Fördermechanismus und die Zusammensetzung der erzbringenden Stoffzufuhren sowie die Abscheidungsbedingungen für die Erzmineralisation.

Die Frage nach der Möglichkeit lagerstättenbildender Prozesse mit Wolframanreicherungen im genetischen Zusammenhang mit allgemein unbestrittenen Mantelgesteinen wird wohl am besten durch die schicht- und zeitgebundenen Wolframvererzungen in mächtigen Vulkanitmassen der altpräkambrischen „greenstone belts“ beantwortet, die unter den Bedingungen einer höchstens dünnen Urkruste gebildet wurden. So finden sich zahlreiche Vorkommen von Scheelit, Au, Cu, Sb, As und „banded ironstones“ in mafischen und ultramafischen Metavulkanitfolgen im unteren Teil der bis 15 000 m mächtigen, über Hunderte von Kilometern in Rhodesien und Mozambique verbreiteten, etwa 2900 Mio. Jahre alten Bulawayan Formation (W. B. CUNNINGHAM, R. HÖLL & K. C. TAUPITZ, 1973). Dabei zeigen sich teilweise frappierend gleichartige Charakteristika im Gesteinsaufbau dieser erzführenden Abfolgen und der Scheelit-führenden Serie der Lagerstätte Felbertal. Bei stärkerer Betonung des Goldes entsprechen die genetischen Beziehungen von W, Au, Sb und As in den Metavulkanitfolgen der Bulawayan Formation weitgehend den Erscheinungen in der Lagerstätte Felbertal und in verschiedenen anderen schichtgebundenen Scheelitvorkommen der Ostalpen. Der für die präkambrischen Zeiten typischen faziellen Entwicklung der „banded ironstones“ kann die in den Ostalpen verbreitete, der Scheelitvererzung altersmäßig nahestehende Bildung von Ankerit-Siderit-Vorkommen des „Typus Erzberg“ (R. HÖLL, 1970b) gegenübergestellt werden.

Hingewiesen sei auch nochmals auf die überraschenden Ähnlichkeiten mit Metavulkanitfolgen in Südafrika: Die Hornblendefelse und Grobkornamphibolite der Lagerstätte Felbertal und des übrigen Bereichs der Habachserie sind mit ihrem ungewöhnlichen Chemismus, mit dem hohen MgO-Gehalt, dem hohen Ca/Al-Verhältnis und der Armut an Alkalien (Tab. 2, Proben 1–7) ähnlich den „komatiitischen Vulkaniten in der bis über 15 000 m mächtigen, basalen Onverwacht-Gruppe des Swaziland-Systems im Barberton-Gebiet (M. J. VILJOEN & R. P. VILJOEN, 1969; A. KRÖNER, C. R. ANHAEUSSER & V. VAJNER, 1973). Der Beginn dieser „greenstone belt“-Ablagerungen soll vor etwa  $3550 \pm 50$  Mio. Jahren liegen. Diese Vulkanite aus Mantelmaterial sollen aufgrund von Konvektionen im Mantel aufgedrungen sein. Die Onverwacht-Gruppe enthält nach R. SAAGER (1973) Gold-Sulfid-Mineralisationen, stratiforme, exhalativ-sedimentäre, massive Sulfidlager sowie die Antimonitlagerstätte Murchison-Range. Dort treten neben Antimonit auch Scheelit und Zinnober auf.

Hinsichtlich der Beziehungen zwischen Magmatismus und Vererzung in der Lagerstätte Felbertal wird folgende Konzeption zur Diskussion gestellt: „Basische Silikate“ des Oberen Mantels (A. NEUHAUS, 1968) unterlagen einer Aktivierung an tiefgreifenden Störungen oberhalb einer Benioffzone. Durch Druckentlastung wurde die Viskosität um Größenordnungen herabgesetzt. Flüssig gewordenes Magma drang an diesen Bruchzonen hoch und trug zum weiteren Aufreißen von Brüchen bei. Mit diesen Annahmen sind die Vorstellungen von TH. ERNST (1972 und 1973) bezüglich des Problems der Fixierung flüchtiger Bestandteile im Mantel vereinbar. Dabei wird vorausgesetzt, daß kristallines Mantelmaterial bei hohen Drucken  $\text{CO}_2$  und Wasser in seine Kristallgitter als  $\text{SiO}_2$ -Substituenten aufnimmt. Bei einer Druckentlastung soll eine Entmischung stattfinden, gefolgt von einer Entgasung der leichtflüchtigen Bestandteile. Der Vorgang der Gasbildung wird als wesentlicher Faktor für die Entstehung von Teilschmelzen aufgefaßt. In diesen Teilschmelzen können spezifische Elementanreicherungen stattfinden. Vorgänge der fraktionierten Kristallisationsdifferentiation dürften den Prozeß der Entmischung überlagern und folgen. Die Vorgänge der Entmischung und Differentiation bis zum Einsetzen des Hauptvulkanismus und damit dem Beginn der Scheelit-führenden Serie der Lagerstätte Felbertal bewirkten wohl die Bildung eines gasreichen, ultramafischen Bodensatzes, der von anderen Teilmagmen überlagert wurde. Es ist ferner damit zu rechnen, daß auch durch selektive Einschmelzungen des Gesteinsinhalts der durchbrochenen Erdkruste sekundäre Magmen entstehen konnten.

Schon im Ausgangsmagma dürften Voranreicherungen des Wolframs vorgelegen haben. Dieser Schluß ergibt sich unter Zugrundelegung der geochemischen Daten von U. WIENDL

(1968) bezüglich des durchschnittlichen W-Gehaltes verschiedener Magmatite und der ungewöhnlich hohen Konzentration von Wolfram auf verhältnismäßig engem Raum im Gebiet der Lagerstätte Felbertal, da in diese Betrachtung auch die enormen Gesteinsmengen mit nur geringen Scheelitmineralisationen einbezogen werden müssen. Bei den Entmischungs- und Differentiationsvorgängen erfolgten wohl unterschiedliche, nicht quantitative, sekundäre Anreicherungen des Erzmetallinhaltes in bestimmten Teilmagmen. Dabei fungierten die ultramafischen Anteile als die „Haupterzsammler“ sowohl der Wolfram- als auch der sonstigen Erzmetalle, möglicherweise bedingt durch ihre Fähigkeit, in großem Umfang gasreiche Phasen zu binden.

Die Entwicklung der zwei Hornblendefelszyklen beider Felder der Lagerstätte Felbertal ist wohl auf eine zweimalige kritische Druckentlastung zu beziehen, die jeweils zum raschen bis explosionsartigen Aufstieg einer Folge ultramafischer Schübe führte. Diese Förderung war von Ausbrüchen chemisch andersartiger Vulkanite überlagert. Sie wurde außerdem von hydrothermalen und wohl auch exhalativen Stoffzufuhren begleitet. Diese repräsentieren offensichtlich die bei den Entmischungs- und Differentiationsprozessen des Ausgangsmagmas bzw. der Teilmagmen entstandenen und vornehmlich während des Aufbaus der beiden Hornblendefelszyklen submarin freigesetzten fluiden Phasen. Sie sind als vulkanische Äquivalente zu den intrusiven, sauren, wässrigen Restlösungen und Restschmelzen aufzufassen, die im Gefolge sialisch-palingener Intrusionen bei pegmatitisch-pneumatolytischen bis hydrothermalen Mineralisationsphasen zur Bildung ähnlicher Metallassoziationen wie in der Lagerstätte Felbertal führen können. Diese fluiden Phasen haben einen Teil des im ultramafischen Magma konzentrierten Wolframinhalts und der begleitenden Metallführung (Mo, Cu, Bi, Be, Sn, Ta, Nb, Au, Ag, As, Sb, Ni, Co, Se, Te, Cs, Hg, Zn, Pb) übernommen und zusammen mit beträchtlichen Kieselsäuremengen beiden Feldern zugeführt. Dabei zeichnen sich allerdings Unterschiede zwischen dem unteren Hornblendefelszyklus des Ostfeldes und dem oberen Hornblendefelszyklus des Westfeldes ab. Nach Überschlagsberechnungen erreicht die Scheelitführung der quarzitischen Bänder, Trümer und Scheelit-Reicherzhorizonte  $\geq 95\%$  des nachgewiesenen, bauwürdigen  $\text{WO}_3$ -Inhalts des Ostfeldes. In den Erzkörpern des Westfeldes ist dagegen der Anteil des  $\text{WO}_3$ -Inhalts innerhalb der quarzitischen Körper auf  $\leq 25\%$ , in den nichtquarzitischen Trägergesteinen jedoch auf  $\geq 75\%$  zu veranschlagen. Im oberen Hornblendefelszyklus des Westfeldes ist der durchschnittliche Scheelitgehalt in den quarzitischen Körpern signifikant geringer, derjenige der Hornblendefelse und Grobkornamphibolite größer als in den gleichartigen Äquivalenten im unteren Hornblendefelszyklus des Ostfeldes. Gleichzeitig ist das Mengenverhältnis der Quarzitkörper zur Masse der Hornblendefelse und Grobkornamphibolite im Westfeld höher. Wir haben wohl zu erwägen, daß bei der Entstehung der fluiden Phasen während der Bildung des unteren Hornblendefelszyklus des Ostfeldes eine stärkere Trennung der Wolframführung vom ultramafischen und mafischen Ausgangssubstrat erfolgte als beim Aufbau des oberen Hornblendefelszyklus des Westfeldes.

Die Hydrothermenzufuhren waren im Ostfeld offensichtlich an eine einzige, mehrmals aktive Thermenspalte etwa im Zentrum des schmalen Ostfeldbeckens gebunden. Sie setzten erst im mittleren Teil des unteren Hornblendefelszyklus stärker ein und waren vor allem im oberen Teil dieses Zyklus sehr aktiv mit zwei zeitlichen Schwerpunkten während der Bildung der beiden quarzitischen Scheelit-Reicherzhorizonte. Die Quarzite im oberen Hornblendefelszyklus des Westfeldes sind dagegen gleichmäßiger im Gesamtprofil verteilt und nicht in einem schmalen, achsialen Streifen konzentriert, sondern flächenhaft verbreitet.

Zur Ergänzung der vorstehenden lagerstättenkundlichen Konzeptionen werden noch folgende Befunde und Deutungen vorgelegt:

Die intensive Durchsetzung des Hornblende-Altbestandes verschiedener dunkelchromoxidgrüner Hornblendefelslagen mit feinkörnigem Ilmenit (Abb. 4) spricht für eine rasche Magmenförderung und schnelle Abkühlung dieser Ultramafitite. Nach P. RAMDOHR (1960, S. 901) sind derartige unentmischte Ilmenite mit höheren Gehalten an  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  bekannt „aus vulkanischen Tuffen oder Einschlüssen von Ergußgesteinen, wo ganz schnell Material aus großer Tiefe gefördert und so abgeschreckt wurde. . . . Solche Ilmenite können z. B. zur Identifizierung von Tuffhorizonten dienen.“ Submarine Extrusionen sowie flache Intrusionen unmittelbar unter dem Meeresboden, verbunden mit einer raschen Abschreckung, machen das Fehlen thermischer Kontakte an den Grenzen der Hornblendefelse zu den übrigen Gesteinslagen verständlich.

Bei der Förderung der Ultramafitite der beiden Hornblendefelszyklen dürften Einflüsse maßgeblich gewesen sein, die sich in eine Konzeption von F. SEIFERT & W. SCHREYER (1968) aufgrund experimenteller Befunde über den Schmelz- und Fördermechanismus von Ultrabasiten zwanglos einfügen. Nach diesen Befunden kann ein ultrabasisches Gestein bei hinreichenden Wassergehalten in Gegenwart von Alkalien, insbesondere bei bereits wenigen Prozent  $\text{K}_2\text{O}$ , unter Drucken von 1–5 Kilobar, schon bei Temperaturen von  $550^\circ\text{--}700^\circ\text{C}$  teilweise aufgeschmolzen und wanderungsfähig werden. Bei niedrigeren Temperaturen, spätestens bei der Erstarrung des Ultramafitits, gehen die Alkalien vorwiegend in eine Gasphase ein, die wegen ihrer Flüchtigkeit imstande ist, einen derartigen Ultramafititkörper zu verlassen. Das zurückbleibende ultramafische Gestein kann arm oder frei an Alkalien sein. Die Gasphase kann Reaktionen im Nebengestein, beispielsweise Alkalimetasomatosen hervorrufen oder auch in Hydrothermen bzw. Exhalationen submarin austreten. Unter Zugrundelegung dieser Konzeption kann auch das gemeinsame Auftreten von Ultramafititen, Basiten,  $\text{K}_2\text{O}$ -reichen Quarzitgneisen,  $\text{Na}_2\text{O}$ -betonten Gneislagen und erzführenden quarzitischen Extern- und Internablagerungen innerhalb der Scheelit-führenden Serie zwanglos gedeutet werden.

Für die Anwesenheit von  $\text{H}_2\text{O}$  bei den Förderprozessen ergaben sich folgende Hinweise: Verschiedene Hornblendefelslagen enthalten im Hornblende-Altbestand die bereits erwähnten „Erzwolken“ aus Ilmenitpartikeln, deren Korngröße in Richtung auf alte Blasen Hohlräume kontinuierlich abnehmen kann (Kap. 2.2301 und Abb. 4). Diese Erzpartikel und die Blasen Hohlräume sind wohl altersgleiche Relikte des vulkanogenen Ausgangsmaterials. Während die Ilmenitkörnchen auf rasche Abkühlung spätestens während der submarinen Platznahme hinweisen, belegen diese Blasen Hohlräume eine offenbar gleichzeitig wirksame Gasphase. Die einzelnen Hornblendekörner sind jünger als diese Relikte. Sie sind teilweise über mehrere derartige „Erzwolken“ und Blasen Hohlräume hinweggewachsen. Es liegt nahe, dieses Hornblende-Wachstum auf eine durchgreifende, bereits deuterische Umsetzung des vulkanogenen Ausgangsmaterials zu beziehen, bei noch erhöhten Temperaturen und hohen Wassergehalten.

Im Wasserreichtum dürfte auch der auffallende Chemismus der Hornblendefelse und Grobkornamphibolite sowie das Fehlen sicherer Pyroxenrelikte begründet sein. Eine Vorstellung über die Größenordnung der submarin freigesetzten  $\text{H}_2\text{O}$ -Gehalte kann aus der Masse der von hydrothermalen Lösungen transportierten und submarin abgeschiedenen Kieselsäuremengen abgeleitet werden. Allein der Quarzinhalt der quarzitischen Scheelit-Reicherze sowie der quarzitischen Bänder und Trümer mit feinkörniger Scheelitführung des unteren Hornblendefelszyklus des Ostfeldbeckens ist auf rund 1 000 000 t zu veranschlagen. Bei Berücksichtigung der im Schrifttum genannten Löslichkeitswerte für Kieselsäure in wäßrigen Lösungen (Kap. 2.72 sowie R. SEEVER, 1972) müßte für den Gesamtbereich der Lagerstätte Felbertal, vor allem während der Bildung der beiden Hornblendefelszyklen, mit enormen submarinen Wasserzufuhren gerechnet werden. Selbst bei einer durch natürliche Einflüsse wesentlich erhöhten Kieselsäurelöslichkeit ist ein ausgesprochener Wasserreichtum in den ursprünglichen Magmen zu postulieren. Dieser Wasserreichtum bedingt wohl auch die wesentlichen Unterschiede bei der Entstehung der beiden Hornblendefelszyklen gegenüber der Entwicklung „normaler“ Basalte, die den höheren Teil der Eruptivgesteinsfolge in einförmigen Gesteinspaketen aufbauen.

Für die Beteiligung von  $\text{K}_2\text{O}$  und  $\text{Na}_2\text{O}$  bei den Förderprozessen während der Bildung der beiden Hornblendefelszyklen ergaben sich folgende Hinweise:

Die Hornblendefelse, Grobkornamphibolite und die quarzitischen Scheelit-Reicherzhorizonte weisen nur geringe  $K_2O$ -Gehalte auf (Tab. 2). Unter den  $K_2O$ -reichen Gesteinen (Quarzitgneise und Porphyroidgneise; Kap. 2.2306) innerhalb der beiden Hornblendefelszyklen verdienen vor allem die Quarzitgneiseinschaltungen im unteren quarzitischen Scheelit-Reicherzhorizont des Ostfeldes Beachtung, da hier enge räumliche, zeitliche und genetische Beziehungen zwischen tuffogenen und hydrothermalen Stoffzufuhren bestehen. Diese Quarzitgneiseinschaltungen sind auf den schmalen Zentralbereich beschränkt, in dem der langlinsenförmige Reicherzhorizont unvermittelt auf seine maximale Mächtigkeit von rund 10 m anschwillt.

In den genetischen Zusammenhang zwischen der Förderung der Ultramafitite und Basite sowie der hydrothermalen Tätigkeit und der Bildung der  $K_2O$ -reichen Gesteine sind auch  $Na_2O$ -betonte Gesteinslagen einzuordnen: Gut gebänderte (Epidot-)Biotit-Albit-Gneise mit Übergängen in helle Albitgneise treten stratigraphisch vornehmlich im Liegenden der beiden quarzitischen Scheelit-Reicherzhorizonte auf. Sie sind im wesentlichen an das Ostfeldbecken in der näheren Umgebung der stofflichen Achse der übereinanderliegenden Erzkörper gebunden, die als Abbild einer langen, erzbringenden Thermenspalte aufgefaßt werden. Ihre auffallenden geometrischen Formen, ihre stratigraphische Position sowie die vielfachen, oft engständigen Zwischenschaltungen quarzitischer Bänder und Trümer mit feinkörniger Scheelitführung belegen Beziehungen zur Aktivität an dieser Thermenspalte. Eine vielfache Wechselfolge derartiger Gneisbänder und erzführender quarzitischer Lagen bildet in der Bohrung 1 C (4,72–7,08 m Bohrtiefe) die unmittelbare Fortsetzung des oberen quarzitischen Scheelit-Reicherzhorizontes (Kap. 2.622 sowie Anlagen 8 und 9). Solche Wechselfolgen sind offensichtlich aus alternierenden, tuffogenen und hydrothermalen Ablagerungen im submarinen Bereich hervorgegangen. Trotz des andersartigen geologischen Rahmens dürfte ihre Entstehung der Bildung rezenter Ablagerungen im Lake Magadi/Kenya weitgehend entsprochen haben. Diese Seeablagerungen enthalten Kieselgele und Na-Silikate, deren Entstehung auf die Wechselwirkung heißer Thermalwässer mit Alkalibetonten Vulkaniten und begleitendem Detritus zurückgeführt wird (H. P. EUGSTER & B. F. JONES, 1968). Sterile oder sehr Scheelit-arme saure Vulkanite (Albitgneise) konzentrieren sich im Ostfeld ferner rund 100–200 m nördlich des östlichen Teils des Ostfeldbeckens bei den Bohrungen 2 D und 2 E sowie im angrenzenden Bereich auf der Amertal-Westseite (Anlagen 2, 3, 6, 7 und 14). Die Zufuhr dieser sauren Vulkanite aus einem engbegrenzten Förderzentrum setzte in schwachen Schüben zusammen mit dem unteren Hornblendefelszyklus ein. Kräftigere Zufuhren begannen im oberen Teil dieses Zyklus etwa gleichzeitig mit der Bildung des Haupterzkörpers. Sie dauerten jedoch auch zwischen den beiden Hornblendefelszyklen an und zogen sich zeitlich bis in den oberen Teil der Hangendschieferfolge hin. Diesem räumlich sehr begrenzten, sauren Vulkanismus kann wohl kaum eine geologisch langdauernde Förderperiode zukommen. Unter dieser Voraussetzung wäre allerdings auch den beiden Hornblendefelszyklen, ja sogar der gesamten Scheelitführenden Serie, nur eine geologisch kurze Zeitspanne zuzuordnen. Diese Deutung steht im Einklang mit den sonstigen Befunden über den Aufbau der Scheelit-führenden Serie, die das Bild eines rasch aufgehäuften, vulkanogenen Gesteinsstapels vermittelt.

Die in der Scheelit-führenden Serie markanten Beziehungen zwischen den Ultramafititen, Basiten sowie den quarzitischen Körpern mit und ohne Erzmineralführung sind als eine Variante der „Steinmann-Trinität“ aufzufassen. Die Gesamtmasse der quarzitischen Körper in den einzelnen Gesteinsfolgen und ihre räumliche Verteilung wird als Indiz für die zeitliche und räumliche Intensität der hydrothermalen Aktivität während der Bildung der verschiedenen Gesteinsfolgen der Scheelit-führenden Serie gewertet. Angesichts der lückenhaften Aufschlußverhältnisse im westlichen und nördlichen Teil des Ostfeldes und der Unsicherheit über die Menge der bereits abgetragenen Gesteine südlich des aufgeschlossenen Gebietes bleiben Abschätzungen der Mengenverhältnisse der quarzitischen Massen zur Gesamtmasse aller dunkelchromoxidgrünen Hornblendite und Grobkornamphibolite spekulativ. Die nachstehenden Abschätzungen können deshalb nur die Größenordnungen illustrieren:

|                                                                                                                                                           | Geschätzte Menge<br>in t |
|-----------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------------|--------------------------|
| Gesamtmasse der dunkelchromoxidgrünen Hornblendite und Grobkornamphibolite im unteren Hornblendefelszyklus des Ostfeldes                                  | 100 000 000              |
| Quarzinhalt des „Erztypus der verschiedenkörnigen, quarzitischen Scheeliterze“ sowie steriler Quarzitlagen im unteren Hornblendefelszyklus des Ostfeldes  | 1 000 000                |
| Quarzinhalt der quarzitischen Scheelit-Reicherze sowie der quarzitischen Bänder und Trümer mit feinkörniger Scheelitführung des Ostfeldbeckens            | $\geq 1 000 000$         |
| $WO_3$ -Inhalt in den quarzitischen Scheelit-Reicherzen sowie in den quarzitischen Bändern und Trümer mit feinkörniger Scheelitführung des Ostfeldbeckens | $\geq 20 000$            |

Eine besonders hohe Konzentration an Scheelit-führenden, quarzitischen Ablagerungen enthalten zentrale Teile des Ostfeldbeckens. Das Mengenverhältnis des Quarzinhalts zur Gesamtmasse der Hornblendite und Grobkornamphibolite im unteren Hornblendefelszyklus kann dort 1,5:1 erreichen. Das äquivalente Mengenverhältnis sinkt außerhalb des Ostfeldbeckens in der Bohrung 3 D auf 1:45, in den Bohrungen 2 D, 2 E und 3 C auf rund 1:70 ab.

In den Bohrungen 3 F, 4 D und 4 C (Anlage 10) ergab der höhere Teil des oberen Hornblendefelszyklus des Westfeldes innerhalb der oberen Schuppe ein äquivalentes Mengenverhältnis von etwa 1:8, der mittlere Teil in der Bohrung 3 H rund 1:45. Innerhalb der unteren Schuppe lieferte der untere Teil dieses Hornblendefelszyklus in den Bohrungen 3 F, 4 D, 4 C und 3 H ein entsprechendes Verhältnis von 1:13.

In den Bohrprofilen durch den oberen Hornblendefelszyklus des Ostfeldes und im Profil der Bohrung 3 H durch den unteren Hornblendefelszyklus des Westfeldes liegen die äquivalenten Mengenverhältnisse bei rund 1:100.

Sulfidmineral-reiche, quarzitische Lagen mit unterschiedlichen Scheelitgehalten (Kap. 2.625) wurden besonders in der Bohrung 3 H bei 140,72–164,26 m Bohrtiefe innerhalb des mittleren Teils der Zwischenschieferfolge der unteren Schuppe angetroffen. Der Anteil der quarzitischen Körper in diesem Gesteinspaket beträgt 10%. Die Frage, ob in zentraleren Beckenbereichen Beziehungen dieser quarzitischen Körper zu Ultramafiten bzw. Grobkornamphiboliten bestehen, ist derzeit mangels Aufschlüsse nicht zu beantworten.

In den vorherrschend aus Hornblendeprasiniten und Biotit-Hornblende-Prasiniten aufgebauten Gesteinsfolgen der Scheelit-führenden Serie (Liegendschieferfolge, Zwischenschieferfolge, Hangendschieferfolge) ergaben sich bei Ausklammerung der Besonderheiten des mittleren Teils der Zwischenschieferfolge der Bohrung 3 H und des „oberen Erzkörpers der oberen Schuppe“ des Westfeldes Anteile der Quarzitmassen an der Gesamtmasse dieser Gesteinsfolgen von rund 1%.

Die Problematik der Beziehungen zwischen Magmatismus und Vererzung in der Lagerstätte Felbertal wird erweitert durch den „oberen Erzkörper der oberen Schuppe“ des Westfeldes. In seiner stofflichen Achse, markiert durch die Bohrungen 4 B und UB 14, treten Biotitprasinite auf, die sich lateral mit Hornblendeprasiniten verzahnen (Anlage 11). Diese Biotitprasinite mit ihrer gelb fluoreszierenden Scheelitführung und den relativ hohen sonstigen Erzmineralgehalten (Kap. 2.624) sind ebenso wie ein ähnlicher, stratigraphisch rund 50 m tieferer, bisher nur in den Bohrungen UB 8 und UB 9 nachgewiesener Biotitprasinithorizont auf ein Magma mit andesitischem bis latit-andesitischem Charakter zu beziehen (Kap. 2.2303). Sie werden von gleichgerichteten, schmalen Quarzitkörpern begleitet, die wahrscheinlich als strömungsresistente Quellskörper über hydrothermalen Zufuhrspalten die Ablagerung der hangenden Gesteinsfolge reliefbildend beeinflussten. Der räumliche und genetische Zusammenhang zwischen diesen Quarziten und den Biotitprasiniten ist aufgrund der Bohrprofile evident. Im vorliegenden Erzkörper sind noch keine dunkelchromoxidgrünen Hornblendite oder Grobkornamphibolite erbohrt. Allerdings stehen Bohrungen aus dem an die UB 14 westlich anschließenden Gebiet noch aus.

### *2.72 Die Beziehungen zwischen Stoffzufuhr, Erzabsatz und Ablagerungsbedingungen*

Für die Diskussion dieses Problemkreises bilden die mineralogisch-lagerstättenkundlich-geologischen Befunde über die Stoffbestände, die Mineralparagenesen, die Gefügemerkmale, die Träger- und Nebengesteine sowie die zeitliche und räumliche Entwicklung der verschiedenen Gesteinsfolgen und einzelner Gesteinslagen der Scheelit-führenden Serie die gegenwärtig am besten erfaßbaren Kriterien.

Vergleiche bieten subrezente und rezente Wolfram-führende Thermalsedimente (Kieselsinter, Kalktuffe und Travertin), vor allem im Kratersee Frying Pan Lake/Neuseeland (B. G. WEISSBERG, 1969), bei Golconda, Tonopah und Sodaville/USA (P. F. KERR, 1946; D. E. WHITE, 1955; D. F. HEWETT & M. FLEISCHER, 1960), Uncia/Bolivien (W. LINDGREN, 1922; F. AHLFELD, 1932; P. F. KERR, 1946; D. E. WHITE, 1955), Chihuahua/Mexiko (D. E. HEWETT & M. FLEISCHER, 1960) und im Schwarzwald (F. KIRCHHEIMER, 1957 und 1959; K. WALENTA, 1963, K. V. GEHLEN, 1968). In Thermalwässern sind Gehalte bis zu einigen hundert ppb Wolfram nicht ungewöhnlich. So enthält nach L. C. CARPENTER & D. E. GARRET (1959) eine der heißen



Quellen im Bereich des Searles Lake/USA 240 ppb Wolfram. Dieser Salzsee liegt in einem Gebiet mit vielen kleinen Wolframvorkommen. In seinem Wasser fand über einen Zeitraum von mindestens einigen hunderttausend Jahren eine Anreicherung auf 40–64 ppm Wolfram statt.

Rezente Wolframabscheidungen in kieseliger Matrix analog den quarzitischen Scheeliterzen der Lagerstätte Felbertal sind vom Kratersee Frying Pan Lake/Neuseeland bekannt. Nach Eruptionen im Jahre 1886 entstand der Echo Crater mit dem zwischen 1900–1904 besonders aktiven Waimangu Geysir. Nach heftigen hydrothermalen Zufuhren im Jahre 1917 füllte sich der Krater mit Wasser und bildete den Frying Pan Lake, der sich seitdem erhalten hat. Dieser Kratersee liegt in einem Gebiet mit zahlreichen Thermalquellen entlang der Ostbegrenzung der vom Jungtertiär bis zur Gegenwart aktiven, über 160 km langen und 33 km breiten „Taupo Volcanic Zone“. Der Boden des Frying Pan Lake ist weithin von Kieselsintern bedeckt. Derartige Sinter von seinem Südostende unter 15 cm Wasserbedeckung bilden einen 2–4 mm dicken Überzug über einem gebleichten, weißen, zersetzten Gestein. Die Feinschichtung dieses braunen, röntgenamorphen Sinters ist bedingt durch schwache Farb- und Härteunterschiede sowie Änderungen in der Dichte und im Gehalt an Kieselsäure. Dieser Sinter zeigt wesentliche Unterschiede gegenüber den Ablagerungen bei den anderen Thermalquellen. In ihm sind Au, Ag, Hg und Tl nur sehr schwach, die sonst nicht nachgewiesenen Elemente W und P stark vertreten (nach B. G. WEISSBERG, 1969, Tab. 1: Ca. 80% SiO<sub>2</sub>, ca. 10% Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, 3% W, 3% P, > 1,5% As, 400 ppm Sb, 25 ppm Zn, 10 ppm Pb, < 5 ppm Ag, < 1 ppm Au, < 1 ppm Tl, Hg nicht bestimmt). Angaben über die Art der W-Verbindungen fehlen. Das Wasser im Frying Pan Lake enthält (nach B. G. WEISSBERG, 1969, Tab. 2): 545 ppm Na, 49 ppm K, 3,2 ppm Li, 10 ppm Ca, 762 ppm Cl, 320 ppm SO<sub>4</sub>, 26 ppm HBO<sub>3</sub>, 380 ppm SiO<sub>2</sub>, 2,6 ppm NH<sub>3</sub>, 139 ppm CO<sub>2</sub>, 0,2 ppm H<sub>2</sub>S. As sowie F, Br und J sind nicht nachgewiesen. Angaben über die W-Gehalte liegen nicht vor. Das Wasser im Kratersee Frying Pan Lake ist im wesentlichen ein Sulfat-Chlorid-Wasser mit pH 3,8, bei einer Temperatur von rund 53° C. Dieses Wasser hat zwei verschiedene Ursprünge. Neben mehreren alkalischen, heißen Quellen (pH 7–8 bei 95° C) am Rand des Kratersees mit nur geringer Wasserzufuhr, existiert ein offenbar ergiebigeres Zufuhrzentrum direkt im See, das wahrscheinlich auch die Metalle fördert. Die kieseligen Ablagerungen bei den anderen Thermalquellen an der Ostbegrenzung der Taupo Volcanic Zone führen unterschiedliche Schwermetallgehalte, nämlich bis 2% As, 10% Sb, 85 ppm Au, 500 ppm Ag, 2000 ppm Hg und 1000 ppm Tl, obwohl die Thermalwässer nur Gehalte von höchstens 8 ppm As, 0,3 ppm Sb,  $4 \cdot 10^{-5}$  ppm Au,  $6 \cdot 10^{-4}$  ppm Ag,  $7 \cdot 10^{-3}$  ppm Tl und 120 ppm Sulfidschwefel aufweisen.

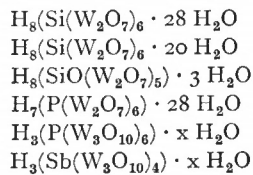
Die Unterschiede bei der Entstehung der Scheelitvererzung mit der begleitenden Sulfidmineralführung in der Lagerstätte Felbertal und der Wolframabscheidung sowie der sonstigen Schwermetallführung im Kratersee Frying Pan Lake sind wohl vor allem im verschiedenartigen geologischen Rahmen begründet. Die Abscheidungen im Kratersee Frying Pan Lake erfolgen offenbar bei einem pH-Wert um 3,8. Die chemischen Analysen lassen keine Bildung von CaWO<sub>4</sub>, sondern in Übereinstimmung mit den experimentellen Ergebnissen von H. GUNDLACH & W. THORMANN (1960) eher von FeWO<sub>4</sub> erwarten. Die Lagerstätte Felbertal ist dagegen das Produkt submariner, komplexer hydrothermaler und vulkanosedimentärer Stoffzufuhren und Stoffablagerungen in zwei benachbarten Becken innerhalb eines Geosynklinalbereichs. Durch Mischungen der Hydrothermallösungen mit dem Meerwasser waren Übergänge bis in den alkalischen Bereich möglich, was durch die sedimentogene, akzessorische Kalzitführung und durch die Ausfällung des Wolframs in Form von Scheelit gestützt wird. In diesem Zusammenhang verdienen auch die vorläufigen Befunde noch nicht abgeschlossener radiometrischer Messungen am Mineralogisch-Petrographischen Institut der Universität München unter Leitung der Herren Prof. Dr. H. G. HUCKENHOLZ und Dr. H. KÖHLER besonderes Interesse: Die Sr<sup>87</sup>/Sr<sup>86</sup>-Isotopenverhältnisse von Quarzitgneislagen sowie von relativ K<sub>2</sub>O-reichen Albitgneisen mit 16–262 ppm Sr deuten eine Isochrone mit einem ungewöhnlich hohen Anfangswert an. Sie sprechen gegen eine Abkunft dieser Gesteine aus reinem Mantelmaterial. Alle diese Gesteinslagen führen akzessorische Kalzitgehalte. Der hohe Anfangswert kann durch diese Kalzitbeimengungen mit noch nicht näher bekannten Rb- und Sr-Isotopenverhältnissen, durch Wechselwirkungen zwischen tuffogenem Material und Hydrothermalzufuhren sowie durch Assimilation von Nebengestein während des Aufstiegs bzw. in höher gelegenen Magmakammern bedingt sein. Anomale, ebenfalls wesentlich erhöhte Sr<sup>87</sup>/Sr<sup>86</sup>-Isotopenverhältnisse sind in jüngster Zeit auch in den salzreichen Thermalwässern und in Sedimenten innerhalb des Atlantis-II-Tiefs und des Discovery-Tiefs im Roten Meer nachgewiesen worden (G. FAURE & L. M. JONES, 1969, S. 243–250, in: E. T. DEGENS & D. A. ROSS, 1969). Die variablen Isotopenverhältnisse in den „geschichteten“, bezüglich ihrer Temperatur und Salinität unterschiedlichen Thermalwässern werden auf Mengenungen heißer Thermalwässer mit „normalem“ Meerwasser zurückgeführt. Innerhalb der überprüften Sedimentmächtigkeit von wenigen Metern nimmt das Sr<sup>87</sup>/Sr<sup>86</sup>-Isotopenverhältnis in beiden Becken vom Meeresboden aus nach unten zu.

Bei der Diskussion von Möglichkeiten des Transportes von Wolfram bei lagerstättenbildenden Prozessen finden im neueren Schrifttum vor allem Komplexionen in Alkalisulfid-Lösungen und leichtflüchtige W-Halogenide besondere Beachtung. U. WIENDL (1968) hat nachstehende Transportmöglichkeiten angegeben:

1.  $\text{Na}_2\text{WO}_4$ -Lösung
2.  $\text{WO}_4$ -Ion
3.  $\text{WO}_2\text{Cl}_2$
4.  $\text{WOCl}_4$  oder  $\text{WOF}_4$
5.  $\text{WCl}_6$  oder  $\text{WF}_6$
6. Heteropolysäuren

Flüchtige Wolframverbindungen, wie  $\text{WF}_6$  oder  $\text{WOCl}_4$ , dürften in der Natur nur eine untergeordnete Rolle spielen (K. B. KRAUSKOPF, 1964 und 1972). H. GUNDLACH & W. THORMANN (1960), V. V. SHCHERBINA (1962), U. WIENDL (1968) und K. B. KRAUSKOPF (1972) heben vor allem die Heteropolysäuren als mögliches Transportmittel für Wolfram hervor.

Die Heteropolysäuren bilden eine Klasse komplizierter anorganischer Verbindungen durch Reaktion einer mehrbasigen Sauerstoff-haltigen, schwachen Metallsäure (Wolframsäure, Molybdänsäure, Vanadinsäure) mit einer ebenfalls mehrbasigen, Sauerstoff-haltigen, schwachen bis höchstens mittelstarken Stammsäure (Kieselsäure, Phosphorsäure, Arsensäure, Antimonsäure, Borsäure usw.) (G. JANDER & F. K. JAHR, 1935; A. F. HOLLEMAN & E. WIBERG, 1971). Die Heteropolysäuren mit Si und W entstehen bei einem Si-Überschuß, der in vielen Wolframlagerstätten durch eine Quarz- und Silikatvormacht evident wird. Eine Eigenschaft der Heteropolysäuren ist die Beständigkeit in sauren Lösungen. Bei Zunahme der pH-Werte erfolgt die Dissoziation in das Metallsäure-Anhydrid und in das Anhydrid der Stammsäure. Heteropolysäuren des Wolframs sind nach U. WIENDL (1968, S. 23 f.):



Die Bildungsbedingungen von Wolframmineralisationen aus Si-W-Heteropolysäuren wurden von H. GUNDLACH & W. THORMANN (1960) untersucht. Aufgrund der experimentellen Befunde über die Beständigkeit von Si-W-Heteropolysäuren bei erhöhten Temperaturen und erhöhten Drücken in Gegenwart der Ionen  $\text{Ca}^{2+}$  und  $\text{Fe}^{2+}$  können diese Verbindungen bei  $\text{pH} < 4$  als geeignetes Transportmittel für Wolfram bis in den Temperaturbereich von  $250^\circ\text{--}300^\circ\text{C}$  angesehen werden. In sehr saurem Milieu ist auch bei Anwesenheit von  $\text{Fe}^{2+}$ ,  $\text{Mn}^{2+}$ - und  $\text{Ca}^{2+}$ -Kationen keine Erzbildung zu erwarten. Zur Erzbildung bei allmählicher Neutralisation ist erforderlich, daß aus dem Heteropoly-Anion das  $\text{WO}_4^{2-}$ -Anion in einer Konzentration entsteht, die zur Fällung der Wolframminerale  $\text{FeWO}_4$ ,  $\text{MnWO}_4$  und/oder  $\text{CaWO}_4$  ausreicht. Das Ausfallen dieser Erzkminerale zusammen mit der Bildung von Quarz bzw. kieseligen Absätzen und Silikaten, kann in der Natur stattfinden, wenn die aufsteigenden, sauren, erzbringenden Lösungen mit alkalischen Lösungen, mit Kalken oder anderen geeigneten Gesteinen in Reaktion treten. Gegebenenfalls genügt der pH-Anstieg durch Verdünnung mit deszendenden Wässern. Bei submariner Lagerstättenbildung ist die Erzausfällung vor allem infolge der Mischung der hydrothermalen Lösungen mit dem Meerwasser zu erwarten. Die Versuche über die Beständigkeit der Heteropolysäuren ( $\text{H}_8(\text{Si}(\text{W}_2\text{O}_7)_6)$  (bei  $25^\circ\text{C}$  und 1 atm Druck) in Abhängigkeit vom pH-Wert durch allmähliche Neutralisation mit Hilfe von NaOH bei gleichzeitiger Zugabe von  $\text{Fe}^{2+}$ ,  $\text{Mn}^{2+}$  und  $\text{Ca}^{2+}$  ergaben nachstehende Ausfällungsreihenfolge:

$\text{FeWO}_4$  bei pH-Wert um 5,9  
 $\text{MnWO}_4$  bei pH-Wert um 6,7  
 $\text{CaWO}_4$  bei pH-Wert um 7,3

H. GUNDLACH & W. THORMANN (1960) betonen, daß unter den Bedingungen in der Natur die Ausfällung dieser Wolframate bereits bei niedrigeren als den oben angegebenen pH-Werten einsetzen dürfte, sofern mit einer verstärkten Metallionen-Konzentration zu rechnen ist. Die Reihenfolge der Ausfällung müßte aber im Normalfall erhalten bleiben, wenn nicht ungewöhnliche Konzentrationsverhältnisse der Metallionen auftreten. Der Scheelit aus der Reaktion von Si-W-Heteropolysäuren mit  $\text{Ca}^{2+}$  dürfte die charakteristische W-Verbindung in alkalischem bis schwach alkalischem Milieu darstellen. Beim Zerfall der Si-W-Heteropolysäuren bilden sich wohl zuerst kolloidale Lösungen, die eine große Löslichkeit aufweisen und durch Alterung, d. h. Kondensation niedermolekularer Kieselsäuren zu höhermolekularen Komplexen, über Gele in den kristallinen Zustand übergehen. Nach O. V. BRYZGALIN (1958) wird ferner eine schwach alkalische Lösung Wolframit in Gegenwart von Kalzit bei  $250^\circ\text{--}500^\circ\text{C}$  zersetzen und das Wolfram als Scheelit abscheiden.

Nach Experimenten und Lagerstättenuntersuchungen kann die Ausfällung von Wolframaten in einem weiten Temperaturbereich erfolgen (K. B. KRAUSKOPF, 1972). Sie beginnt bei magmatischen Bedingungen und reicht herab bis zu gewöhnlichen Temperaturen.

Als Hinweis für die vermutlich sehr verbreiteten Zufuhren von Si-W-Heteropolysäuren in der Lagerstätte Felbertal sind die Scheelitvererzungen innerhalb quarzitischer Körper zu erachten. So findet sich  $\geq 95\%$  des gesamten nachgewiesenen bauwürdigen Scheelitinhalts des Ostfeldes in quarzitischen Horizonten, Bändern und Trümmern.

Als Hinweis für die Möglichkeit einer zeitlich und örtlich unterschiedlichen Beteiligung von  $\text{Na}_2\text{WO}_4$ -Lösung kann der auffallende Reichtum an Albitgneisen und (Epidot-)Biotit-Albit-Gneisen, unmittelbar im Liegenden der beiden quarzitischen Scheelit-Reicherzhorizonte des Ostfeldes erachtet werden (Anlagen 8 und 9).

Für die Mitwirkung von W-Halogeniden ergaben sich noch keine konkreten Anhaltspunkte. Die sehr spärliche Flußspatführung der Lagerstätte Felbertal und die Lagervererzung mit Flußspat, Zinkblende und Bleiglanz innerhalb der Scheelit-führenden Serie im Bereich der rund 7 km entfernten Achsel Alm (Hollersbachtal-Westseite; Anlage 1) ermöglichen keinen Nachweis für die Beteiligung W-haltiger F-Verbindungen in den ehemaligen Stoffzufuhren, belegen aber eine Altersgleichheit und räumliche Koinzidenz der W- und F-führenden Ablagerungen.

Die in der Lagerstätte Felbertal aus dem Zerfall von Si-W-Heteropolysäuren ableitbaren Kieselsäuremengen lieferten höchstens einen geringen Teil der in den quarzitischen Erztypen gebundenen Quarzmengen. Die Hauptmasse an Kieselsäure muß im Überschuß zusammen mit den erzbringenden Lösungen zugeführt und ausgefällt worden sein. Thermalwässer haben häufig bis mehrere 100 ppm gelöste Kieselsäure (R. SIEBER, 1972). Die Bildung von Kieselgelen erfolgt rasch bei pH-Werten von 4–7 und nur langsam bei hohen oder niedrigen Wasserstoffionenkonzentrationen. Die Geschwindigkeit dieser Gelbildung wird ferner vor allem vom Übersättigungsgrad stark beeinflusst. Die Löslichkeit amorpher Kieselsäure nimmt mit fallender Temperatur ab bzw. der Übersättigungsgrad dementsprechend zu (K. B. KRAUSKOPF, 1956; D. E. WHITE, W. W. BRANNOCK & K. J. MURATA, 1956). Bei submariner Lagerstättenbildung ist insbesondere als Folge schneller Temperaturerniedrigung und des Anstiegs der pH-Werte durch Vermischung der sauren, hydrothermalen Lösungen mit dem Meerwasser in der Umgebung der Eruptionspunkte bzw. Zufuhrspalten mit rascher, kolloidaler Ausfällung der Wolfram-haltigen, Kieselsäure-reichen Erzsedimente zu rechnen. Anhaltspunkte für das Auftreten einer Faulschlammfazies innerhalb der Scheelit-führenden Serie bestehen nicht. Die signifikante Trennung der feinkörnigen, quarzitischen Scheeliterztypen vom Typus der verschiedenkörnigen, quarzitischen Scheeliterze ist durch Unterschiede in der primären Beschaffenheit der Kieselgele und der begleitenden Erzmineralisationen sowie in den diagenetischen Vorgängen zu begründen. Diese Unterschiede werden in Abhängigkeit vom hydrothermalen Stoffangebot, von der Ausfällungsgeschwindigkeit und den sonstigen Ablagerungsbedingungen sowie den diagenetischen Prozessen gesehen. Bei der Tauernkristallisation erfolgten im wesentlichen isochemische Reaktionen des Erzbestandes innerhalb der einzelnen Quarzitlagen.

Für die Erztypen der feinkörnigen, quarzitischen Scheelitreicherze sowie der quarzitischen Bänder und Trümmern mit feinkörniger Scheelitführung werden bezüglich des Erzabsatzes und der Ablagerungsbedingungen nachstehende Befunde und Deutungen zur Diskussion gestellt:

Die quarzitischen Bänder mit feinkörniger Scheelitführung und die quarzitischen Scheelit-Reicherzhorizonte sind als Ablagerungen auf dem freien Meeresboden aufzufassen (Kap. 2.621 und 2.622). Die quarzitischen Trümmern mit feinkörniger Scheelitführung werden

auf diagenetische Absätze innerhalb teilverfestigter Ablagerungen zurückgeführt. Sie sind vor allem unmittelbar im Liegenden des unteren quarzitischen Scheelit-Reicherzhorizontes konzentriert. Ihre Verbreitung spricht für einen raschen Temperaturabfall der hydrothermalen Lösungen beim Eintritt in das submarine Ablagerungsmilieu. Sie markieren den Verlauf der im Zentralbereich des Ostfeldbeckens aktiven thermalen Zufuhrspalte. Diese fällt wahrscheinlich fast genau mit der Richtung der stofflichen Achse des unteren quarzitischen Scheelit-Reicherzhorizontes und der damit praktisch gleichlaufenden stofflichen Achse des Haupterzkörpers zusammen. Geringfügige lokale Abweichungen sind durch morphologische Unregelmäßigkeiten des Ostfeldbeckens während der Entstehung des unteren Hornblendefelszyklus erklärbar (Anlage 14).

Bezogen auf die gesamte Lagerstätte Felbertal und die Scheelitmineralisationen im übrigen Verbreitungsgebiet der Habachserie müssen diese markanten Erztypen als „Sonderentwicklungen“ innerhalb des unteren Hornblendefelszyklus des Ostfeldes aufgefaßt werden. Die ersten Phasen dieser Sonderentwicklung im unteren und mittleren Abschnitt dieses Zyklus umfassen punktuelle Stoffzufuhren entlang der Thermenspalte und Stoffablagerungen in der unmittelbaren Umgebung der verschiedenen Förderstellen. Dementsprechend werden der untere und mittlere Erzkörper des Ostfeldes aus einzelnen, perl-schnurartig angeordneten linsenförmigen Teilkörpern aufgebaut (Anlagen 8, 9 und 13). Starke, wahrscheinlich zusammenhängende Vererzungsphasen folgten im oberen Abschnitt dieses Hornblendefelszyklus (oberer Erzkörper = Haupterzkörper) an der gleichen Thermenspalte. Offenbar entwickelte sich bereits während der Entstehung des unteren Erzkörpers ein längerfristig mehr oder weniger stabiles Ablagerungsmilieu. Dieses Ablagerungsmilieu wich erst beim gleichzeitigen Erlöschen der letzten ultramafischen und hydrothermalen Zufuhren des unteren Hornblendefelszyklus, der von basaltischen Magmen der Zwischenschieferfolge abgelöst wurde. Dabei wurde auch die Bildung des Haupterzkörpers beendet. Die Sonderbedingungen bei den Erzbildungsprozessen im Ostfeldbecken waren jedoch sicher weder räumlich noch zeitlich konstant, nicht einmal im unteren quarzitischen Scheelit-Reicherzhorizont, wie die vulkanogenen Zwischenlagerungen sowie der Wechsel der Intensität der Scheelitführung und des W : Mo-Gewichtsverhältnisses an den Grenzen der drei stratigraphischen Abschnitte dieses Reicherzhorizontes erweisen.

Für diese Sonderbedingungen sind Kombinationen von Ursachen zu erwägen, die vor allem auf die unmittelbare Nähe der sehr aktiven Thermenspalte sowie auf spezifische, in der Beckenlage begründete Einflüsse zurückzuführen sind: Die Ablagerung im schmalen, verhältnismäßig stark eingetieften Ostfeldbecken; bestimmte Zusammensetzung der hydrothermalen, submarin austretenden Stoffzufuhren an einer langgezogenen Förderpalte bzw. an einem lokal vielleicht auch enggescharten Spaltenbündel inmitten dieses Beckens; bestimmte pH- und Eh-Werte im Zusammenhang mit erhöhter Salinität und erhöhten Temperaturen im Beckenbereich; zeitweilig stabile Wasserschichtung begleitet von Temperatursprüngen und Salinitätsunterschieden ähnlich wie im Atlantis-II-Tief (E. T. DEGENS & D. A. ROSS, 1969), geringer Stoffaustausch mit den überlagernden Wassermassen; vor allem während der Entstehung der beiden quarzitischen Scheelit-Reicherzhorizonte nur episodische, vulkanogene „Verunreinigungen“ und Vermischungen mit umgelagertem vulkanogenem Material.

Wahrscheinlich bei relativ hohen pH-Werten wurde der Scheelit im Verhältnis zur Kieselsäure bevorzugt angereichert. Diese Aussage wird durch folgende Befunde gestützt: Die Gesamtmächtigkeit des unteren quarzitischen Scheelit-Reicherzhorizontes schwillt im Zentralbereich auf 10 m an. Die einzelnen Abschnitte dieses Reicherzhorizontes zeigen einen unverkennbaren Trend, mit zunehmender Entfernung von der Thermenspalte nicht

nur in ihrer Mächtigkeit, sondern auch in ihrem Erzgehalt abzunehmen. So kann der mittlere Abschnitt oberhalb der ehemaligen Thermenspalte im Durchschnitt 5%  $\text{WO}_3$ , in wenigen dünnen Abfolgen sogar 10%  $\text{WO}_3$  erreichen, während lateral, bei einem Ausdünnen im Zehnermeterbereich, ein Abfall bis auf etwa 2%  $\text{WO}_3$  stattfindet. Die gleiche Erscheinung zeigen auch die übrigen quarzitischen Lagen, die hinsichtlich ihrer Zahl, Mächtigkeit und Erzführung in der Umgebung der ehemaligen Thermenspalte ihr Maximum aufweisen. An der Nordseite des Ostfeldbeckens treten neben der feinkörnigen Scheelitführung auch vereinzelt gröbere Scheelitkörner auf, vor allem an der Unter- und/oder Obergrenze einzelner quarzitischer Bänder und Trümer des Haupterzkörpers. Diese Tendenz zur Bildung von Scheelitporphyroblasten ist im weiter nördlich anschließenden Schwellenbereich noch ausgeprägter. So wurden in den Bohrungen 3 C und 3 D mehrere dünne, quarzitisches Bänder angetroffen, die trotz ihres generell geringen  $\text{WO}_3$ -Gehaltes ( $\leq 0,2\%$ ) neben feinkörnigen auch grobkörnigen Scheelit führen und zum Erztypus der „verschiedenkörnigen, quarzitischen Scheeliterze“ gerechnet werden müssen. Serienvergleiche ergaben, daß derartige Quarzitkörper aus dem nördlichen Schwellenbereich mit Sicherheit auch altersgleiche Äquivalente zu den feinkörnigen, quarzitischen Scheelitvererzungen des Ostfeldbeckens, besonders des Haupterzkörpers, darstellen. Der Scheelitreichen „Sonderfazies“ des Ostfeldbeckens steht hier die „Normalfazies“ eines Schwellenbereichs gegenüber.

Die primären Gelfällungsstrukturen waren in den Externablagerungen offenbar durch geringmächtige, feinrhythmische Kieselgelabsätze im Wechsel mit dünnen Scheelitabscheidungen, nur selten durch das Fehlen einer klaren Schichtigkeit gekennzeichnet. Auszählungen der Rhythmen der Scheelit-Quarz-Feinlagen in Riesenblöcken aus dem Zentralbereich des unteren quarzitischen Scheelit-Reicherzhorizontes bei 1800–1900 m SH belegen Mächtigkeiten der einzelnen Rhythmen von 2–9 mm, so daß unter Berücksichtigung aller Quarzitgneiseinschaltungen mit einer mindestens 1000-maligen Abscheidungsfolge Scheelit-Kieselsäure in diesem Zentralbereich zu rechnen ist. Es ist zu postulieren, daß diese Ablagerungen im Vergleich zur Entstehung zahlreicher verschiedenkörniger, quarzitischer Scheeliterzlagen relativ „langsam“ abliefen. Die einzelnen Feinlagen waren bei den diagenetischen Setzungserscheinungen bereits teilverfestigt (R. HÖLL, A. MAUCHER & H. WESTENBERGER, 1972, Fig. 8). Die bei der Gelbildung rhythmisch-geleeartigen oder eng gemischten Komponenten wandelten sich bei höchstens geringen Stoffverschiebungen im Mikro- bis mm-Bereich in xenomorphe, feinkristalline Aggregate um. Bei der metamorphen Überprägung blieb der Scheelit in der einheitlich feinkörnigen, polygonal verzahnten, quarzitischen Matrix käfigartig gefangen. Er zeigt keine Neigung zur Porphyroblastenbildung.

Die beiden Erztypen der „verschiedenkörnigen, quarzitischen Scheeliterze“ und der „Sulfidmineralanreicherungen in quarzitischen Lagen“ repräsentieren die „Normalentwicklung“ erzführender quarzitischer Körper in der Scheelit-führenden Serie. Meist finden sich nur Einzellagen, gelegentlich auch lokale Häufungen innerhalb bestimmter stratigraphischer Abschnitte. Diese quarzitischen Lagen treten in einheitlichen Gesteinsfolgen, häufig auch an sedimentär bedingten Stoffgrenzen auf. Diese Erztypen entstanden in schwach eingesenkten Trogbereichen, am flachen Meeresboden oder auf Schwellen. Für die Abscheidung der Kieselgele, für die qualitative und quantitative Zusammensetzung der Erzführung sowie für die Ausbildung der primären Gefügemerkmale in den einzelnen quarzitischen Körpern erscheinen folgende Parameter als besonders bedeutsam: Die Konzentrationen der Schwermetalle und der Lösungsgenossen in den submarin austretenden hydrothermalen Zufuhren, die Geschwindigkeit und die Intensität der Durchmischung



dieser hydrothermalen Lösungen mit dem alkalischen Meerwasser sowie die im Vergleich zur Entstehung der feinkörnigen, quarzitischen Scheeliterztypen wahrscheinlich niedrigeren pH-Werte. Aufgrund der Gefügerelikte, der Vererzungsformen und des Erzgehaltes sind unterschiedliche Ablagerungsgeschwindigkeiten anzunehmen. Beim Eintritt hydrothermalen Stoffzufuhren in den marinen Ablagerungsraum erfolgten mitunter offenbar spontane Abscheidungen unmittelbar an der thermalen Zufuhrspalte in Form langgezogener, flacher Quellkuppen. Ein Beispiel hierfür sind die quarzitischen Einlagerungen innerhalb des oberen Erzkörpers der oberen Schuppe des Westfeldes (Anlage 11). Diese zur stofflichen Achse des Erzkörpers parallelen, langlinsenförmigen Körper mit massigem Erscheinungsbild zeigen eine auffallende Scheelitarmut ( $\leq 0,4\% \text{WO}_3$ ), obwohl sie an eine Wechselfolge mit Scheelit-reichen, nichtquarzitischen Gesteinslagen (Biotitprasinite, Biotit-Hornblende-Prasinite und Hornblendeprasinite) gebunden sind. Die schwache Erzmineralführung in diesen quarzitischen Körpern dürfte durch ein zu geringes Stoffangebot bei den schnellen Kieselgelabscheidungen bedingt sein. Während die Scheelit-Kieselgel-Feinlagen in den Scheelit-Reicherzhorizonten bei der Diagenese lediglich feinkörnig umkristallisierten, liefen in diesen durchwegs dickeren Kieselgelabscheidungen kompliziertere diagenetische Vorgänge ab. Die rasch als gallertartige Massen ausgefällten Kieselgele waren offensichtlich infolge eines hohen Adsorptionsvermögens befähigt, an ihrer Ober- und/oder Unterseite Scheelit und Sulfidmineralien aufzunehmen und zu binden. Bei mehrfachen, übereinanderlagernden Abscheidungen von Kieselgelmassen ergaben sich linsenförmige und gebänderte Erzmineralanreicherungen jeweils an den Grenzen zu dünnen, tuffogenen Zwischenschaltungen.

Bei der alpidischen Regionalmetamorphose erfolgte eine Sammelkristallisation mit der Bildung von Scheelitporphyroblasten. Mit dieser Konzeption ist der Gegensatz zwischen der Vererzung des Haupterzkörpers des Ostfeldes und des „oberen Erzkörpers der oberen Schuppe“ des Westfeldes zwanglos erklärbar. Dabei stehen den Erzanreicherungen in den quarzitischen Scheelit-Reicherzhorizonten, Bändern und Trümmern des Haupterzkörpers die Scheelitarmut in den quarzitischen Lagen und der Scheelitreichtum in den nichtquarzitischen Trägergesteinen innerhalb des „oberen Erzkörpers der oberen Schuppe“ gegenüber.

Für die Entstehung der Sulfidmineral-reichen Quarzitkörper ergaben sich folgende Gesichtspunkte: Die Mannigfaltigkeit der Erzparagenesen weist auf die Abscheidung der Erze aus Folgen von Thermenschüben mit verschiedenartigem Schwermetallinhalt hin. Trotz der metamorphen Überprägung mit Sammel- und Umkristallisation blieben in einzelnen quarzitischen Körpern sedimentär bedingte lagige Erzmineralanreicherungen erhalten. Im allgemeinen dürften die Zufuhrwege im Liegenden der am stärksten erzführenden Bereiche zu suchen sein. Die in der Bohrung 3 H im Vergleich zu allen anderen Bohrungen des Westfeldes auffallende Zunahme der Zahl der quarzitischen Lagen zusammen mit größeren Mächtigkeiten und erhöhten Erzgehalten im mittleren und oberen Abschnitt der Zwischenschieferfolge ist als Hinweis für die Nähe thermaler Aktivität zu werten. Hier erfolgten wahrscheinlich die zeitlich und räumlich wesentlichsten Zufuhren an Bunt- und Edelmetallen innerhalb des erkundeten Bereichs der Lagerstätte Felbertal. Für das Vorherrschen des Magnetkies gegenüber dem Pyrit ist nicht die Temperatur bei der Tauernkristallisation, sondern der Schwefelpartialdruck bei der primären Bildung der Fe-Sulfide verantwortlich. Der Schwefelunterschuß ist ein Hinweis auf die bei der Ausfällung wirksame Schwefelkonzentration. Eine Verwertung experimenteller Befunde hinsichtlich der Stabilitätsbedingungen des Tungstenits (K. B. KRAUSKOPF, 1964; M. STEMPROCK, 1971; G. H. МОИ, 1972 und 1973) für genetische Deutungen muß berücksichtigen, daß in der Lagerstätte Felbertal nur Tungstenit-Molybdänit-Mischphasen in Scheelitkörnern der

ersten und zweiten Generation auftreten und reiner Tungstenit bisher nicht nachgewiesen werden konnte.

*2.73 Die Beziehungen zwischen Vulkanotektonik, Lagerstättenbildung, Form der Erzkörper und Mächtigkeitsentwicklung der Gesteinseinheiten innerhalb der Scheelit-führenden Serie*

Bereits während der Ablagerung der Basisschieferfolge zeichnet sich eine Gliederung des Bodenreliefs des Habachgeosynklinalraumes mit der Anlage von Spezialbecken ab. Die auffallende Mächtigkeit der Basisschieferfolge mit der überraschend häufigen Beteiligung an vulkanischen Vorläuferphasen gerade im hinteren Felbertal deutet auf eine frühe Sonderentwicklung des geologischen Rahmens der Lagerstätte hin (Kap. 2.22). Zwei Spezialbecken, das Ostfeld- und das Westfeldbecken, die Ausgangsbasis für die beiden Lagerstättenfelder, lagen wahrscheinlich entlang einer übergeordneten, vulkanotektonischen Achsenrichtung.

Der Grenzbereich zwischen diesen beiden Becken repräsentiert eine von der Basisschieferfolge bis zum oberen Hornblendefelszyklus wirksame, paläogeographische Schwelle quer zu den Beckenachsen. Diese Schwelle mit verminderter Sedimentation und Schichtlücken (Anlagen 13 und 14) sowie außergewöhnlich geringer Mächtigkeit der Ultramafitite beider Hornblendefelszyklen wurde erst während und nach der Bildung des oberen Hornblendefelszyklus durch mächtige Basaltlagen überdeckt. Sie ist als eine Ursache für die weitgehende Eigenständigkeit und die unterschiedliche Erzführung in diesen beiden Becken aufzufassen, wenngleich übergeordnete, großräumige Ereignisse, beispielsweise die Bildung der zwei Hornblendefelszyklen, beiden Feldern gemeinsam ist. Bei der alpidischen Orogenese wurde dieser Grenzbereich durch eine nach NW einfallende Bewegungsbahn zerrissen. Bisher ist nur der Ostteil des Westfeldbeckens durch Oberflächenaufschlüsse, Bohrungen und den Westfeldstollen bekannt. Die südwestlich bis nordwestlich anschließenden, zentraleren Teile des Westfeldes können aus morphologischen Gründen nur durch bergmännische Untersuchungsarbeiten erkundet werden.

Die hydrothermale und exhalative Aktivität war im schmalen Ostfeldbecken auf den Zentralteil konzentriert. Die vorgelagerten Schwellenbereiche sind als bevorzugte Zentren paralleler bis subparalleler Zufuhren basaltischer und ultramafischer Vulkanite aufzufassen. Das Westfeldbecken war offenbar flacher und sicher um ein Vielfaches breiter als das Ostfeldbecken. Es ist damit zu rechnen, daß in diesem Westfeldbecken eine große Thermenspalte in eine zeitlich und örtlich unterschiedlich breite Spaltenzone auffächerte. An dieser Spaltenzone dürfte eine Vielzahl kurzfristig aktiver Thermenaustrittspunkte den Meeresboden siebartig durchsetzt haben. Eine wahrscheinlich parallele Verlagerung der erzbringenden, hydrothermalen und exhalativen Aktivität zeichnet sich in verschiedenen stratigraphischen Niveaus innerhalb der Hangendschieferfolge des Westfeldes ab. In beiden Feldern fehlen Anhaltspunkte für die Existenz großer, sich kreuzender Systeme von Zufuhrspalten mit besonderen Vererzungsmustern. Die festgestellten Aus- und Einbuchtungen der Erzkörper bzw. erzführender Gesteinslagen sind zwanglos als submarine, reliefbedingte Erscheinungen oder durch zeitlich und örtlich schwankende Intensitäten der Erzzufuhren und Erzablagerungen sowie durch ein oberflächennahes Auffächern der Thermenspalte erklärbar.

Mit dem Einsetzen des Hauptvulkanismus und damit dem Beginn der Scheelit-führenden Serie erfolgten vorherrschend basaltische Zufuhren in einem explosiven Stadium. Ihre Abkömmlinge, die im östlichen und nordöstlichen Teil des Ostfeldes lokal bis über 70 m mächtigen Liegendeschiefer, bilden im Bereich zwischen dem Brentling und der Bohrung

2 C eine schmale Struktur, deren Achsenlage die Richtung der späteren Thermenspalte und der stofflichen Achsen der Erzkörper des Ostfeldbeckens bereits vorzeichnet. Im mittleren Teil des Ostfeldes nimmt die Mächtigkeit der Liegendenschiefer ab; im Westteil (tiefer Teil der Bohrung 2 H) und im erkundeten Bereich des Westfeldes (Bohrung 3 H) wurden Liegendenschiefer bisher nicht nachgewiesen (Anlage 14).

In der östlichen Randposition des Ostfeldbeckens auf der Amertal-Westseite und in der Bohrung 1 A wird die Gesteinsfolge des unteren Hornblendefelszyklus höchstens 30 m mächtig, bedingt durch Schichtlücken im unteren und mittleren Abschnitt dieses Zyklus (Anlagen 3, 8 und 13). Von dieser Randposition aus nimmt die Mächtigkeit beckenwärts rasch zu. Sie schwillt von der Bohrung 1 A bis zur Bohrung 1 C auf rund 54 m an, wobei der untere und mittlere Abschnitt dieses Zyklus überproportional beteiligt sind. In der weiteren achsialen Fortsetzung ist aufgrund der Befunde in der oberen Erzblockschutthalde eine gleichbleibende Mächtigkeit erkennbar. Die westliche Randposition des Ostfeldbeckens wurde in der Bohrung 2 H um 860 m SH unter dem Talboden des Felbertals angetroffen. Dort fand sich nur eine geringmächtige (16 m), gesteinsmäßig jedoch typische Entwicklung aus dem oberen Abschnitt dieses Zyklus, bei einem Schichtausfall des unteren und mittleren Abschnitts sowie der gesamten Liegendenschieferfolge (Anlage 12). In dem noch nicht erkundeten Gebiet zwischen dieser Bohrung und der unteren Erzblockschutthalde ist eine Mächtigkeitszunahme aller drei Abschnitte des unteren Hornblendefelszyklus und der unterlagernden Liegendenschieferfolge zu erwarten. Diese Mächtigkeitsentwicklung des gesamten unteren Hornblendefelszyklus, wie auch einzelner Teilfolgen, erweist einen Verlauf parallel zu den stofflichen Achsen der drei übereinanderliegenden, langgestreckten Erzkörper des Ostfeldbeckens (Anlagen 8, 12 und 14). Der untere Hornblendefelszyklus setzt damit im wesentlichen die bereits während der Entstehung der Ausgangsgesteine der Liegendenschieferfolge erkennbaren Zufuhr- und Ablagerungstrends fort. Dem im Querprofil gebietsweise asymmetrischen Ostfeldbecken ist im Norden ein Schwellenbereich mit deutlich erhöhter Mächtigkeit vorgelagert. Aufgrund der Mächtigkeitsentwicklung der Gesteinspakete während der Bildung der Liegendenschieferfolge und des unteren Hornblendefelszyklus ist im Ostteil des Ostfeldbeckens eine Einsenkung der Beckenachse gegenüber diesem nördlichen Schwellenbereich von höchstens 40 m zu veranschlagen. Die Breite dieses Beckens beträgt im Bereich 1 A – 1 AA – 1 BB bis 100 m. Wegen der Abtragung der südlichen Lagerstättenteile und fehlender Bohrungen im westlich anschließenden Gebiet sind die Umrisse im übrigen Ostfeld nicht mit Sicherheit zu ermitteln. Nach den derzeit konstruierbaren bzw. den sich abzeichnenden Konturen des Haupterzkörpers hat diese Breite mindestens lokal zugenommen. So ist im Gebiet der Bohrungen 2 C – 3 D eine Ausbuchtung des Haupterzkörpers nach Norden in Richtung 3 D zu erwarten (Anlage 14).

Die an den unteren, mittleren und oberen Abschnitt des unteren Hornblendefelszyklus gebundenen Erzkörper sind das Abbild einer einzigen, am Meeresboden mündenden Thermenspalte im Zentrum des Ostfeldbeckens (Anlagen 8, 9 und 13). Der untere und mittlere Erzkörper aus perlschnurartig angeordneten Teilkörpern sind auf punktuelle Stoffzufuhren zu beziehen. Der bis 25 m mächtige, obere Erzkörper (= Haupterzkörper) mit  $\geq 95\%$  des nachgewiesenen, bauwürdigen Scheelitinhalts des Ostfeldes ist auf örtlich und zeitlich unterschiedlich intensive, jedoch wahrscheinlich im Gesamtverlauf des Ostfeldbeckens zusammenhängende Stoffablagerungen zurückzuführen. Dabei haben sich die punktuellen Förderstellen bei Beginn der Entwicklung des Haupterzkörpers zu schmalen, aber langgezogenen, hintereinanderliegenden Untiefen bzw. Sondermulden umgestaltet, in denen zusammenhängende Thermenzufuhren stattfanden. Ein besonders aktiver Thermensbereich zeichnet sich bei 1800–1900 m SH ab.

Der vorgelagerte Schwellenbereich mit wesentlich erhöhten Anteilen an Ultramafiten (besonders in den Bohrungen 3 C und 3 D; Anlagen 12 und 14) ist als eine parallele bis subparallele Zone ultramafischer Zufuhren zu deuten. Diese Zufuhren erfolgten möglicherweise in Form von Spaltenergüssen. Der Schwellenbereich zeigt eine breitere Anlage als die bauwürdige Scheelitvererzung des Ostfeldbeckens. Auf ihm kam es nur zeitweilig zur Bildung dünner, Scheelit-führender, kieseliger Ablagerungen, vornehmlich im höheren Teil des unteren Hornblendefelszyklus, also während der Entstehung des Haupterzkörpers im Ostfeldbecken (Kap. 2.72 sowie Anlagen 8 und 9).

Ob sich nördlich dieses Schwellenbereichs ein weiteres erzführendes Becken anschließt, bleibt spekulativ. Auf der Amertal-Westseite ergaben sich dafür keine positiven Anhaltspunkte. Dort nehmen die Hornblendefelskörper und die Scheelitmineralisation schon unmittelbar nördlich des Ostendes des Ostfeldbeckens schlagartig ab (Anlage 2).

Die Förderung der sauren Vulkanite aus einem engbegrenzten Förderzentrum nördlich des östlichen Teils des Ostfeldbeckens (Kap. 2.2306 und 2.72 sowie Anlagen 2, 3, 6, 7 und 14) begann in schwachen Schüben zusammen mit den ältesten ultramafischen Zufuhren des unteren Hornblendefelszyklus. Stärkere Zufuhren setzten im oberen Teil dieses Zyklus ein, dauerten auch zwischen den beiden Hornblendefelszyklen an und zogen sich bis in den oberen Teil der Hangendschieferfolge hin. Dabei wurde ein lokaler Vulkankegel aufgebaut, der die Gliederung der Scheelit-führenden Serie erschwert bzw. ausschließt.

Im Westfeld belegt die Bohrung 3 H eine Mächtigkeit des hier nur spurenhafte Scheelit-führenden unteren Hornblendefelszyklus von 46 m.

Während die Liegendschieferfolge und der untere Hornblendefelszyklus sowie die genetisch und altersmäßig damit verbundene Scheelitführung vor allem im Ostfeld entwickelt sind, verlagert sich der Schwerpunkt der Magmenförderung und der dazu gehörigen Erzbildung in der Zwischenschieferfolge, im oberen Hornblendefelszyklus und in der Hangendschieferfolge entschieden zum Westfeld.

Die vorherrschend von basaltischem Material abzuleitenden „Zwischenschiefer“ zwischen den beiden Hornblendefelszyklen sind vermutlich im Gesamtbereich des Ostfeldes nur geringmächtig ( $\leq 30$  m). Sie zeichnen im Ostteil die bereits während der Entwicklung der Liegendschiefer vorgegebene und auch während des unteren Hornblendefelszyklus wirksame, vulkanotektonische Richtung nach. Im Westfeld erreichen sie innerhalb der oberen erzführenden Schuppe in der Bohrung 2 H nur rund 28 m, in der unteren erzführenden Schuppe jedoch eine besonders hohe Mächtigkeit (Anlage 14: Bohrungen 3 H 74 m, 3 F  $\geq 88$  m, 3 E  $\geq 98$  m). Der mittlere, aber auch der höhere Teil dieser Gesteinsfolge enthält verbreitet quarzitische Lagen mit Sulfidmineralisationen und Scheelit (Kap. 2.625 und 2.72). Dabei ist eine Zunahme der Zahl, der Mächtigkeit und des Erzinhaltess dieser in ihrer qualitativen und quantitativen Erzmineralführung unterschiedlichen Quarzitlagen von der Bohrung 3 E in Richtung auf die Bohrung 3 H nachweisbar (23 Lagen mit insgesamt 2,42 m Bohrlänge in der Bohrung 3 H bei 140,72–164,26 m Bohrtiefe). Eine gleichgerichtete Tendenz zeigt auch die Scheelitführung innerhalb derselben stratigraphischen Abschnitte (Oberster, rund 30 m mächtiger Teil der Zwischenschieferfolge: Bohrung 3 F 0,04 %  $\text{WO}_3$ , Bohrung 4 D 0,07 %  $\text{WO}_3$ , Bohrung 4 C 0,06 %  $\text{WO}_3$ , Bohrung 3 H 0,16 %  $\text{WO}_3$  unter Verwertung von chemischen Analysen und Schätzwerten; Anlage 10). Mangels Aufschlüsse in zentraleren Teilen des Westfeldbeckens, vor allem nordwestlich bis südwestlich der Bohrung 3 H, bleibt die Frage nach der Existenz bauwürdiger Erzreserven innerhalb der Zwischenschieferfolge offen.

Der obere Hornblendefelszyklus ist im Ostfeld meist geringmächtig, im Gebiet nördlich des Ostendes des Ostfeldbeckens durch die sauren Vulkanite weitgehend ersetzt (Anlage 14). Lediglich in der Bohrung 3 D erreicht er rund 37 m Mächtigkeit. Am Westende des Ostfeldbeckens wurden in der Bohrung 2 H nur 0,1 m Grobkornamphibolit und Hornblendefels wahrscheinlich aus dem unteren Teil dieses Zyklus angetroffen. Eine rund 77 m mächtige Hornblendeprasinitlefolge wird als Vertretung des oberen Teils dieses Hornblendefelszyklus erachtet (Anlagen 12 und 14).

Die Gesteinsfolge des oberen Hornblendefelszyklus des Westfeldes wurde bei der alpidischen Orogenese tektonisch zerlegt. Die untere erzführende Schuppe enthält in der Bohrsreihe 3 F – 4 D – 4 C – 3 H nur noch eine Restmächtigkeit aus dem unteren Teil dieses Hornblendefelszyklus von rund 35 m (Anlage 10). In der oberen erzführenden Schuppe ergibt die Auswertung aller Bohrbefunde und sämtlicher Oberflächenvermessungen (Anlagen 2 und 6) eine Gesamtmächtigkeit des oberen Hornblendefelszyklus bis 140 m. Diese ungewöhnliche Mächtigkeit entspricht der bereits in der Zwischenschieferfolge erkennbaren Senkungstendenz des breiten Westfeldbeckens. In dieser Gesteinsfolge ist offenbar ein hoher Anteil an tuffogenem und umgelagertem vulkanogenem Material zugegen. Ein verstärktes Auftreten quarzitischer Lagen ist innerhalb des höheren Teils dieses Hornblendefelszyklus in der oberen Schuppe sowie im unteren Teil dieses Zyklus in der unteren Schuppe feststellbar.

Die Unterschiede in der Breite der beiden Becken sind zusammen mit den Zufuhr- und Ablagerungsbedingungen (Kap. 2.72) sowie der „hohen“ Ablagerungsgeschwindigkeit und der bedeutenderen Mächtigkeit dieses oberen Hornblendefelszyklus des Westfeldes wohl entscheidend für die Ausbildung enormer Mengen armer Scheeliterze und für das starke Zurücktreten hoher Wolframanreicherungen im Gegensatz zum unteren Hornblendefelszyklus des Ostfeldes. So wurden in der unteren Schuppe folgende Durchschnittsgehalte innerhalb der gesamten Restmächtigkeit des unteren Hornblendefelszyklus festgestellt: Bohrung 3 F ca. 0,33 %  $\text{WO}_3$ , Bohrung 4 D 0,24 %  $\text{WO}_3$ , Bohrung 4 C 0,21 %  $\text{WO}_3$ , Bohrung 3 H 0,22 %  $\text{WO}_3$  (Anlage 10). Einzelne Gesteinsfolgen können bauwürdige Konzentrationen erreichen. Es wurden zwei „Erzkörper“ ausgeblockt: Der „untere Erzkörper der oberen Schuppe“ und der „Erzkörper der unteren Schuppe“, der sich aus zwei Teilen zusammensetzt. Die stofflichen Achsen dieser Erzkörper sind derzeit nicht mit Sicherheit zu ermitteln. Mindestens für einzelne Gesteinsfolgen in der oberen Schuppe deutet sich jedoch eine nach W bis WNW abtauchende Richtung an.

Die Hangendschieferfolge kann lokal in drei Gesteinspakete unterteilt werden. In der oberen Schuppe des Westfeldes folgt auf einem 70–85 m mächtigen Hornblendeprasinitlepaket der bis 10 m mächtige, langgestreckte „obere Erzkörper der oberen Schuppe“ mit den charakteristischen Biotitprasiniten. Dieser im Querprofil durchwegs asymmetrische Erzkörper wird von schmalen, erzarmen Quarzitlinsen parallel zu seiner stofflichen Achse ( $95^\circ$ – $100^\circ/35^\circ$ – $40^\circ$  W) begleitet. Die bisherigen Erkundungen berechtigen zur Hoffnung, daß in zentraleren Teilen des Westfeldbeckens noch weitere Erzkörper in der Hangendschieferfolge auftreten. So wurde in den Bohrungen UB 8 (16,64–20,16 m Bohrtiefe) und UB 9 (19,89–28,30 m Bohrtiefe) ein im Profil gegenüber diesem oberen Erzkörper rund 50 m tieferer, ebenfalls aus Biotitprasiniten aufgebauter Horizont mit schwacher Scheelitführung angetroffen, dessen westliche Fortsetzung noch unbekannt ist (Anlage 12, Bohrung UB 9; Kap. 2.2303 und 2.624). Über dem oberen Erzkörper der oberen Schuppe lagert eine mindestens 80 m mächtige Gesteinsfolge, die durch Aussetzen der geringen Scheelitführung in die sterile Hornblendeprasinitleentwicklung des oberen Teils der Eruptivgesteinsfolge überleitet. In Richtung auf die zentraleren Beckenteile zunehmende Scheelit-



mineralisationen stellen sich auch in diesem obersten Gesteinspaket der Scheelit-führenden Serie nahe am südwestlichen Knie des Westfeldstollens ein. Ob hier weitere bauwürdige Erzkörper vorliegen, ist noch offen. Nach Auswertung aller Befunde ist in zentraleren Teilen des Westfeldes innerhalb der Hangendschieferfolge der oberen Schuppe mit mehreren, gestaffelt angeordneten, erzführenden Gesteinskörpern zu rechnen. Diese wohl durch räumliche Verlagerung der Zufuhrspalten bedingte Erscheinung steht im Gegensatz zur räumlichen Konstanz der Zufuhrspalte im unteren Hornblendefelszyklus des Ostfeldbeckens, ist jedoch aus anderen vulkanosedimentären Lagerstättentypen bekannt (H.-P. GEIS, 1960).

Im Ostfeld ist die Mächtigkeit vor allem des unteren stratigraphischen Abschnitts der Hangendschieferfolge wesentlich geringer als im Westfeld. Stratigraphische Äquivalente des oberen Erzkörpers der oberen Schuppe des Westfeldes sind nach den gegenwärtigen Aufschlußverhältnissen nur mit Vorbehalt erfaßbar.

Die Berechnung der Vorräte der einzelnen Erzkörper stützt sich auf die von der Metallgesellschaft AG, Frankfurt/Main, zur Verfügung gestellten Analysenwerte aus Bohrkernhälften sowie Oberflächenbemusterungen, mitunter ergänzt durch eigene Schätzwerte aufgrund einer optischen Überprüfung unter der UV-Lampe. Die in Tab. 9 angegebenen Reserven beinhalten generell die zusammengefaßten Vorräte der Kategorien A-C<sub>2</sub> ohne Berücksichtigung von Abbauverlusten und Verdünnungseffekten. Vorausgesetzt werden ein „cut-off-grade“ von 0,3% WO<sub>3</sub> bei einer wahren Mächtigkeit von mindestens 2 m. Für die einzelnen Erzkörper ergeben sich folgende Befunde und Vorstellungen:

#### Die Erzkörper des Ostfeldes:

Der Ostteil des Ostfeldbeckens enthält in einem stockwerksartigen Aufbau drei übereinanderliegende Erzkörper. Der nur schwach vererzte untere Erzkörper und der hinsichtlich seiner Reserven und Erzgehalte größere, mittlere Erzkörper werden jeweils aus perl-schnurartig angeordneten, linsenförmigen Teilkörpern zusammengesetzt. Der obere Erzkörper (= Haupterzkörper) ist wahrscheinlich im gesamten Ostfeldbecken von der Amertal-Westseite bis zur Bohrung 2 H verbreitet. Die Abgrenzung des unteren Erzkörpers gegenüber dem mittleren Erzkörper ist in den Bohrprofilen ohne Schwierigkeit, in der oberen Erzblockschutthalde nur bedingt möglich, da dort diese Erzkörper infolge durchgehender Erzgehalte mit  $\geq 0,3\%$  WO<sub>3</sub> lokal miteinander verschmelzen. Die Erfassung des Haupterzkörpers ist in den Bohrprofilen durchwegs problemlos, in der oberen Erzblockschutthalde durch die fazielle Entwicklung mit dem Einsetzen von vorherrschend (Epidot-)Biotit-Albit-Gneisen und Albitgneisen sowie durch die wesentlich intensivere Führung an quarzitischen Bändern und Trümmern mit feinkörniger Scheelitführung erleichtert. Jedoch treten auch hier Übergänge zum mittleren Erzkörper durch zusammenhängende Gesteinsfolgen mit  $\geq 0,3\%$  WO<sub>3</sub> auf.

##### a) Der untere Erzkörper

Dieser Erzkörper mit häufig marginalen Erzgehalten und nur örtlich erhöhten Mächtigkeiten (z. B. in der Bohrung 1 D mit 6,4 m wahrer Mächtigkeit und 0,39% WO<sub>3</sub>) wurde in den Bohrungen 1 C, 1 D, 1 E, 1 F, 1 BB und 1 EE sowie an verschiedenen Lokalitäten auf der Südseite der oberen Erzblockschutthalde angetroffen. Die Erzmineralisation der einzelnen Teilkörper umfaßt unregelmäßige Erzansammlungen in den vorherrschend aus Hornblendefelsen und Grobkornamphiboliten aufgebauten Trägergesteinen sowie eine feinkörnige Scheelitführung in quarzitischen Trümmern. Außerhalb der Bohrungen liegen nur

eigene Schätzwerte aufgrund nächtlicher optischer Bemusterung unter der UV-Lampe vor. Die in Tab. 9 angegebenen Vorrats- und Gehaltswerte sind als Mindestgrößen aufzufassen. Die Frage nach der Abbaufähigkeit dieses Erzkörpers ist noch offen. Eine weitere Erkundung erscheint im Zuge des Abbaus der oberen Erzblockschutthalde zweckmäßig.

#### b) Der mittlere Erzkörper

Dieser Erzkörper wurde in den Bohrungen 1 A, 1 B, 1 C, 1 D, 1 E, 1 F, 1 AA und 1 FF sowie am Südrand der oberen Erzblockschutthalde, vor allem bei 1770–1900 m SH, nachgewiesen. Bei maximalen Mächtigkeiten von 10,70 m und Gehalten bis 0,45 %  $\text{WO}_3$  in den Bohrprofilen (Bohrung 1 D bei 41,50–53,30 m Bohrtiefe) sowie Mächtigkeiten bis rund 5 m am Südrand der oberen Erzblockschutthalde sind die in Tab. 9 vorgelegten Reservedaten als Minimalwerte zu betrachten.

#### c) Der obere Erzkörper (Haupterzkörper)

Dieser wahrscheinlich im gesamten Ostfeldbecken entwickelte, langgestreckte Erzkörper ist aufgrund der Reservemengen, der günstigen  $\text{WO}_3$ -Gehalte und der geringen Verunreinigungen durch Sulfidmineralisation der beste Erzkörper der Lagerstätte Felbertal. Die Mächtigkeit dieses Haupterzkörpers nimmt von rund 3 m auf der Amertal-Westseite, über die Bohrung 1 AA (10,6 m), auf 25,8 m in der Bohrung 1 C zu. Diese Mächtigkeitszunahme ist konform der Mächtigkeitsentwicklung des unteren Hornblendefelszyklus entlang der Achse des Ostfeldbeckens von der Amertal-Westseite (knapp 30 m) in Richtung auf die Bohrung 1 C (54 m). Ähnliche Mächtigkeiten des Haupterzkörpers wie in 1 C ergeben sich auch in weiter westlichen Zentralbereichen bei Verwertung detaillierter Ausmessungen des Blockwerks der oberen Erzblockschutthalde. Dabei liegt die stoffliche Achse des Haupterzkörpers ( $120^\circ\text{--}140^\circ/25^\circ\text{--}35^\circ$  WNW bis NW) annähernd parallel zur Längsachse der oberen Erzblockschutthalde. Nördlich dieser Erzblockschutthalde schließen sich daher nur noch relativ geringe Erzmengen aus dem nordöstlichen Randbereich des Ostfeldbeckens an. Verminderte Durchschnittsgehalte zeichnen sich in der oberen Erzblockschutthalde und im anstehenden Lagerstättenteil bei 1990–2025 m SH ab. Besonders günstige Erze enthält der Haupterzkörper dagegen bei 1770–1900 m SH, wo der untere quarzitische Scheelit-Reicherzhorizont bis auf 10 m anschwillt und auch die begleitenden Gesteinsfolgen eine wesentlich erhöhte Scheelitführung aufweisen. Im mittleren Teil des Ostfeldes ist ein derzeit nicht näher abgrenzbares Ausbuchten des Haupterzkörpers nach Norden zu vermuten. Das verstärkte Einfallen der Scheelitführenden Serie unterhalb 1600 m SH verursacht auch ein verstärktes Abtauchen der stofflichen Achse des Haupterzkörpers. Dementsprechend sind noch wesentliche Teile dieses Haupterzkörpers nördlich der unteren Erzblockschutthalde unter mächtigen Bergsturzmassen (Kap. 2.5) zu erwarten. Unterhalb der alluvialen Talfüllung (bei rund 1045–1065 m SH) bis zur Durchörterung des Haupterzkörpers in der Bohrung 2 H (um 860 m SH) müßte der unversehrte Westflügel des Ostfeldbeckens vorliegen.

Die Vorratsberechnung des Haupterzkörpers beinhaltet eine vollständige Erfassung des anstehenden Lagerstättenteils und der oberen Erzblockschutthalde oberhalb 1750 m SH. Sie enthält ferner eine vorsichtige Bewertung der unteren Erzblockschutthalde, die im Durchschnitt eine geringere Scheelitführung aufweist (0,62 %  $\text{WO}_3$ ) als die obere Erzblockschutthalde (1,05 %  $\text{WO}_3$ ). Einbezogen wurde außerdem der Bereich zwischen den beiden Erzblockschutthalden unter Zugrundelegung der Analysenwerte aus dem Ostfeldstollen, der allerdings nur den unteren Teil des Haupterzkörpers mit 8 m wahrer Mächtigkeit im anstehenden Verband durchfuhr. Ein in die Vorratsberechnung (Tab. 9) nicht einbezogenes

Erzpotential liegt nördlich der unteren Erzblockschutthalde sowie im Raum zwischen dem unteren Ende dieser Erzblockschutthalde (bei 1370 m SH) und der Bohrung 2 H, in der noch eine 5,5 m mächtige Gesteinsfolge mit durchschnittlich 0,34 %  $\text{WO}_3$  (bei 860 m SH) angetroffen wurde.

### Die Erzkörper des Westfeldes

Bei den Untersuchungsarbeiten wurde nur der Ostteil des Westfeldbeckens erkundet. Zur Zeit sind im Westfeld drei Erzkörper nachgewiesen, der Erzkörper der unteren Schuppe sowie der untere und obere Erzkörper der oberen Schuppe. Die räumliche Erstreckung aller drei Erzkörper nach Westen ist noch unbekannt. Hinweise für mögliche weitere Erzkörper in zentraleren Beckenbereichen, vor allem innerhalb der Hangendschieferfolge und im höheren Teil der Zwischenschieferfolge, liegen vor. Die in Tab. 9 ausgewiesenen Erzreserven des Erzkörpers der unteren Schuppe und des unteren Erzkörpers der oberen Schuppe dürften nur einen kleinen Bruchteil der tatsächlichen Reserven umfassen. Das Erzpotential des Westfeldes ist derzeit auch nicht annähernd abzugrenzen. Es ist mit „großen“ bis „sehr großen“ Vorräten an niedrighaltigen Erzen zu rechnen.

#### d) Der Erzkörper der unteren Schuppe

In allen Bohrungen durch den unteren Teil des oberen Hornblendefelszyklus der unteren Schuppe (3 H, 4 C, 4 D, 3 F, UB 8, UB 9, UB 10 und UB 11) wurden stark schwankende, im Mittel meist geringe Erzgehalte festgestellt. Die Angaben in Tab. 9 basieren vor allem auf den vier erstgenannten Bohrungen, in denen der vorliegende Erzkörper bei einem cut-off-grade von 0,3 %  $\text{WO}_3$  in zwei übereinanderliegende Erzlinen aufspaltet. Die obere Erzlinse beruht auf den Bohrprofilabschnitten 3 H 84,86–90,14 m, 4 C 63,00–68,60 m, 4 D 59,80–65,60 m, die untere Erzlinse auf den Bohrprofilabschnitten 3 H 111,28–113,00 m, 4 C 88,30–98,00 m, 4 D 89,00–95,65 m und 3 F 73,50–84,60 m (Anlage 10). Die dazwischenliegenden Gesteinsabschnitte weisen durchschnittliche Gehalte von 0,10–0,18 %  $\text{WO}_3$  auf. Die bei einem späteren Abbau gültigen Kennzahlen und das Abbauverfahren sind noch unbekannt. Möglicherweise wird der cut-off-grade unter 0,3 %  $\text{WO}_3$  liegen, was zu einer Zusammenfassung der beiden Erzlinen und der eingelagerten Gesteinsfolge zu einem einheitlichen Erzkörper führen könnte. Insofern wurde auch die Bezeichnung „Erzkörper der unteren Schuppe“ gewählt, obwohl die ausgewiesenen Reserven lediglich auf den gegenwärtig erfaßbaren Inhalt der beiden Erzlinen bei einem cut-off-grade von 0,3 %  $\text{WO}_3$  basieren. Auf das Erzpotential in zentraleren Beckenbereichen wurde bereits hingewiesen. Offen ist ferner, ob sich die Scheelitmineralisation im höheren Teil der Zwischenschieferfolge (Bohrung 3 H, rund 30 m Mächtigkeit mit 0,16 %  $\text{WO}_3$ ) in bestimmten Bereichen des Westfeldbeckens zu einem eigenständigen Erzkörper entwickelt, möglicherweise auch zusammen mit der Erzführung im auflagernden oberen Hornblendefelszyklus eine durchgehend bauwürdige Gesteinsfolge bildet.

#### e) Der untere Erzkörper der oberen Schuppe

Für diesen aus Bohrprofilen (4 C, 4 D, 3 F), Oberflächenbemusterungen und den südlichen Querschlag des Westfeld-Stollens bekannten Erzkörper im oberen Teil des oberen Hornblendefelszyklus (Anlage 10) gelten die gleichen Gesichtspunkte wie beim vorstehend besprochenen Erzkörper in der unteren Schuppe. Auch er zeigt sehr variable Konturen in Abhängigkeit vom cut-off-grade, teilweise verbunden mit einer Aufspaltung in mehrere Teilkörper. In der Bohrung 3 F (24,70–51,00 m Bohrtiefe) (Anlage 10) erreicht er seine maximale Mächtigkeit von 17 m mit einem durchschnittlichen Erzgehalt von 0,41 %  $\text{WO}_3$ .

Bei nächtlichen Überprüfungen mit der UV-Lampe zeichnen sich innerhalb des oberen Hornblendefelszyklus der oberen Schuppe noch weitere Gesteinsfolgen ab, die ein größeres, wahrscheinlich aber geringhaltiges, derzeit noch nicht abgrenzbares Erzpotalential beinhalten.

f) Der obere Erzkörper der oberen Schuppe

Dieser in seinem Ostteil recht gut bekannte, im Durchschnitt um 6, maximal bis 10 m mächtige Erzkörper im mittleren Abschnitt der Hangendschieferfolge zeigt im Gegensatz zu den flächenhaften Scheelitvererzungen im oberen Hornblendefelszyklus des Westfeldes einen nach WNW schmaler werdenden Umriß (Anlagen 12, 13 und 14). Die Verengung seines Querprofils in der Umgebung der Bohrung UB 14 wird von erhöhten Scheelitgehalten begleitet, so daß über die Querprofile senkrecht zur stofflichen Achse ( $95^{\circ}$ – $100^{\circ}$ / $35^{\circ}$ – $40^{\circ}$  W) ein nahezu konstanter Scheelitinhalt vorliegt. Dieser Erzkörper mit den höchsten durchschnittlichen  $\text{WO}_3$ -Gehalten aller Erzkörper des Westfeldes wird auch von einer verhältnismäßig hohen Sulfidmineralführung durchsetzt.

Die Scheelitlagerstätte Felbertal gehört aufgrund der Erzvorräte (Tab. 9) und des Erzpotalentials zu den großen Wolframlagerstätten dieser Erde.

Tabelle 9: Erzvorräte der Scheelitlagerstätte Felbertal (Reservekategorien A–C<sub>2</sub>)

| Erzkörper                                                                       | Vorräte in t % $\text{WO}_3$ -Gehalt |             |
|---------------------------------------------------------------------------------|--------------------------------------|-------------|
| Unterer Erzkörper des Ostfeldes                                                 | 20 000                               | $\geq 0,3$  |
| Mittlerer Erzkörper des Ostfeldes                                               | 50 000                               | $\geq 0,35$ |
| Oberer Erzkörper des Ostfeldes (einschließlich der beiden Erzblockschutthalden) | 1 480 000                            | 0,88        |
| Erzkörper der unteren Schuppe des Westfeldes                                    | 230 000                              | 0,45        |
| Unterer Erzkörper der oberen Schuppe des Westfeldes                             | 200 000                              | 0,37        |
| Oberer Erzkörper der oberen Schuppe des Westfeldes                              | 265 000                              | 0,65        |
| Gesamtvorräte                                                                   | 2 245 000                            | 0,75        |

### 3. SONSTIGE SCHEELITVORKOMMEN IN DEN OSTALPEN

Von den 50 in Abb. 1 dargestellten Scheelitfundpunkten und Scheelitfundgebieten waren bis zum Jahre 1966 12 im Schrifttum angegeben, teilweise jedoch hinsichtlich ihrer Lage nur sehr ungenau beschrieben (Nr. 3, 7, 8, 11, 12, 18, 23, 26, 28, 29, 32, 38) (H. WENGER, 1964; K. VOHRZYKA, 1968; R. HÖLL, 1970a und 1971). Bei den eigenen Untersuchungen wurden folgende Scheelitvorkommen nachgewiesen: Nr. 1, 2, 4, 6, 9, 10, 13–17, 20–22, 24, 25, 27, 30, 31, 33–37, 39–44, 46–50. Ferner gelang es, neue Scheelitfundpunkte in einigen der bis 1966 bekannten Fundgebieten festzustellen. Außerdem wurden mehrere Scheelit-führende Gebiete räumlich eingegrenzt (Abb. 1), jedoch noch nicht näher untersucht. Aus der neueren Literatur sowie durch mündliche Mitteilungen habe ich Kenntnis noch von folgenden Scheelitvorkommen erlangt: Nr. 5, 19, 45 sowie Fundpunkte in dem unter Nr. 26 angegebenen Fundgebiet. Einige der von mir entdeckten Scheelitvorkommen waren Gegenstand von Dissertationen am Institut für allgemeine und angewandte Geologie und Mineralogie der Universität München (L. LAHUSEN, 1969, 1972; H. WAGNER, 1972; W. KROL, 1974). In der vorliegenden Arbeit wird von einer detaillierten Beschreibung der verschiedenen Scheelitvorkommen abgesehen; nur die lagerstättenkundlich wesentlichen Charakteristika werden zusammenfassend behandelt.

#### 3.1 DIE SCHEELITVORKOMMEN DER HABACHSERIE MIT AUSNAHME DER LAGERSTÄTTE FELBERTAL

Auf die räumlich weite Verbreitung einer meist spurenhaften Scheelitführung in der Habachserie außerhalb der Lagerstätte Felbertal wurde bereits hingewiesen. Bisher sind folgende Fundpunkte und Fundgebiete bekannt (Abb. 1, Nr. 7–21 sowie Anlage 1):

Eine schwache Scheelitführung beginnt im Westen, im Äußeren Söllnkar auf der Ostseite des Krimmler Achantals, zusammen mit dem Einsetzen eines in der Tiefe sich keilförmig verschmälernden, steil nach NNW einfallenden und nach ENE abtauchenden Schieferzuges der Habachserie. Die Scheelitmineralisation dieses Schieferzuges („Knappenwandmulde“) (G. FRASL, 1953) ist mit großen Zwischenräumen in teilweise schwer begehbaren oder von Schutt bedeckten Arealen rund 5 km nach ENE bis zum Talboden des Obersulzbachtals südlich des Hopffeldgrabens verfolgbar. In der streichenden Fortsetzung nach NE liegt in der Knappenwand (Untersulzbachtal-Ostseite) das berühmte Epidotvorkommen mit sehr sporadischen Scheelitkriställchen.

Im nördlichen Ast der etwa parallelen, knapp 2 km weiter südlichen „Habachmulde“ wurde eine Scheelitmineralisation am Grat nördlich des Humbachkarkopfes sowie SW des Seebachsees festgestellt und mit weiten Unterbrechungen nach ENE bis zum Obersulzbach verfolgt. Ein gutes Profil durch die Scheelit-führende Serie bietet der steile Einschnitt des Ochsenwinkelgrabens bei 1400–1610 m SH auf der Obersulzbachtal-Westseite. Bequem zugänglich ist die schwache Scheelitmineralisation direkt am Weg zur Berndl Alm bei 1310 m SH, rund 200 m nördlich der Obersulzbachbrücke. In der Fortsetzung dieses Schieferzuges nach NE bis auf die Westseite des vorderen Habachtals ergaben sich nur wenige Hinweise auf offenbar sehr sporadische Scheelitmineralisationen. Eine räumlich verbreitete, jedoch vorwiegend arme Scheelitführung setzt erst in einem Streifen östlich der Feschwand im untersten Teil der Habachtal-Westflanke ein. Sie ist ferner im steilen Gehänge der Habachtal-Ostseite unmittelbar nördlich der Fazenwand bis zum Grat nördlich des Breitkopfs verfolgbar. Unterhalb der aufgeschobenen Zentralgneismassen zwischen dem Breitkopf und dem Gehrkarl besteht sehr wahrscheinlich ein direkter Zusammenhang zwischen diesem Scheelit-führenden Gebiet und dem erzführenden Bereich der Reichertleiten Alm – Scharn Alm – Achsel Alm.

Die beim alten Smaragdbergbau schon lange bekannte Scheelitführung im Schieferzug des hinteren Habachtals wurde in der Leckbachscharte weiterverfolgt. Aus den nach Süden bis Gjaidriese anschließenden, mächtigen Metabasiten liegen noch keine Scheelitfunde vor. Erst auf der Habachtal-Westflanke unterhalb des Steinkarl und auf der Habachtal-Ostseite südlich Noitroi bis zum Zentralgneis ist wieder eine diffuse Scheelitmineralisation verbreitet. Diese ist ferner mit großen Unterbrechungen quer über die Habachtal-Ostflanke bis in den Bereich zwischen Knoflachlahner und Blessachkopf sowie bis zu den altbekannten Fundpunkten bei der vergletscherten Seescharte und nördlich des Kratzenbergs verfolgbar. Die weitere östliche Fortsetzung in den Abbrüchen des Hollersbachtals ist noch unbekannt. Erst am untersten Steilabfall der Hollersbachtal-Westseite westlich Schachern und im Graben aus dem Marchlecker Kar wurde wieder sporadisch Scheelit festgestellt.



Im tektonisch höchsten Gesteinspaket der Felbertal-Westseite, der „autochthonen bis parautochthonen Schieferhülle der Habachzunge“ (Kap. 2.41), wurden weit auseinanderliegende Scheelitfundpunkte in den Steilwänden des Hohen Herdes und im Pembachgraben nachgewiesen (Anlage 2). Ein ähnliches Bild bietet auch die Fortsetzung auf der Hollersbachtal-Ostseite.

In der Tiefenbach-Perriegel-Schuppe, der vierten Schuppe der Felbertal-Westseite (Kap. 2.44), wurde eine gut verfolgbare Scheelitmineralisation im Bereich Lempergraben-Tiefenbachgraben bei 1750–1980 m SH angetroffen. Diese Scheelitmineralisation läßt sich nach Süden bis in den osttiroler Raum verfolgen.

Südöstlich Mittersill, nördlich des Zwölferzuges, findet sich eine von Schuttmassen überdeckte, sporadische Scheelitmineralisation im Wilhelmsdorfer Graben unterhalb 1500 m SH und bei Lannbach Asten am Sturmmannseck.

Gemäß der tektonischen Konkordanz der Schieferhülle um den Granatspitzkern (Kap. 2.41) ist eine sporadische Scheelitmineralisation zwiebelschalenförmig um das junge Granatspitzgewölbe verfolgbar. An der Oberfläche ergibt sich ein im Durchmesser bis 18 km großer, im Süden stark gestörter Ring, auf dessen NW-Teil die Lagerstätte Felbertal liegt. In der Fortsetzung der Scheelit-führenden Serie dieser Lagerstätte nach Osten nimmt der Scheelitgehalt auf der Amertal-Westseite bis 1900 m SH hinab rasch ab. Von dort aus werden im übrigen Amertal, im oberen Guggernbachtal sowie auf der Westseite des Stubachtals nur recht spärliche Scheelitmineralisationen angetroffen. Ein altbekanntes Scheelitfundgebiet liegt auf der Ostseite des Granatspitzgewölbes im Bereich Oberes Riffkees (Totenlöcher) – Totenkopf – Unteres Riffkees (E. J. ZIRKL, 1966). Weiter südwestlich, im oberen Dorfertal über dem Kalser Tauernhaus, wurde eine Scheelitmineralisation erstmals von G. CZERNY (1969) bekanntgegeben. Eigene Scheelitfunde stammen aus dem Laperwitztal und dem unteren Fruschnitztal. Von hier aus ergaben sich auch positive Prospektionsbefunde in Richtung auf die nordwestlich gelegene Aderspitze. Bequem zugängliche Scheelitfundpunkte liegen in einem verschuppten Gebiet des Tauerns zwischen dem Landeckgraben und dem Petersgraben an der alten und neuen Felbertauernstraße (Anlage 1, Nr. 21).

Rund 3–6 km weiter nordnordwestlich erstreckt sich ein weites Scheelitfundgebiet (Anlage 1, Nr. 22). Am besten aufgeschlossen ist die sporadische Scheelitführung direkt an der Felbertauernstraße in der über 1 km langen Strecke zwischen der ersten Lawingalerie südlich des Felbertauertunnels und der Straßenabzweigung zum Matreier Tauernhaus. Nordwestlich davon wurde Scheelit ferner im steil eingeschnittenen Meßlinggraben zwischen 1600–1900 m SH sowie im Dabergraben nachgewiesen. Auch der wenige hundert Meter weiter östlich gelegene Südteil des Pipeline-Tunnels ermöglicht einen vorzüglichen Einblick in die Scheelit-führende Serie. Die Scheelitmineralisation ist von hier aus mit großen Unterbrechungen über den Bereich des Grünen Sees und des Schwarzen Sees sowie über das Gebiet des Felbertauerns und die Steilabbrüche der Freiwände westlich des Hintersees bis in die Tiefenbach-Perriegel-Schuppe verfolgbar (Anlage 1, Nr. 3 sowie Anlagen 2, 6, 7).

Diese Scheelitvorkommen in der Habachserie zeigen die folgenden Charakteristika: Sie liegen im unteren, bis mehrere hundert Meter mächtigen Teil der Eruptivgesteinsfolge. Der Gesteinsaufbau der stets vorherrschend aus Metabasiten zusammengesetzten Scheelit-führenden Serie ist in den verschiedenen Vorkommen einfacher und einheitlicher als in der Lagerstätte Felbertal, zeigt aber häufig größere Unterschiede als der höhere Teil der Eruptivgesteinsfolge. Eine scharfe Hangendbegrenzung der Scheelit-führenden Serie ist nirgends entwickelt. Die Scheelitmineralisation endet gewöhnlich innerhalb eintöniger Prasinit- oder Amphibolitfolgen. Gebiete mit erhöhter Scheelitführung sind durch das Auftreten der charakteristischen dunkelchromoxidgrünen Hornblendefelse und/oder Grobkornamphibolite gekennzeichnet: Ein Profil mit mehreren Hornblendefelslagen von der Obersulzbachtal-Westseite (Ochsenwinkelgraben bei 1400–1610 m SH sowie im nördlich angrenzenden Waldgebiet) zeigt, abgesehen von der größeren Mächtigkeit, eine auffallende Ähnlichkeit mit dem oberen Hornblendefelszyklus der Bohrung 3 D in der rund 17 km Luftlinie entfernten Lagerstätte Felbertal. Eine Vielzahl meist geringmächtiger Hornblendefelslagen zusammen mit Grobkornamphiboliten findet sich ferner unmittelbar über dem Bachbett auf der Westflanke des vorderen Habachtals, 300–500 m NW der Kramer Alm. In der östlichen Fortsetzung sind Hornblendefelse vor allem im PbS-ZnS-CaF<sub>2</sub>-Lagerstättenbereich bei der Achsel Alm (Hollersbachtal-Westseite) zugegen. In der Tiefenbach-Perriegel-Schuppe (Felbertal-Westseite; Anlage 2) sind mehrere, lokal bis 30 m mächtige Horn-

blendefelszüge entwickelt, die sich nach Süden in den Bereich der Steilabbrüche westlich des Hintersees fortsetzen. In Osttirol sind Hornblendefelse an mehreren Scheelitfundpunkten im Tauerntal und bei der Aderspitze bekannt.

Der wesentlichste Unterschied zwischen der Lagerstätte Felbertal und allen übrigen Scheelitvorkommen der Habachserie wird in der Intensität der hydrothermalen und exhalativen Stoffzufuhren gesehen. Quarzitkörper mit Scheelit und/oder Sulfidmineralgehalten sind außerhalb der Lagerstätte Felbertal nur selten. Meist nur dünne Quarzitlagen wurden im Obersulzbachtal südwestlich des Seebachsees, im vorderen und hinteren Habachtal, im Bereich Reichertleiten Alm – Scharn Alm – Achsel Alm, in der Tiefenbach-Perriegel-Schuppe sowie in wenigen Fundpunkten in Osttirol angetroffen. Äquivalente zu den feinkörnigen, quarzitischen Scheeliterztypen des Ostfeldes in Form dünner, quarzitischer Bänder und Trümer mit jedoch nur schwacher Scheelitmineralisation wurden nur in der Tiefenbach-Perriegel-Schuppe festgestellt. Sonst entspricht die Erzmineralführung armen Varietäten der Erztypen der „verschiedenkörnigen, quarzitischen Scheeliterze“ und der „Sulfidmineralanreicherungen in quarzitischen Lagen“.

Die Scheelitvorkommen können erhöhte Konzentrationen der Elemente W, Mo, Cu, Bi, Sb, As, Be, Au, Ag, Ni, Co, Zn, Pb und F aufweisen. Folgende Erzminerale wurden festgestellt: Scheelit, Tungstenit-Molybdänit-Mischphasen, Molybdänit, Kupferkies, Magnetkies, Markasit und „Zwischenprodukt“, Pyrit, Pentlandit, Zinkblende, Bleiglanz, Fahlerz, Arsenkies, ged. Bi, Wismutglanz, Galenobismutit-Cosalit, Antimonit, Beryll, Ilmenit, Hämatit, Magnetit und Flußspat. Die meisten Scheelitvorkommen zeigen recht einfache Erzmineralparagenesen mit Scheelit, Pyrit, Magnetkies und Kupferkies. Dazu treten lokal Molybdänglanz und/oder eines bzw. einige der weiteren vorstehend genannten Erzminerale. Im Gegensatz zur Lagerstätte Felbertal ist der Pyrit fast in allen Vorkommen stärker vertreten als der Magnetkies. Die durchwegs Mo-führende Scheelitmineralisation ist in den erzarmen Gesteinslagen vorherrschend feinkörnig. Die Porphyroblastenbildung ist im wesentlichen auf Scheelit-reichere Lagen beschränkt, jedoch offensichtlich auch von der Stärke der Tauernkristallisation und der Art der Trägergesteine abhängig. Biotit-reiche Lagen zeichnen sich mitunter durch grobe Scheelitkörner aus.

Eine komplexe Erzmineralparagenese findet sich im Bereich Reichertleiten Alm – Scharn Alm – Achsel Alm auf der Hollersbachtal-Westseite (Abb. 1, Nr. 10). Dieses Gebiet, rund 7 km nordwestlich des Tauernhaus Spital, zeigt einerseits lokale Besonderheiten, andererseits unverkennbare Gemeinsamkeiten mit der Lagerstätte Felbertal. Das bis mehrere Meter mächtige, im Achsel-Revier und im Flecktrog-Revier durch Untersuchungsstellen erschlossene Erzvorkommen wurde bis in die jüngste Zeit (H. WENINGER, 1969) allgemein als alpidisches Gangvorkommen aufgefaßt. Dieser Erzkörper ist jedoch nach meinen Befunden und den Untersuchungen von H. H. KREIS & H. J. UNGER (1971) ein mindestens in zwei Teile zerlegtes, schichtgebundenes Lager innerhalb der Scheelit-führenden Serie. Die Erzmineralführung besteht aus Bleiglanz, Cd-reicher Zinkblende, Flußspat, daneben untergeordnet Kupferkies, Pyrit und Arsenkies. Die Überprüfung mit der UV-Lampe erbrachte den Nachweis sporadischer Scheelitmineralisationen. Ferner enthalten die unter- und überlagernden Gesteinsfolgen eine im Profil zwar verbreitete, durchwegs jedoch nur schwache Scheelitführung. Von dem weiter nördlich gelegenen Fundpunkt „Bärenbad“ erwähnt P. RAMDOHR (1960, S. 1027) Magnetkies, Zinkblende, Arsenkies, Zinnkies, Cosalit und Gudmundit. Weitere Erzminerale sind Kupferkies, Bleiglanz, ged. Bi und Wismutglanz. Geochemisch sind geringe Gehalte an Ag und Au nachweisbar.

Flußspat zusammen mit Scheelit ist ferner aus einem Fundort bei der Seescharte nördlich des Kratzenbergs bekannt (Abb. 1, Nr. 12) (H. LEITMEIER, 1942; E. J. ZIRKL, 1951).

Bei der Überprüfung der von K. KONTRUS (1953) bekanntgegebenen Scheelitfunde im berühmten Smaragd-vorkommen in der Leckbachrinne (Habachtal) konnte Scheelit zusammen mit Spuren von Antimonit und geringen Au-Gehalten im C-Stollen nachgewiesen werden. Die Berylle dieses Vorkommens sind in einem späten Stadium der Tauernkristallisation gewachsen, jedoch noch tektonisch beansprucht. Auf die in den Ostalpen verbreitete Paragenese W-Be wurde bereits von A. MAUCHER & R. HÖLL (1968) hingewiesen. Neuere eigene Untersuchungen sowie von L. LAHUSEN (1969, 1972) und J. CARDOSO (1973) haben die früheren Befunde erhärtet. Die W- und Be-Gehalte in diesem Smaragd-vorkommen sind wie im vorderen Habachtal (Westseite unterhalb der Feschwand, Breitkopf), in der Lagerstätte Felbertal sowie in den sonstigen schichtgebundenen Scheelitvorkommen der Ostalpen als originäre Bestandteile der jeweiligen Gesteinsfolgen anzusprechen. Diese Deutung steht im Widerspruch zu Ansichten, die eine genetische Beziehung zur Intrusion der Zentralgneismassen postulierten (E. WEINSCHENK, 1896; H. LEITMEIER, 1937).

Schwache positive Scheelitprospektionsbefunde ergaben sich auch im Penninikum der westlichen Hohen Tauern (R. HÖLL, 1970a, 1971). Eine spurenhafte Scheelitführung wurde inzwischen in den Stollen für das Zemmkraftwerk angetroffen (mündliche Mitteilung von Herrn Dr. O. THIELE, Wien). Probematerial sowie nähere Angaben über die Fundpunkte stehen mir nicht zur Verfügung.

Zwei km nördlich des Ortes Großarl (Abb. 1, Nr. 36) habe ich in einem engbegrenzten Bereich einige Lese-Steine mit gelb fluoreszierendem Scheelit gefunden. Dieser Bereich liegt in einem Gebiet, das von einer „Schwarzphyllit-Grünschiefer-Serie“ (H. MOSTLER, 1963) eingenommen wird, die der gleiche Autor als penninisch erachtet und mit der Habachserie vergleicht. Die eigenen Beobachtungen stimmen mit diesen Befunden überein. Zu den nur wenige km weiter östlich gelegenen Scheelitvorkommen im Unterostalpin des Kleinarl-tals und des Lambachgrabens (Kap. 3.3) bestehen auffallende Unterschiede im Trägergestein und in der Mo-Führung der Scheelite.

### 3.2 DIE SCHEELIT-MAGNESIT-LAGERSTÄTTE TUX

Unsere Befunde über die Altersstellung und die Genese dieser Lagerstätte (Abb. 1, Nr. 3) haben wir bereits veröffentlicht (R. HÖLL & A. MAUCHER, 1967): Die Lagerstätte Tux liegt innerhalb einer Phyllitfolge der unterostalpinen Innsbrucker Quarzphyllitserie. Der bis 3 m mächtige Schwarzschiefer-Scheelit-Horizont wird im gesamten Verbreitungsgebiet von einem mehrere Zehnermeter mächtigen Dolomit-Magnesit-Lager unmittelbar überlagert. Metadiabaseinschaltungen belegen einen submarinen basischen Vulkanismus im stratigraphisch Liegenden der Lagerstätte. Im unteren Teil des Dolomit-Magnesit-Lagers haben wir die ersten Fossilien (Conodonten, Brachiopoden, Crinoidenreste) innerhalb der Innsbrucker Quarzphyllitserie gefunden. Diese markieren den Zeitraum vom obersten Ludlow bis Unterems bzw. vom Gedinne bis Unterems.

Am Übergang von der liegenden Phyllitfolge in den Schwarzschiefer-Scheelit-Horizont nimmt der Gehalt an graphitischer Substanz und Quarz stark zu. Gleichzeitig stellen sich variable Dolomit- und Magnesitgehalte ein. Die prätektonische Scheelitvererzung (Vererzungstyp I nach H. WENGER, 1964), oft mehrere übereinanderliegende Bänder mit Scheelitimprägnationen oder eine Vielzahl meist dm-langer und mm-starker, paralleler Scheelitlinsen, belegt einen Wechsel mit Quarz-Karbonat-Lagen, mit graphitischen Schiefern, örtlich auch mit Leuchtenbergit- und Talk-reichen Zwischenschaltungen. Diese gebänderte Scheelitmineralisation zeigt die gleichen tektonischen Verformungen wie das umgebende Nebengestein. Verbreitet sind disharmonische Verfaltungen und Boudinagen.

Die Metallzufuhren werden auf eine hydrothermale Aktivität bezogen. Die Bindung des Scheelits an den stark graphitischen Erzhorizont und das Aufhören der Scheelitvererzung

beim Auskeilen der graphitischen Sonderfazies sprechen für Sedimentation unter Sonderbedingungen. Die Dolomit-, Magnesit-, Leuchtenbergit- und Talkführung belegen enge Beziehungen zum hangenden Dolomit-Magnesit-Lager. Die Grenze zwischen dem Schwarzschiefer-Scheelit-Horizont und dem Dolomit-Magnesit-Lager ist vorwiegend eine scharfe, infolge disharmonischer Faltung meist tektonische Trennfläche. Stellenweise ist der Übergang jedoch fließend; über dem Schwarzschiefer-Scheelit-Horizont setzen dann Kohlenstoff-reiche, grauschwarze Dolomit-Magnesit-Bänder ein, denen Magnesit-reichere Lagen folgen.

Neben dem gebänderten Scheelit treten mobilisierte Erze in Quarz-Scheelit-Gängchen (Vererzungstyp II) und in Form einzelner Scheelitkristalle auf Klüften und in Drusen (Vererzungstyp III) auf. Der Scheelit aller Vererzungstypen ist stets blau fluoreszierend und extrem Mo-arm. Weitere sehr seltene Wolframminerale sind Tungstenit, Wolframit und Hydrotungstit. Die Scheelitvererzung wird von reichlich Pyrit und Apatit begleitet. Sonstige, durchwegs spärliche Erzminerale: Antimonit, Molybdänglanz, Bleiglanz, Zinkblende, Bournonit, Boulangerit, Kupferkies, Kupferglanz, Kupferantimonfahlerz, Bindheimit, Malachit und Azurit (H. WENGER, 1964 und R. HÖLL & A. MAUCHER, 1967). Geochemische Überprüfungen erbrachten den Nachweis erhöhter Gehalte folgender Elemente: W, Sb, Mo, Cu, Pb, Zn, As. Außerdem wurden Be, Bi, Sn und Hg in Spuren nachgewiesen.

Nach Fertigstellung der vorliegenden Habilitationsschrift erschien eine Arbeit von H. MOSTLER (Dez. 1973), in der auch auf das Alter und die Genese der Lagerstätte Tux eingegangen wurde. Der Dolomit-Magnesit-Körper soll aufgrund von Conodonten aus einem sehr umfangreichen Probenmaterial bereits mit der siluricus-Zone (höheres Mittelludlow) beginnen und bis in das Unterems reichen. Der Scheelit-führende Horizont dürfte in einem Zeitraum des unteren, wahrscheinlich aber des mittleren Ludlow sedimentiert worden sein. Dieses Alter der Scheelitalagerung fügt sich vorzüglich in die Konzeption von R. HÖLL & A. MAUCHER (1967) ein. Für die Magnesitentstehung werden organogene Mg-Voranreicherungen im Karbonatgestein (Reichtum an Echinodermaten) sowie eine bei der variszischen Metamorphose erfolgte Mg-Metasomiose, Mg-Konzentration und Magnesit-Kristallisation postuliert.

Eine weite Verbreitung von Scheelit ist auch in anderen Gebieten der Innsbrucker Quarzphyllitserie aufgrund der Prospektionsbefunde zu erwarten. Im Bereich der stark verschleppten Halde der alten Grube auf Kupfer- und Antimonerze bei Volderwildbad (Abb. 1, Nr. 4) konnten bei Nachtprospektionen zwei Scheelit-führende Proben gefunden werden, die neben W auch hohe Gehalte an Sb aufwiesen. Mitarbeiter der Irish Base Metals Ltd., Dublin, haben im Navistal südöstlich Innsbruck (Nr. 5) ein Vorkommen mit schichtgebundener Scheelitführung in Phylliten und Karbonatbändern entdeckt, das der Lagerstätte Tux ähnelt.

### 3.3 DIE SCHEELITVORKOMMEN IM KLEINARLTAL UND IM ANGRENZENDEN LAMBACHGRABEN/GROSSARLTAL

Diese bis 8 km in N-S- und bis 6 km in E-W-Richtung verstreuten Scheelitvorkommen (Abb. 1, Nr. 40–43) sind an die intensiv verschuppte, unterostalpine Radstädter Quarzphyllitserie am Nordrand des Tauernfensters gebunden (R. HÖLL, 1970a und 1971; H. WAGNER, 1972; R. HÖLL, A. MAUCHER & H. WESTENBERGER, 1972).

Die Radstädter Quarzphyllitserie enthält im Kleinartal nach H. WAGNER (1972) vorherrschend Quarzphyllite, daneben Phyllite, Glimmerquarzite, Serizit-Chlorit-Schiefer, Porphyroide, Prasinite, Grünschiefer, Karbonatquarzite sowie sonstige karbonatische Einlagerungen (Bänderkalke, Eisendolomite und Siderite-Ankerite). Die Überprüfung zahlreicher, von Herrn Dr. H. WAGNER und mir gesammelter Gesteinsproben durch Herrn Dr. H. P. SCHÖNLAUB, Wien, erbrachte die ersten Fossilfunde (Schwamm-Spiculae, Foraminiferen und Conodonten) aus der Radstädter Quarzphyllitserie. Zwei Proben (aus dem Scheelit-führenden Eisendolomitzug der Schneeleitn und aus dem Eisenspatlager Fürbach) sprechen für Silur, erlauben jedoch nicht, Unterdevon auszuschließen. Ein Dolomitvorkommen 1 km SSE des Roßfeldecks ist mit Vorbehalt in das Mitteldevon zu stellen.



Der Schwerpunkt des konform der Verschuppung der Quarzphyllitserie in verschiedene Einzelvorkommen tektonisch zerlegten Lagerstättengebiets war ursprünglich wohl im Talbereich des Kleinarltals. Die gegenwärtig bekannten Erzvorkommen werden als die nicht abgetragenen Randbereiche einer ehemals flächenhaft verbreiteten Lagerstätte angesehen. Das bedeutendste Einzelvorkommen liegt südlich des Seyfriedgrabens, rund 500 m östlich des Wirtshauses Alpenrose (Abb. 1, Nr. 40). Ein bis 20 m mächtiger, massiger Eisendolomitzug ist dort zwischen 1100–1250 m SH in Schollen zerlegt, die sich über 300 m Erstreckung bis zum Seyfriedgraben bei 1220 m SH verfolgen lassen. In diesem Vorkommen, namentlich am „Griespalen“, wurde die stärkste, jedoch außerordentlich unregelmäßige Scheelitvererzung im Kleinarltal festgestellt. Scheelitanreicherungen (bis 7 %  $\text{WO}_3$ ) treten unvermittelt neben sterilen Partien auf. Eine schwache Scheelitführung ist ferner an der Straße Wagrain-Mitterkleinarl, 50 m südlich des Wirtshauses Alpenrose, aufgeschlossen. Die Scheelitmineralisation in einem Vorkommen von der Schneeleitn nach ENE bis zum Fürbach bei 1520 m SH (Nr. 41) ist generell nur gering. Sie ist im Westen an massige Eisendolomite, im Osten an dünne Karbonatreiche Schieferlagen gebunden. Rund 2 km östlich des Ortes Mitterkleinarl liegen zwei zusammengehörige Scheelitfundpunkte wenige Zehnermeter oberhalb des Zusammenflusses der beiden Hauptbäche des Stuhlgrabens WNW der Weißenhof Alm zwischen 1490–1530 m SH (Nr. 42). Im südlichen Hauptgraben ist eine schwache Scheelitmineralisation noch bis 1650 m SH nachweisbar. Eine Reihe von Eisendolomitschollen mit schwacher Scheelitführung ist ferner im hinteren Plojergraben vom Grat bei Punkt 2001 m SH über mindestens 1,5 km Länge nach Osten verfolgbar (Nr. 43). Räumlich konzentrierte Erzblockmassen im Lambachgraben (Großarltal) bei 1680–1705 m SH, etwa 1 km westlich Punkt 2001 m SH, dürften die westliche Fortsetzung unter mächtigen Schuttmassen darstellen. Im Gebiet Mauereckgraben-Roßfeldgraben-Unterraingraben wurden ferner Bereiche mit schwacher Scheelitmineralisation in karbonatischen Schiefen und Graphit-führenden Quarzphylliten abgegrenzt.

Diese Scheelitvorkommen sind durch folgende Charakterzüge gekennzeichnet: Die Scheelitführung ist an eine wenige Dezimeter bis rund 20 m mächtige Gesteinsfolge gebunden, die lokal ausschließlich aus karbonatischen Gesteinen bestehen kann, häufig jedoch auch graue und schwarze Phyllite, Quarzphyllite sowie quarzitisches Lagen enthält. Bei mächtiger Entwicklung herrschen hellgraue bis dunkelgraue, ockerbraun anwitternde, massige, kieselige Eisendolomite, intensiv durchsetzt von Quarz- und Kalzit-führenden Rißfüllungen. Die Scheelitmineralisation ist unregelmäßig verteilt; neben nesterförmigen und schlierigen Ansammlungen grober Erzkörner inmitten steriler Gesteinsmassen treten häufig Rißfüllungen mit Scheelittapeten auf. Das Bild der Vererzung wird geprägt von offensichtlich bereits primär sehr unregelmäßigen Erzabscheidungen, von Stoffumlagerungen und der Sammelkristallisation. Bei geringmächtiger Entwicklung der Scheelit-führenden Gesteinsfolge dominieren dagegen dunkle bis schwärzliche, bituminöse, feingebänderte Karbonatlagen einer Stillwasserentwicklung mit variablen Anteilen an Kalzit, Dolomit und Quarz. Diese fazielle Ausbildung ist vor allem für das Scheelitvorkommen im Stuhlgraben 2 km östlich Mitterkleinarl kennzeichnend. Die vorherrschend feinkörnige Scheelitmineralisation belegt Gefüge mit streng schichtigen, feinlagigen Erzansammlungen, linsenförmigen Ausfüllungen kleiner Erosionsdiskordanzen und Versetzungen von Scheelit-Feinlagen an diagenetischen Rutschflächen (R. HÖLL, A. MAUCHER & H. WESTENBERGER, 1972, Fig. 2–5). Erhöhte Erzanreicherungen zeigen sich an den Liegend- und Hangendgrenzen einzelner grobkörniger Dolomitbänder. Die vorliegenden Erzgefüge gehören nicht nur zu den eindrucksvollsten Belegen für synsedimentär-diagenetische Scheelitvererzungen, sondern auch zu den besten Dokumenten für schichtgebundene Erzmineralisationen überhaupt.

Nach den erzmikroskopischen und geochemischen Untersuchungen repräsentieren die Scheelitmineralisationen im Kleinarltal die reinsten aller in den Ostalpen bekannten Scheelitvorkommen. Der stets blau fluoreszierende Scheelit wird nur in bituminösen Gesteinslagen von Mo mit Gehalten im ppm-Bereich sowie Pyrit, Magnetkies und Arsenkies begleitet. Es fehlen bisher Hinweise selbst für nur spurenhafte Gehalte an Au, Ag, Bi, Be und Sn.



Ein räumlicher Zusammenhang der Scheelit-führenden Gesteinsfolgen mit unterlagernden, basischen Metavulkanitügen (Chloritprasinite und Grünschiefer) wurde nur im hinteren Plojergaben festgestellt.

Der Vergleich der Scheelitvorkommen im Kleinarltal und Lambachgraben/Großarlal mit der rund 120 km Luftlinie entfernten Scheelit-Magnesit-Lagerstätte Tux belegt auffallende Ähnlichkeiten und Gemeinsamkeiten. Beide Lagerstättenbereiche liegen in unterostalpinen Quarzphyllitserien am Nordrand des Tauernfensters. Die Scheelit-Magnesit-Lagerstätte Tux beinhaltet eine lokal von submarinen, basischen Vulkaniten unterlagerte Scheelitvererzung in einem Schwarzschieferhorizont unmittelbar im Liegenden eines mächtigen Dolomit-Magnesit-Lagers. Die in ihrer flächenhaften Ausdehnung wesentlich verbreiteteren Scheelitvorkommen des Kleinarltals werden ebenfalls lokal von submarinen, basischen Vulkaniten unterlagert. Sie sind an eine Gesteinsfolge gebunden, die weithin nur aus karbonatischen Gesteinen (vornehmlich Eisendolomit) besteht, örtlich auch graue und schwarze Phyllite, Quarzphyllite sowie quarzitisches Lagen enthält. Die Scheelitvererzung der Lagerstätte Tux dürfte im mittleren Ludlow, allenfalls bereits im unteren Ludlow abgelagert worden sein. Fossilien aus dem Scheelit-führenden Eisendolomit der Schneealpe im Kleinarltal sprechen für Silur, schließen Unterdevon jedoch nicht aus.

In beiden Lagerstättenbereichen finden sich Gefügemerkmale synsedimentär-diagenetischer, stets blau fluoreszierender Scheelitmineralisationen. In der Lagerstätte Tux ist auch Pyrit und Apatit stark angereichert, die übrigen Erzminerale sind durchwegs selten. Die grobkörnigen, hellen Eisendolomite im Kleinarltal enthalten nur Scheelit. Die bituminösen, feingebänderten Karbonatlagen führen außerdem spurenhafte Mo-Gehalte sowie akzessorisch Pyrit und Magnetkies. Diese Unterschiede in den Erzmineralparagenesen und in der Geochemie zwischen der Lagerstätte Tux und den Erzvorkommen im Kleinarltal sind jedoch wohl mindestens partiell in der faziellen Entwicklung der Trägergesteine begründet.

### 3.4 DIE SCHEELIT-ANTIMONIT-VORKOMMEN IN DER KREUZECKGRUPPE

Im Jahre 1966 konnte ich den ersten Nachweis von Scheelit in den altbekannten Antimonitvorkommen Lessnig, Radlberg, Gurserkammer, Edengang, Rabant, Johannisstollen und Marienstollen (Kärnten und Osttirol) erbringen. Die Vererzung des Marienstollens wurde als deszendente aufgefaßt. In den übrigen Vorkommen ergaben sich Befunde für eine Schicht- und Zeitgebundenheit der Scheelit-Antimonit-Vererzungen und für deren genetische Beziehungen zu altpaläozoischen, basischen Metavulkaniten (R. HÖLL & A. MAUCHER, 1967). Diese Befunde standen im Widerspruch zu sämtlichen damaligen Auffassungen, die von einem genetischen Zusammenhang zwischen der Antimonitvererzung und dem alpidischen, periadriatischen Magmatismus ausgingen und einen Erzabsatz in graphitischen Ruschelzonen im Bereich des Draubachs annahmen (O. M. FRIEDRICH, 1963, 1968; G. HIESSELEITNER, 1947). Meine Ergebnisse wurden durch Spezialuntersuchungen von L. LAHUSEN (1969, 1972) bestätigt und ergänzt. Dieser Bearbeiter entdeckte auch neue Scheelit-Antimonit-Vorkommen bei Strieden. Die gegenwärtigen Kenntnisse können wie folgt zusammengefaßt werden:

Die Scheelit-Antimonit-Vorkommen in der südlichen Kreuzeckgruppe konzentrieren sich in zwei Revieren, im etwa 7 km in E-W-Richtung sich hinziehenden „Rabant-Revier“ (Abb. 1, Nr. 49) nördlich Nikolsdorf und Oberdrauburg sowie im rund 30 km weiter östlich gelegenen, etwa 2,5 km langen „Lessnig-Radlberg-Revier“ bei Kleblach (Nr. 50). Zwischen diesen beiden Revieren liegt die Zinnerlagerstätte Glatbach bei Dellach. Das Rabant-Revier umfaßt die Einzelvorkommen Gomig, Marienstollen, Johannisstollen, Rabant, Edengang, Gurserkammer und Strieden. Das Lessnig-Radlberg-Revier enthält die Einzelvorkommen Lessnig, Pirkeben, Tränkergraben und Radlberg.

Die Scheelit-Antimonit-Vorkommen der Kreuzeckgruppe, mit Ausnahme der deszenten Vorkommen Gomig und Marienstollen, sind an eine bis 100 m mächtige „erzführende Serie“ gebunden. Diese erzführende Serie liegt im mittleren Teil der bis 1700 m mächtigen „Rabant-Serie“ (L. LAHUSEN, 1969, 1972). Die Rabant-Serie ist im Rabant-Revier in mehrere Schollen mit einem WNW-ESE-gerichteten Generalstreichen zerlegt, die im Süden, am Draubach, an Triasdolomit und Triaskalk des Drauzuges, im Norden an

eine Glimmerschiefer-Gneis-Serie tektonisch grenzen. Den Hauptteil dieser Gesteinsfolge bilden Phyllite, Quarzphyllite, Glimmerschiefer und Quarzite. Die erzführende Serie ist durch mehrere konkordante 0,5–50 m mächtige Metabasitzüge, Graphitschieferlagen und die schichtgebundene Vererzung gekennzeichnet. L. LAHUSEN (1969, 1972) unterscheidet drei, durch Roteisenführung oft auffällige Metavulkanitvarietäten, deren vulkanische Abkunft durch Einsprenglingsfeldspäte (Feldspatformrelikte), mandelsteinartiges Blasengefüge und entglaste Strukturen belegt wird. Ferner sind phyllitische Glimmerschiefer und Graphit-reiche Phyllite mit weißen Quarzknuern in der erzführenden Serie verbreitet.

Im Lessnig-Radlberg-Revier tritt die Vererzung im Kern einer E-W-streichenden, durch Bruchtektonik stark gestörten Synklinale auf. Die Rabant-Serie enthält dort als lokale Sonderentwicklung auch einzelne, in ihrer Zahl und Mächtigkeit nach Osten zunehmende Karbonatgesteinszüge, stellenweise mit Magnesit- oder Sideritführung.

Eine genaue Altersdatierung der Rabant-Serie ist nicht möglich. Fossilfragmente aus Karbonatgesteinen bei Lessnig und Zlan (Goldeckgruppe) schließen jedoch Präkambrium aus. Sie deuten vielmehr auf ein post-ordovizisches Alter hin (L. LAHUSEN, 1969, 1972). Andererseits liegen unmetamorphe, jungpaläozoische Sedimente transgressiv auf dem Kristallin der Kreuzeckgruppe. Aufgrund von Serienvergleichen, insbesondere mit der Grauwackenzone, den Karnischen Alpen, der Eisenhutschieferserie im benachbarten Nockgebiet und den Scheelit-führenden unterostalpinen Quarzphyllitserien, ist ein altpaläozoisches Alter der Rabant-Serie naheliegend.

Die Metamorphose und die Hauptdeformation der Rabant-Serie sind präalpidisch. Die metamorphe Prägnung erfolgte nach L. LAHUSEN (1969, 1972) in beiden Revieren unter den Bedingungen der Quarz-Albit-Epidot-Almandin-Subfazies im Sinne von H. G. F. WINKLER (1967). Bei den alpidischen Bewegungen verhielten sich die kristallinen Komplexe der Kreuzeckgruppe wie auch der Goldeckgruppe im wesentlichen als starre Massen. Das Rabant-Revier und das Lessnig-Radlberg-Revier repräsentieren Bereiche mit einem ausgeprägten Schollenbau. Großtektonisch wird das erzführende Altkristallin der südlichen Kreuzeckgruppe von A. TOLLMANN (1963) zum mittelostalpinen, von anderen Autoren zum oberostalpinen Stockwerk des Alpenbaus gestellt.

Die Scheelit-Antimonit-Vorkommen der südlichen Kreuzeckgruppe, mit Ausnahme der Vorkommen Gomig und Marienstollen, zeigen folgende Charakterzüge: Die Erzmineralparagenesen sind recht einheitlich. In allen Vorkommen ist Antimonit vorherrschend, Scheelit meist nur ein spärliches Erzmineral. Weitere Begleitminerale sind Pyrit, Arsenkies und untergeordnet Markasit. Im Schrifttum werden ferner noch Magnetkies, Kupferkies, Zinkblende, Bleiglanz und Plumosit erwähnt (L. LAHUSEN, 1969, 1972). Geochemisch sind in fast allen Vorkommen erhöhte Gehalte folgender Elemente nachgewiesen: Sb, W, Mo, As, Bi, Au, Ag, Hg, Be, Cu, Pb und Zn. Träger der Antimonitreicherze ist im Rabant-Revier in der Regel ein bis 5 m mächtiger Graphitschieferhorizont, der örtlich durch hellgrünlichgraue Metatuffeinlagerungen untergliedert wird. Dieses vom Johannisstollen im Westen bis Strieden im Osten verfolgbare Haupterzlager ist weithin tektonisch überarbeitet, wobei örtlich Mylonitzonen vorliegen. Im Erzvorkommen Lessnig ist die Antimonitvererzung an mindestens zwei Graphitschieferhorizonte gebunden, die durch Metavulkanitlagen, Quarzitlinsen und Glimmerschiefer getrennt sind. Die tektonische Deformation der Lagervererzung entspricht jener der umgebenden Nebengesteine.

Die Lagervererzung umfaßt gebänderte, feinkörnige Antimonitderberze, Imprägnationserze sowie stoffparallele Nester und Linsen. Die Antimonitderberze im Wechsel mit Graphitschiefern und Metavulkanitlagen sind vor allem in den Vorkommen Rabant, Gurserkammer und Lessnig verbreitet. Ihre Erzbänder bestehen aus feinlagigen Antimonitanreicherungen, gelegentlich mit dünnen Pyrit- und Arsenkieslinsen sowie lokalspurenhafter Scheelitbegleitung. Die besonders in den Metavulkanitlagen vertretenen Imprägnationsvererzungen enthalten neben Antimonit mitunter hohe Anreicherungen an Pyrit und

Arsen kies, vor allem im Osten des Rabant-Reviere. Der Hauptteil der Scheelitmineralisation im Rabant-Revier ist offenbar an Stoffgrenzen gebunden. Die Gefüge mit feinkörnigem und feinlagig alternierendem Erzmineralbestand belegen in wenig gestörten Bereichen bei der Reviere einen prämetamorphen, schichtigen Lagenbau. Ausgesprochen feinkörnige, gebänderte Antimoniterze der Vorkommen Rabant, Gurserkammer und Lessnig sind ungewöhnlich ähnlich den ebenfalls schichtgebundenen Antimoniterzen innerhalb von Graphitschiefern in (Scheelit-)Antimonit-Vorkommen auf Sardinien (H.-O. ANGERMEIER, 1964) und in der Türkei (R. HÖLL, 1966).

Rißfüllungen und gangförmige Vererzungen mit oft grobkörnigem Antimonit und Scheelit sowie Quarz und Karbonat treten fast ausschließlich innerhalb der erzführenden Serie auf. Sie können zwanglos auf metamorphe Mobilisate aus der Lagervererzung bezogen werden.

Die Erzzufuhr steht im räumlichen, zeitlichen und genetischen Zusammenhang mit dem altpaläozoischen, submarinen Vulkanismus der erzführenden Serie. Eine Abhängigkeit der Vererzung irgendwelcher Scheelit-Antimonit-Vorkommen der Kreuzeckgruppe von der Lage zum Draubbruch ist nicht erkennbar. Sb und W fehlen in den alpidischen Ganggesteinen (Lamprophyren und granodioritischen Gängen), die lokal die erzführende Serie durchschlagen.

Nordwestlich der Scheelit-Antimonit-Vorkommen der Rabant-Serie finden sich Antimonit und Scheelit in den Schurfbauen Gomig und Marienstollen auf Klüften und in dünnen, diskordanten Gangfüllungen innerhalb der Glimmerschiefer-Gneis-Serie der Kreuzeckgruppe. Diese zur Teufe hin vertaubenden Vererzungen wurden von mir auf deszendente Mobilisate aus der Rabant-Serie zurückgeführt (R. HÖLL & A. MAUCHER, 1967). L. LAHUSEN (1969, 1972) bestätigte diese Konzeption. Diese Erzmineralisation ist postmetamorph, geochemisch jedoch weitgehend übereinstimmend mit der Lagervererzung innerhalb der Rabant-Serie. Mit hoher Wahrscheinlichkeit lag früher die nunmehr weitgehend abgetragene Rabant-Serie in größerer Verbreitung über der Glimmerschiefer-Gneis-Serie. Mobilisate aus der Lagervererzung kamen auf Klüften und in Gangfüllungen in diesen unterlagernden Glimmerschiefern und Gneisen zum Absatz.

## Anhang

### Das Antimonitvorkommen Obertilliach

Dieses verstürzte, kleine Antimonitvorkommen rund 3 km NW der Ortschaft Obertilliach (Abb. 1, Nr. 48) ist nach dem Schrifttum ähnlich den Antimonitvorkommen in der südlichen Kreuzeckgruppe. Es liegt im Gailtalkristallin, das bei Obertilliach gegen die Permotrias der Lienzer Dolomiten im Norden und gegen schwach metamorphes Altpaläozoikum im Süden grenzt. Der Antimonit tritt in feinkörniger Ausbildung in einem Graphitschieferhorizont und in Form grober Stengel in Klüftfüllungen auf. Geochemisch sind in Antimonit-führenden Proben Sb, As, W, Hg, Cu, Pb und Zn nachgewiesen. In einem Metavulkanit im Liegenden des erzführenden Graphitschieferhorizontes wurden W und Be festgestellt (L. LAHUSEN, 1969). Sporadische Scheelitkörnchen habe ich in Bachgeröllen unterhalb des Erzvorkommens bei der Prospektion gefunden. Dabei ergab sich ferner, daß eine offenbar spurenhafte Scheelitmineralisation nicht auf das Antimonitvorkommen begrenzt ist, sondern im Gailtalkristallin wahrscheinlich von Leiten bis Obertilliach verbreitet auftritt.

Das Thema der vorliegenden Arbeit beinhaltet nicht die Beschreibung österreichischer Hg-Vorkommen. In der Kreuzeckgruppe und in der Goldeckgruppe werden jedoch genetische Beziehungen der Scheelitmineralisationen über Antimonitvererzungen zu Zinnobervorkommen erkennbar, die den Scheelitvorkommen im Penninikum und im Unterostalpin fehlen und deshalb hier erwähnt werden sollen.

## Die Zinnerlagerstätte Glatschach bei Dellach

Diese derzeit schlecht aufgeschlossene Lagerstätte liegt rund 10 km östlich des Rabant-Reviere in einer Scholle, deren Gesteinsinhalt eine Fortsetzung der Rabant-Serie darstellt. Die Erzmineralführung besteht nach O. M. FRIEDRICH (1965) und L. LAHUSEN (1969, 1972) aus Zinner, Arsenkies, Pyrit, Ilmenit, Bravosit, Markasit, einem Mineral der Linneitgruppe, Kupferkies, wenig Zinkblende, selten Bleiglanz und Antimonit sowie Verwitterungsminerale. Vorherrschendes Trägergestein der Vererzung ist ein harter, pyritisierter Graphitschieferhorizont. Diesem Haupterzlager sind hellgrüne Metavulkanitlinsen zwischengeschaltet, ähnlich wie in den schichtgebundenen Scheelit-Antimonit-Vorkommen des Rabant-Reviere und des Lessnig-Radlberg-Reviere. Feinkörnige, mit Zinner durchsetzte Pyrit-Arsenkies-Bänder im Wechsel mit graphitisch-quarzitischen Lagen und hellgrünen Metatuffen, die ebenfalls mit Zinner imprägniert sein können, repräsentieren submarine Ablagerungsfolgen. Im Gegensatz zu den früheren Bearbeitern, die einen genetischen Zusammenhang der Vererzung mit dem periadriatischen Magmatismus annahmen, erfolgte die Erzzufuhr nach L. LAHUSEN (1969, 1972) zusammen mit der Förderung der altpaläozoischen, basischen Vulkanite und der Kieselsäure-reichen Restlösungen. Es bestehen weitgehende Übereinstimmungen mit anderen schichtgebundenen altpaläozoischen Zinnervorkommen in den Ostalpen (R. HÖLL, 1970b).

Die in einem Metabasitzug im Hangenden des Haupterzlagers nachgewiesenen Elemente W, Sb, As, Hg, Cu, Pb und Zn (L. LAHUSEN, 1969) belegen die geochemische Verwandtschaft mit den beiden westlich und östlich gelegenen W-Sb-Erzrevieren. Dieser Befund wird gestützt durch die Prospektionsergebnisse, die im Gebiet zwischen diesen beiden W-Sb-Erzrevieren Hinweise für eine verbreitete, wenn auch wohl durchwegs nur schwache Scheelitmineralisation erbrachten.

## Vorkommen der Sb-W-Hg-Formation in der Goldeckgruppe

Durch das Drautal getrennt, schließt sich ost-süd-östlich der Kreuzeckgruppe die Goldeckgruppe an. F. ANGEL & E. KRAJICEK (1939) gliederten die Goldeckgruppe in drei Einheiten, die in E-W-Streifen mit zunehmendem Metamorphosegrad von Süd nach Nord aufeinanderfolgen: „Tonschiefergruppe“, „Quarzphyllitgruppe“ und „Altkristallin“. Diese Schieferserien sind nach L. LAHUSEN (1969, 1972) abgesehen von faziellen Sonderentwicklungen, hinsichtlich ihres prämetamorphen Stoffbestandes untereinander gut vergleichbar. Diese Übereinstimmung ist vermutlich durch eine Altersgleichheit der Ausgangsgesteine begründet. In diesen drei Einheiten der Goldeckgruppe treten verschiedenartige Vorkommen der Sb-W-Hg-Formation auf.

In der „Tonschiefergruppe“ liegt das Zinnervorkommen Stockenboi. Bei eigenen Untersuchungen im Jahre 1966 gelangte ich zur Überzeugung, daß dieses Vorkommen entgegen allen damaligen genetischen Deutungen eine schicht- und zeitgebundene Vererzung repräsentiert (A. MAUCHER & R. HÖLL, 1968; R. HÖLL, 1970b). O. SCHULZ (1968) und L. LAHUSEN (1969, 1972) haben meine Befunde bestätigt und ergänzt. Die Zinnervererzung kann auf altpaläozoische, submarine, hydrothermale Stoffzufuhren bezogen werden.

In der „Quarzphyllitgruppe“ liegt das Antimonitvorkommen Guginock, rund 1,5 km Luftlinie östlich der Ortschaft Lind. Dieses weitgehend verfallene Vorkommen mit Erzlinsen in einem Marmorzug sowie lagigen Erzanreicherungen an dessen Grenze zu Phylliten dürfte wahrscheinlich ebenfalls ein schichtgebundenes Erzvorkommen darstellen und genetische Beziehungen zu begleitenden basischen Metavulkaniten besitzen. Diskordante Vererzungen in den Marmoren und Schiefern sind posttektonisch und können als metamorphe Mobilisate angesehen werden.

Im Schrifttum (G. HIESSELEITNER, 1947; H. WIESSNER, 1950) werden alte Schürfe auf Gold und Antimonit am Westhang der Weißwände, rund 3 km östlich der Lagerstätte Lessnig, erwähnt. Aufgrund der Beschreibungen ist mit lagerförmigen Erzkörpern im „Altkristallin“ zu rechnen. Nach eigenen sowie von L. LAHUSEN durchgeführten Scheelitprospektionen ist ferner eine relativ weite Verbreitung von Scheelit im „Altkristallin“ zu postulieren. Für den Westhang der Weißwände liegen schwache positive Prospektionsbefunde vor. Anstehend ist Scheelit allerdings noch nicht nachgewiesen.

Unter Zugrundelegung der Konzeption über die primäre Altersgleichheit der drei geologischen Einheiten der Goldeckgruppe zeichnet sich ein auch in anderen Lagerstättenbereichen außerhalb der Ostalpen erkennbarer Charakterzug der Sb-W-Hg-Formation ab: Die „reinen“ Zinnervorkommen sind Scheelit-frei. Die Antimonitvorkommen bilden häufig räumlich und in der Paragenese zusammen mit Zinner und/oder Scheelit einen

Übergangstypus. Den Gegenpol zu den Zinnobervererzungen repräsentieren die Scheelitvorkommen. Die Paragenese Scheelit – Zinnober ohne Antimonit ist noch nicht bekannt.

### 3.5 SCHEELITVORKOMMEN IN DER THURNTALER QUARZPHYLLITSERIE

Das große Scheelitfundgebiet im Raume Sillian – Innervillgraten – Außervillgraten – Panzendorf (Osttirol) einschließlich eines Fundpunktes im Sägebach bei 1180 m SH südlich Panzendorf (Abb. 1, Nr. 46 und 47) wurde von mir in den Jahren 1969 und 1970 entdeckt. Herr Dipl.-Geol. W. KROL (1974) hat die Detailbearbeitung durchgeführt und mehrere neue Erzfundpunkte nachgewiesen.

Die Vererzungen liegen in der als altpaläozoisch erachteten und präalpidisch (variszisch) metamorphisierten Thurntaler Quarzphyllitserie. Diese weist in ihrem prämetamorphen Gesteinsaufbau eine große Ähnlichkeit mit der erzführenden Rabant-Serie in der Kreuzeckgruppe auf. Sie besteht im tieferen Teil vorherrschend aus Glimmerschiefern und Quarzphylliten, im mittleren Abschnitt aus Quarzphylliten mit Zügen von basischen und sauren Metavulkaniten (Amphiboliten, Epidot-Amphiboliten, Chloritphylliten und Porphyroiden) sowie Graphitquarziten und Graphitschiefern. Im höheren Teil dominieren Quarzphyllite, Chloritphyllite und Chlorit-Epidot-Schiefer mit lokalen Einlagerungen von Quarzitkörpern. Die Erzführung ist im wesentlichen an die Metabasitfolge gebunden, die am Grat zwischen Gumriaul und Marchkinkle entlang der österreichisch-italienischen Grenze bis rund 200 m Mächtigkeit erreicht. Die stofflichen Achsen der Metabasitkörper tauchen von hier aus wahrscheinlich einheitlich nach ENE ab. In den nördlichen und südlichen Randpositionen tritt der vulkanogene Anteil bei starker Faziesverzahnung zurück. Die maximale Intensität der Erzmineralisation ist offensichtlich konform der stofflichen Achsen der Metabasitkörper entwickelt.

Spurenhafte Scheelitimprägnationen sowie mitunter stoffparallele Scheelitfeinlagen in Amphiboliten, Epidot-Amphiboliten und Chloritphylliten repräsentieren originäre Bestandteile der submarin abgelagerten, vulkanogenen Ausgangsgesteine. Die gleiche genetische Deutung gilt für verbreitete Arsenkiesmineralisationen in diesen basischen Metavulkaniten. Quarzknuern und gröbere diskordante Quarzkörper mit Karbonat-, Scheelit- und sonstiger Erzmineralisation, vor allem Au-haltigem Arsenkies, sind als lateralsekretionäre Bildungen anzusprechen. Au-führender Arsenkies tritt ferner in einzelnen, posttektonischen Kluftfüllungen im höheren Teil der Thurntaler Quarzphyllitserie auf, besonders im Bereich um den Thurntaler. Geochemische Überprüfungen erzführender Gesteinsproben ergaben erhöhte Gehalte an W, As, Sb, Au (im Extremfall bis 8,5 ppm) und Ag sowie Spuren von Mo, Bi, Cu, Sn, Pb, Zn und Hg. Während in den Erzvorkommen der Kreuzeckgruppe Antimonit das mengenmäßig dominierende Erzmineral darstellt und Arsenkies als untergeordneter, jedoch steter Begleiter auftritt, ist in der Thurntaler Quarzphyllitserie das Verhältnis As zu Sb eindeutig zugunsten des As verschoben.

Es bestehen ferner räumliche, zeitliche und genetische Beziehungen der Au-Arsenkies-Scheelit-Mineralisation zu den altbekannten Kieslagerstätten östlich der Linie Innervillgraten–Panzendorf. Beide Lagerstättentypen zeigen einen Zusammenhang mit dem basischen Vulkanismus im mittleren Teil der Thurntaler Quarzphyllitserie. Die Kiesvorkommen führen lokal in Spuren auch Scheelit.

### 3.6 SCHEELITMINERALISATIONEN IM SILVRETTA-KRISTALLIN

Im Raum westlich von Landeck wurden mehrere Scheelit-führende Bereiche abgegrenzt.



Im Silbertal (Vorarlberg) konnte Scheelit in den gewaltigen Schuttmassen des Grabens nordöstlich des Furkla bei der Gisela Alm, ferner anstehend westlich des Fellmännle nachgewiesen werden (Abb. 1, Nr. 1). Die Erzimprägnationen und Scheelitnester finden sich in Amphiboliten und Hornblendegneisen innerhalb einer Paragneisserie.

Weiter östlich, auf nordtiroler Seite, liegt ein Scheelitvorkommen wahrscheinlich innerhalb der gleichen Staurolith-führenden Paragneisserie direkt oberhalb der Konstanzer Hütte bei 2000–2100 m SH (Nr. 2). Spärliche Scheelitmineralisationen wurden auch im Fasultal SSW dieser Hütte sowie im angrenzenden Rosannatal gefunden. Die Erzführung ist in Bändern saussuritierter Amphibolite und Granat-reicher Gneise konzentriert. Der Scheelit zeigt typische Erscheinungen metamorpher Stoffumlagerungen, insbesondere eine ausgeprägte Tendenz zur Sammelkristallisation sowie zur Bildung diskordanter Rißfüllungen. Er wird von spurenhafte Gehalten an Mo, Cu, Ag, Au, Bi, Sn, Co und Ni begleitet.

### 3.7 SCHEELITMINERALISATIONEN IM PENNINIKUM DER ÖSTLICHEN HOHEN TAUERN (RAUM SONNBLICKGRUPPE – RAURISTAL – GASTEINERTAL – LIESERTAL)

In den mittleren Hohen Tauern endet die an der Oberfläche nachweisbare Scheelitführung auf der Stubachtal-Ostseite mit der Überlagerung der Habachserie durch die permomesozoischen, Scheelit-freien Schieferserien der Glocknerdepression (Anlage 1). Sie setzt erst östlich dieser Depression mit dem Auftauchen prämesozoischer Gesteinskomplexe im Groß-Fleißtal und im Hüttwinkeltal (hinteren Rauristal) wieder ein, ist von dort aus jedoch bis zum Tauernostende verfolgbar. Die Scheelitvorkommen finden sich sowohl in der Schieferhülle, vornehmlich der „basalen und zentralen Schieferhülle“ nach CH. EXNER (1953, 1957, 1964, 1971), als auch in Zentralgneiskörpern. Innerhalb der Schieferhülle liegen die in Abb. 1 unter Nr. 22, 23, 27, 28, 31, 32, 34, 37, 38 und 39 angegebenen Scheelitvorkommen. In den Zentralgneiskörpern sind die unter Nr. 24, 25, 26, 29, 30, 33 und 35 aufgeführten Fundpunkte bzw. Fundgebiete.

#### Die Scheelitvorkommen innerhalb der Schieferhülle:

Auf der Südseite des Groß-Fleißtals NW der Gjaidtroghöhe/Kärnten (Nr. 22) wurde in Amphiboliten und Karbonat-führenden Linsen der Gneislamelle 1 (CH. EXNER, 1962, 1964) eine schwache Scheelitmineralisation festgestellt, die sich wahrscheinlich bis in das Klein-Fleißtal fortsetzt. Mehrere Scheelitfundpunkte liegen auch im Hüttwinkeltal (Rauristal) im Gebiet vom Erfurter Weg über den Maschingraben bis zur Wintergasse und auf den Melcher Böden (Nr. 23). Die erzführenden Kluftfüllungen und Nester sowie die Scheelit-Quarz-Gängchen treten in der „basalen und zentralen Schieferhülle“ und im Zentralgneis auf. Die östliche Fortsetzung dieser spurenhafte Scheelitmineralisation wurde in der Schieferhülle südwestlich der Niedersachsenhütte und im Schlapperebental angetroffen (Nr. 27). Am Radhausberg ist Scheelit auf den alten Halden der Goldbergbaue nachweisbar sowie in der Woigenschieferserie im Heilstollen zwischen den Stollenmetern 1340–1420 m aufgeschlossen (Nr. 28). Diffuse Imprägnationen und Rißfüllungen mit Scheelit liegen in einer mehrere Meter mächtigen Folge hellgrauer Quarzite und Quarzitschiefer im oberen Reitalpengraben (Großarlal); der beste Aufschluß findet sich im Graben rund 200 m nördlich der Hetteg Alm bei 1620 m SH (Nr. 31). Das im Schrifttum (K. KONTRUS, 1961) bereits erwähnte Scheelit-führende Gebiet am Elschekamm, bei der Alten Hannoverhütte und am Plattenkogel/Kärnten (Nr. 32) hat nach den Prospektionsbefunden eine Fortsetzung im hintersten Anlaufal. Eine Scheelitmineralisation wurde ferner in den Schuttmassen östlich der Dr.-Rudolf-Weißgerber-Hütte im obersten Mallnitzal/Kärnten (Nr. 34) vorgefunden. Dieses Vorkommen ist räumlich eingegrenzt, jedoch noch nicht näher bekannt. Die mir von Herrn Prof. Dr. CH. EXNER ermöglichte Überprüfung seines Belegmaterials ergab den ersten Nachweis einer Scheelitführung in Schiefen aus dem Bereich des oberen Kölnbreinkars bei der Kalten Wandspitz im oberen Maltatal (Nr. 37). Auf der Ostseite des Hintereggengrabens knapp 1 km nördlich der Rupp Alm (Nr. 39) wurden einige Scheelitkörner in dünnen Kluftfüllungen angetroffen.

Die ersten Scheelitfunde in den Ostalpen (A. BAUMGARTNER & A. v. ETTINGSHAUSEN, 1826) stammen von der altbekannten Gold-Kies-Lagerstätte Schellgaden (Nr. 38). Diese Lagerstätte liegt innerhalb eines rund 30 km langen Zuges gleichartiger Erzvorkommen („Lagerstättentypus Schellgaden“), die sich vom oberen Murtal bis zum Radlgraben hinziehen (O. M. FRIEDRICH, 1935, 1953, 1968). Sie sind an den oberen Teil der penninischen, an Amphiboliten, Hornblendegneisen und Migmatiten reichen Mureckdecke gebunden (W. MEDWENITSCH, W. SCHLAGER & CH. EXNER, 1964). Alle diese metamorphen Erzvorkommen zeigen übereinstimmende Erscheinungsbilder. Die bis einige Meter mächtigen Erzkörper sind durch Schieferzwischenschaltungen in mehrere parallele Lager getrennt. Diese Lager werden von einer vielfachen Wechselfolge zuckerkörniger Quarzitlagen und mm-dicker, erzführender Bänder aufgebaut. An Erzmineraleien sind aus diesem Lagerstättentypus bekannt: Pyrit, Magnetkies, Kupferkies, Bleiglanz, Zinkblende, Scheelit, Wolframit (1 Korn), Stolzit, Molybdänit, ged. Au, ged. Ag, Altait, Tetradymit, Sylvanit, Arsenkies, Cubanit-lamellen im Kupferkies, Bornit, Fahlerz, Hämatit (O. M. FRIEDRICH, 1953, 1968; P. RAMDOHR, 1952; H. MEIXNER, 1953). Haupterzmineral ist stets der Pyrit. Im Lagerstättenbereich um Schellgaden, vor allem im „Schulterbau“, sind dünne Scheelitlinsen parallel zu den Sulfiderzbändern an wenigen Stellen feststellbar. Im „Stüblbau“ ist die Scheelitführung offenbar im Südtail des Erzvorkommens konzentriert, wo bis faustgroße Scheelitnester auftreten. Beim Bau des Autobahntunnels durch den Katschberg wurde erwartungsgemäß die Fortsetzung der Erzvorkommen von Schellgaden in der typischen Ausbildung mit einer geringen Scheelitmineralisation angefahren (A. STRASSER, 1973). Scheelit Spuren habe ich auch in den Stollen auf der Südseite des Liesertals SW Oberdorf gefunden. Dagegen ist im Stollen auf der Nordseite des Radlgrabens bei 1100 m SH kein Scheelit nachweisbar.

#### Scheelitvorkommen innerhalb von Zentralgneiskörpern:

Die geringe, nicht zusammenhängende Scheelitmineralisation innerhalb der Zentralgneiskörper tritt in feinen Imprägnationen, in schieferungsparallelen Linsen, auf Kluftbestegen, in erzführenden Karbonat-Quarz-Nestern und in diskordanten Quarzgängen auf.

Folgende Fundpunkte und Fundgebiete sind bekannt: Im noch begehbaren Teil des Imhof-Unterbau-Stollens zwischen dem Rauristal und dem Gasteinertal, insbesondere zwischen den Streckenmetern 3300 bis 3970 (Nr. 24), liegt eine Vielzahl dünner Quarzgänge und Kluftmineralisationen mit Scheelitführung in dem zum Hochalm-Ankogel-Zentralgneiskern gehörigen Siglitzlappen. Die Fortsetzung dieser Scheelitmineralisation dürfte von hier aus noch mindestens 5 km nach Norden reichen und mit dem stark von Schutt überdeckten, Scheelit-führenden Bereich im Tälchen von der Mitterasten Alm (Nr. 25) zusammenhängen. Im Raum zwischen dem Oberen Bockhart-See, Kleinem Silberpfennig, Schleierfallstollen und Schöneck Alm (Nr. 26) sind ebenfalls im Siglitzlappen und im Granosyenitgneis der Romatedecke des Hochalm-Ankogel-Massivs (CH. EXNER, 1956, 1962) mehrere Scheelitfundpunkte bekannt. Scheelit derberze enthielt ein Scheelit-Quarz-Gänge rund 100 m nördlich des Gipfels des Kleinen Silberpfennig (H. MEIXNER, 1966). In der nördlichen Fortsetzung dieses Gebiets liegt ein neuer (A. STRASSER, 1973), aufgrund der Prospektionsbefunde von mir schon länger vermuteter Scheelitfundpunkt in der auch Bi-führenden Eckelgrube. Gut zugänglich ist die nur schwache, vorwiegend schieferungsparallel eingeregelter Scheelitführung im Bereich des Steinbruchs Hirschau (Nr. 29), rund 1,5 km SSW Badgastein. Diese Scheelitmineralisation im Siglitzlappen ist noch mehrere hundert Meter nach Norden und Süden verfolgbar. Nordöstlich Badgastein finden sich gleichfalls schieferungsparallele Scheelitlinsen und unregelmäßige Scheelit-Quarz-Gänge im Hochalm-Ankogel-Massiv des Kötschtals, vor allem im Bereich des Döferlbachs zwischen 1100–1400 m SH sowie im südlich anschließenden Plattenbach-Graben (Nr. 30). Die geochemischen Überprüfungen ergaben, wenn auch geringe, so doch verbreitete Gehalte an Bi, As, Mo und Ag. Im Sonnblick-Zentralgneiskern findet sich eine spärliche Scheelitführung im Kraftwerksstollen zwischen Großem und Kleinem Oschenik-See (Nr. 33). Diese Scheelitführung liegt an einer viele Kilometer sich hinziehenden Störung (CH. EXNER, 1962), in die nordwestlich dieses Fundpunktes auch schmale, lange Amphibolitbänder des „autochthonen und parautochthonen Sedimentmantels“ einbezogen sind. Die Überprüfung des fast 8 km langen, ebenfalls im Sonnblick-Zentralgneiskern verlaufenden Kraftwerksstollens vom Wurttal zum Großen Zirknitztal erbrachte den Nachweis von Scheelit an mehreren, bis über 1000 m weit voneinander entfernten, in Tab. 1 unter Nr. 35 einzeln aufgeführten Scheelitfundpunkten. Dieser Stollen gewährt einen vorzüglichen Einblick in die räumliche Verbreitung und die Formen der Scheelitvererzung innerhalb der großen Zentralgneismassen. Auch hier sind die Scheelitmineralisationen mengenmäßig sehr gering. Spurenhafte Imprägnationen ebenso wie schieferungsparallele Erzansammlungen treten zusammen mit Scheelit-Quarz-Nestern und Scheelit-Quarz-Gängen sowie Scheelit-Kluftmineralisationen auf.

Für die komplexen Erscheinungsformen der Scheelit- und der begleitenden Erzmineralisationen im Penninikum der östlichen Hohen Tauern in verschiedenartigen geologischen Körpern mit unterschiedlicher tektonischer Position werden die folgenden genetischen Deutungen zur Diskussion gestellt:

Die Vorstellungen über die Entstehung des „Lagerstättentypus Schellgaden“ wurden bereits mitgeteilt (R. HÖLL, 1971, S. 279): Die Scheelit-Gold-Kies-Vererzungen in quarzitischen Lagen entsprechen genetisch dem Erztypus der „Sulfidmineralanreicherungen in quarzitischen Lagen“ innerhalb der Lagerstätte Felbertal. Sie werden auf erzführende, primär feinschichtige Kieselgelabscheidungen im Gefolge submariner hydrothermaler Stoffzufuhren bezogen. Begleitende Metabasite belegen einen etwa altersgleichen basischen Vulkanismus. Diese Konzeption steht im Widerspruch zu der früher allgemein vertretenen, zuletzt von W. E. PETRASCHECK (1966), O. M. FRIEDRICH (1968) und CH. EXNER (1971) geäußerten Ansicht über ein alpidisches Alter dieser Lagerstätten.

Die Formen der Scheelitführung und die geochemischen Befunde mit dem Nachweis von W, Mo, As, Sb, Bi, Au, Ag und Cu in den übrigen Fundpunkten innerhalb der Schieferhülle entsprechen weitgehend dem Typus der „verschiedenkörnigen Scheelitmineralisationen in nichtquarzitischen Trägergesteinen“ im Bereich der Lagerstätte Felbertal. Syn- bis posttektonische Stoffumlagerungen sind in höher metamorphen Gesteinsfolgen verbreitet. Für die Stoffzufuhren dieser Erzmineralisationen wird häufig ein Zusammenhang mit begleitenden Metabasiten erkennbar. Die Entstehung dieser Erzvorkommen ebenso wie des Lagerstättentypus Schellgaden ist zwanglos in die altpaläozoische Vererzungsphase der Sb-W-Hg-Formation im eurasiatisch-mediterranen Raum (A. MAUCHER, 1965; R. HÖLL, 1971) einzuordnen.

Die Zentralgneiskerne und ihre randlichen Lamellen werden gegenwärtig allgemein als variszisch intrudierte sowie alpidisch metamorphosierte und remobilisierte Körper aufgefaßt. Der hybride Charakter dieser Gesteine wurde besonders von CH. EXNER (1953, 1957, 1964) hervorgehoben. Genetisch verwertbare Erscheinungsbilder der Scheelitvererzung ergaben sich vor allem im Kraftwerksstollen vom Wurtental zum Großen Zirknitztal. Der Sonnblick-Zentralgneiskern enthält dort lokal fein verteilte Scheelitimprägnationen, die als primäre Bestandteile dieser ehemaligen Intrusivkörper angesprochen werden müssen. Die Scheelitführung in den Zentralgneiskernen wird als regenerierte Erzmineralisation aus älteren (altpaläozoischen) Gesteinsserien im Zusammenhang mit den variszischen, sialisch-palingenen Aufschmelzungsprozessen aufgefaßt. Die Formen der Scheelitführung dieser variszischen Intrusionen der östlichen Hohen Tauern dürften ursprünglich dem gegenwärtigen Erscheinungsbild der im Anhang behandelten Scheelitmineralisation des unmetamorphen Klemmbachgranits östlich Badenweiler/Schwarzwald entsprochen haben. Bei der alpidischen Orogenese unterlag diese Erzmineralführung zusammen mit ihren Trägergesteinen ebenso wie die Scheelitmineralisation der Schieferhülle den Wirkungen der Tauernkristallisation. Der Scheelit wurde teils ohne wesentliche Stoffverschiebungen in Form feiner Imprägnationen im Gneis übernommen, teils mobilisiert und zusammen mit Quarz schieferungsparallel eingeregelt oder in Nestern, auf Klüften und in Gängchen mit oder ohne Quarz und Karbonat abgeschieden.

Die gleiche genetische Deutung ist auch für die Ag-, Au-, As-, Sb-, Bi-, Mo- und Be-Führung innerhalb von Zentralgneiskörpern der östlichen Hohen Tauern naheliegend. Überschlagsberechnungen ergeben, daß bei einer weitgehenden Regeneration des Erzbestandes der Lagerstätte Felbertal durchaus auch Sulfid- und Edelmetallkonzentrationen wie im Gasteiner und Rauriser Raum möglich sein dürften.

Im Gegensatz zur verbreiteten, wenn auch durchwegs nur schwachen Scheelitmineralisation der Zentralgneiskörper der östlichen Hohen Tauern wurde eine Scheelitführung innerhalb der Zentralgneismassen des Granatspitzkernes weder an der Oberfläche noch im Pipeline-Tunnel angetroffen. Dagegen deuten sich in den Zentralgneismassen der westlichen Hohen Tauern, im schweizerischen Raum und im Schwarzwald Erscheinungen an, die jenen der östlichen Hohen Tauern entsprechen. In diesem Zusammenhang muß auch die den Scheelit begleitende Erzmineralisation, vor allem mit Au, Ag, Mo, Sb, As, Bi und Be gesehen werden (z. B. MoS<sub>2</sub>-Vorkommen bei der Alpeiner Scharte in den westlichen Hohen Tauern).

#### Anhang:

Bei der Überprüfung des Klemmbachgranits/Schwarzwald (R. H. SCHATZ, 1970) wurden folgende Vererzungsformen vorgefunden: Spurenhafte, wolkig-diffus verteilte, feinkörnige Scheelitimprägnationen, dünne Scheelit-Quarz-Gängchen und Klufttapeten mit Scheelit. Dieser Granitkörper samt seiner Mo-führenden Scheelitmineralisation ( $\ll 200$  ppm WO<sub>3</sub>) ist als sialisch-paligenes Aufschmelzungsprodukt anzusprechen. Die primären Vererzungen dieses Raumes stellen wahrscheinlich die im Süd- und Mittelschwarzwald verbreiteten Scheelitvorkommen in Gneisen und Migmatiten dar. In diesem Zusammenhang sei auf eigene Scheelitneufunde im Südschwarzwald, insbesondere entlang der Murg bei Säcking, hingewiesen. Im Untermünstertal wurden große Hornblendefelsblöcke mit Scheelit gefunden, die eine bemerkenswerte Ähnlichkeit mit jenen der Lagerstätte Felbertal aufweisen.

#### 4. ZUSAMMENFASSUNG UND DISKUSSION DER ERGEBNISSE

Basierend auf Erkenntnissen von A. MAUCHER (1965) und eigenen Befunden über die Sb-W-Hg-Formation wurden Scheelitprospektionen und lagerstättenkundliche Arbeiten in Österreich vorgenommen, die zur Entdeckung zahlreicher neuer Scheelitvorkommen führten.

Die Scheelitlagerstätte Felbertal liegt in der noch nicht fossilbelegten, allgemein als altpaläozoisch aufgefaßten Habachserie, einer Geosynklinalfüllung mit drei größeren Gesteinseinheiten: Basisschieferfolge, Eruptivgesteinsfolge und Habachphyllitentwicklung. Sie ist aus zwei Ablagerungsbereichen (Ostfeld- und Westfeldbecken) hervorgegangen. Die in beiden Feldern bis über 300 m mächtige „Scheelit-führende Serie“ im untersten Teil der mehr als 1500 m mächtigen, vorherrschend aus tholeiitbasaltischen Metavulkaniten aufgebauten Eruptivgesteinsfolge ist gekennzeichnet durch die intensivsten Wechsellagerungen und Verzahnungen im Gesamtprofil der Habachserie. Sie enthält ultramafische, basaltische, intermediäre und saure Metavulkanite, umgelagertes vulkanisches Material sowie Abscheidungen hydrothermalen und exhalativer Stoffzufuhren. Charakteristische, in zwei Gesteinspaketen konzentrierte, dunkelchromoxidgrüne Hornblendite und Grobkornamphibolite ermöglichen folgende Gliederung: Liegendenschiefer, unterer Hornblendefelszyklus, Zwischenschiefer, oberer Hornblendefelszyklus, Hangendschiefer. Die syn- bis posttektonische Regionalmetamorphose bei der alpidischen Orogenese erfolgte im engeren geologischen Rahmen der gesamten Lagerstätte unter den Bedingungen des low-stage of metamorphism, isograd „An (17–20) + hornblende“ im Sinne von H. G. F. WINKLER (1970).

Die mit Hilfe der Mineralbestände und Gefüge gegeneinander abgrenzbaren Erztypen der Scheelit- und der begleitenden Sulfidmineralführung sind mitunter in beträchtlicher Mächtigkeit entwickelt, bilden jedoch auch engständige Wechselfolgen und fließende Übergänge. Eine mindestens extensive Scheelitmineralisation kann in allen Gesteinsarten der Scheelit-führenden Serie der Lagerstätte Felbertal auftreten. Die „Erzkörper“ sind großenteils nur Varietäten des sie umgebenden Nebengesteins mit erhöhter Scheelitführung ( $\geq 0,3\%$  WO<sub>3</sub>).

Der Erzmineralbestand der Lagerstätte Felbertal umfaßt: Scheelit, Powellit, Wolframit, Tungstenit-Molybdänit-Mischphasen, Molybdänit, Kupferkies, Magnetkies, Markasit und „Zwischenprodukt“, Pyrit, Pentlandit, Zinkblende, Bleiglanz, Fahlerz, Bornit, Enargit(?), Glanzkobalt, Arsenkies, ged. Au, ged. Ag, ged. Bi, Wismutglanz, Galenobismutit-Cosalit, „Rezbanyit“, Emplektit, Antimonit, Beryll, Zinnstein, Columbit, Ilmenit, Hämatit, Magnetit, Chromit, Flußspat, Baryt. Die drei Scheelit-Generationen repräsentieren einen syngenetisch-diagenetischen Altbestand, ferner Porphyroblasten, bedingt durch die Sammelkristallisation während der alpidischen Regionalmetamorphose, sowie Kluftvererzungen, die der alpidischen Kluftmineralisation am Ende der Tauernkristallisation zuzuordnen sind. Folgende paragenetisch interessanten Elemente sind wenigstens in einzelnen Gesteinslagen wesentlich angereichert: W, Mo, Cu, Bi, As, Sb, Ag, Au, Be, Sn, Ta, Nb, Se, Te, Li, Cs, Ni, Co, Pb, Zn, Cd, Hg.

Die Scheelitlagerstätte Felbertal gehört zu einem schicht- und zeitgebundenen Wolfram-Lagerstättentypus, der bis in die jüngste Zeit im Schrifttum unbekannt war und erstmals von A. MAUCHER (1965) behandelt wurde. Der Begriff „schicht- und zeitgebunden“ beinhaltet, daß die Erzzufuhr, der Erzabsatz und die diagenetische Erzumbildung gleichzeitig und gleichartig mit der Entstehung der Träger- und Nebengesteine abgelaufen sind.



Für die Entstehung der Gesteine und der Vererzung der Lagerstätte Felbertal wird folgende Deutung zur Diskussion gestellt: „Basische Silikate“ des Mantels mit Voranreicherungen an Wolfram unterlagen einer Aktivierung an einer Benioffzone. Bei wahrscheinlich unter Anwesenheit von Alkalien ( $\text{Na}_2\text{O}$ ,  $\text{K}_2\text{O}$ ) abgelaufenen und durch  $\text{H}_2\text{O}$ - und  $\text{CO}_2$ -reiche Phasen gesteuerten Entmischungs- und Differentiationsvorgängen erfolgten sekundäre Anreicherungen des Erzmetallinhalts in bestimmten Teilmagmen. Dabei fungierten die ultramafischen Anteile als die „Haupterzsammler“ sowohl des Wolframs als auch der sonstigen Erzmetalle, möglicherweise bedingt durch die Fähigkeit, gasreiche Phasen zu binden. Die Entwicklung der zwei Hornblendefelszyklen wird auf eine zweimalige kritische Druckentlastung bezogen, die jeweils zum raschen bis explosionsartigen Aufsteigen einer Folge ultramafischer Schübe führte. Die Hornblendefels- und Grobkornamphibolitlagen werden vorherrschend auf untermeerisch ergossene Laven, die Hornblendeschiefer überwiegend auf Tuffe bezogen. Diese Förderung war von Ausbrüchen andersartiger Vulkanite überlagert und von den intensivsten hydrothermalen und exhalativen Stoffzufuhren innerhalb der gesamten Scheelit-führenden Serie begleitet. Es bestehen engste räumliche, zeitliche und genetische Beziehungen zwischen der Bildung der beiden Hornblendefelszyklen, den Erzzufuhren und den wichtigsten Vererzungsphasen.

Alle quarzitischen Erze werden von chemischen Sedimenten (erzführenden Kieselgelen) abgeleitet. Die Erzbildungsprozesse sind auf komplexe Wechselwirkungen zwischen den hydrothermalen und exhalativen Stoffzufuhren sowie den Fällungs- und Sedimentationsvorgängen zu beziehen. Die quarzitischen Erztypen zeigen hinsichtlich ihrer Erzmineralführung und ihrer Gefüge zwei fazielle Entwicklungen, bedingt durch Unterschiede in der primären Beschaffenheit der Kieselgele und der begleitenden Vererzung sowie in den diagenetischen und metamorphen Vorgängen. Die Erzmineralisation in nichtquarzitischen Trägergesteinen repräsentiert am freien Meeresboden alternierend mit tuffogenem und umgelagertem vulkanogenem Substrat abgelagerte Erzsedimente sowie primäre, akzesorische Bestandteile besonders innerhalb von Lavalagen.

Die Wolframzufuhren erfolgten offenbar verbreitet in Form von Si-W-Heteropolysäuren. Eine Beteiligung von  $\text{Na}_2\text{WO}_4$ -Lösung sowie die Mitwirkung von W-Halogeniden scheint möglich.

Die auffallende Mächtigkeit der Basisschieferfolge mit der überraschend hohen Beteiligung an vulkanischen Vorläuferphasen deutet auf eine frühe Sonderentwicklung des geologischen Rahmens der Lagerstätte hin. Zwei benachbarte Spezialbecken, wahrscheinlich entlang einer übergeordneten vulkanischen Richtung, sind die Ausgangsbasis für die beiden Felder dieser Lagerstätte. Eine von der Basisschieferfolge bis zum oberen Hornblendefelszyklus wirksame, paläogeographische Schwelle bildet den Grenzbereich zwischen den beiden Becken. Sie ist als Ursache für die weitgehende Eigenständigkeit und unterschiedliche Erzführung dieser Becken aufzufassen, wenngleich übergeordnete Ereignisse, wie die Bildung der zwei Hornblendefelszyklen, beiden Feldern gemeinsam ist. Während die Liegendschieferfolge und der untere Hornblendefelszyklus vor allem im Ostfeld entwickelt sind, verlagert sich der Schwerpunkt der Magmenförderung und der dazu gehörigen Erzbildung in der Zwischenschieferfolge, im oberen Hornblendefelszyklus und in der Hangendschieferfolge entschieden zum Westfeld. In beiden Feldern fehlen Anhaltspunkte für die Existenz sich kreuzender Systeme von Zufuhrspalten mit besonderen Vererzungsmustern.

Im schmalen Ostfeldbecken erweist die fazielle Ausbildung und die Mächtigkeitsentwicklung des gesamten unteren Hornblendefelszyklus wie auch einzelner Teilfolgen einen Verlauf parallel zu den stofflichen Achsen der drei übereinanderliegenden, langgestreckten Erzkörper. Die hydrothermale und exhalative Aktivität war auf die zentralen Beckenbe-

reiche konzentriert, während die vorgelagerten Schwellenbereiche bevorzugte Zentren basaltischer und ultramafischer Vulkanite darstellen. Die an den unteren, mittleren und oberen Abschnitt des unteren Hornblendefelszyklus gebundenen Erzkörper sind das Abbild einer einzigen, am Meeresboden mündenden Thermenspalte. Der untere und mittlere Erzkörper aus perlschnurartig angeordneten Teilkörpern sind auf punktuelle Stoffzufuhren entlang dieser Thermenspalte und Stoffablagerungen in der unmittelbaren Umgebung zu beziehen. Der bis 25 m mächtige Haupterzkörper ist auf örtlich und zeitlich unterschiedlich intensive, jedoch wahrscheinlich im Gesamtverlauf des Ostfeldbeckens zusammenhängende Stoffablagerungen zurückzuführen.

Dagegen dürfte eine Vielzahl kurzzeitig aktiver Thermenaustrittspunkte entlang einer breit auffächernden Spaltenzone den Boden des wesentlich breiteren Westfeldbeckens während der Bildung des oberen Hornblendefelszyklus siebartig durchsetzt haben. Die bis 140 m mächtige Gesteinsfolge dieses oberen Hornblendefelszyklus des Westfeldes wurde bei der alpidischen Orogenese tektonisch zerlegt. Innerhalb dieses Zyklus wurden in den beiden erzführenden Schuppen zwei „Erzkörper“ ausgeschieden, der „Erzkörper der unteren Schuppe“ und der „untere Erzkörper der oberen Schuppe“. Diese Erzkörper umfassen jedoch keine im Profil durchgehenden Scheelitanreicherungen, sondern einzelne Lagen und Gesteinspakete mit erhöhter Scheelitführung zwischen erzarmen Gesteinsfolgen.

Im mittleren Abschnitt der Hangendschieferfolge der oberen Schuppe des Westfeldes liegt der bis 10 m mächtige „obere Erzkörper der oberen Schuppe“ mit charakteristischen Biotitprasiniten und erzarmen Quarzitlinsen.

Alle nachgewiesenen Erzkörper des Ost- und Westfeldes sind nur partiell erbohrt. Weitere Erzkörper sind im höheren Teil der Zwischenschieferfolge und innerhalb der Hangendschieferfolge der zentralen Bereiche des Westfeldbeckens zu postulieren. Außerdem ist die Existenz von Scheelitanreicherungen im unteren Hornblendefelszyklus des Westfeldes nicht auszuschließen. Im Westfeld werden „große“ bis „sehr große“ Vorräte an niedrighaltigen Erzen vermutet.

Die Scheelitlagerstätte Felbertal gehört aufgrund der Erzreserven und des Erzpentials zu den großen Wolframlagerstätten dieser Erde.

Der Vergleich mit den übrigen Scheelitvorkommen der Ostalpen und mit anderen Scheelitlagerstätten der Erde zeigt folgende Gemeinsamkeiten und Unterschiede:

Die bekannten Scheelitvorkommen in den Ostalpen sind zwei Typen von Wolframvererzungen zuzuordnen: Die meisten Vorkommen gehören zum Typus der schicht- und zeitgebundenen Vererzungen mit unterschiedlich intensiven Erscheinungen metamorpher Stoffumlagerungen. Eindrucksvolle syngenetisch-diagenetische Gefügemerkmale der Erzführung finden sich in den Scheelitvorkommen Felbertal, Kleinarltal, Tux, in einigen Scheelit-Antimonit-Vorkommen der Kreuzeckgruppe und in Erzvorkommen bei Schellgaden. Die Scheelitführung in den Zentralgneiskernen wird als regenerierte Erzmineralisation aus altpaläozoischen Gesteinsserien im Zusammenhang mit den variszischen, sialisch-palingenen Aufschmelzungsprozessen gedeutet. Die derzeitigen Vererzungsformen sind weitgehend durch Stoffumlagerungen bei der alpidischen Regionalmetamorphose bedingt. Pegmatitisch-pneumatolytische, kontaktpneumatolytische und subvulkanische Wolframvorkommen sind in den Ostalpen noch unbekannt. Dieser Befund beinhaltet jedoch nicht die Negation der prinzipiellen Möglichkeit für die Bildung derartiger Erzvorkommen im Ostalpenraum, vor allem im Zusammenhang mit den variszischen Intrusionen sialisch-palingener Magmen.

Bezüglich des Alters der schichtgebundenen Scheelitvererzungen im Ostalpenraum ergaben sich folgende Befunde: Conodonten aus dem Dolomit-Magnesit-Lager unmittelbar

über dem Schwarzschiefer-Scheelit-Horizont der Lagerstätte Tux belegen höheres Mittel- und Silur, schließen Unterdevon jedoch nicht aus. Die übrigen Erzvorkommen wurden ebenfalls nur in prämesozoischen Serien festgestellt. Ein altpaläozoisches Alter wird aufgrund von Vergleichen mit biostratigraphisch datierten Serien der Ostalpen auch für die Habachserie, die erzführenden Anteile der Schieferhülle der östlichen Hohen Tauern, die Rabantserie innerhalb der Kreuzeckgruppe und die Thurntaler Quarzphyllitserie postuliert. Die Entstehung der schichtgebundenen Scheelitvererzungen im genetischen Zusammenhang mit basischen und ultramafischen Vulkaniten ist einem großräumigen Geschehen zuzuordnen; dies schließt jedoch derzeit nicht erfaßbare Altersunterschiede in der Erzzufuhr möglicherweise vom oberen Ordovizium bis in das Devon nicht aus.

Großtektonische Grenzen bilden in den Ostalpen teilweise scharfe Trennlinien hinsichtlich der Verbreitung der verschiedenartigen, schichtgebundenen, altpaläozoischen Vorkommen der Sb-W-Hg-Formation. Dies betrifft insbesondere auch die unterschiedlichen Scheelit-führenden Paragenesen, die faziellen Entwicklungen und die Mächtigkeiten der Scheelit-führenden Trägergesteine. Die bekannten Scheelitvorkommen der Ostalpen finden sich im Penninikum, Unterostalpin und Mittelostalpin im Sinne von A. TOLLMANN (1963). Die intensivste Verbreitung liegt im Penninikum. Im Unter- und Mittelostalpin ist die Scheelitmineralisation auf wenige Gebiete beschränkt. Die oberostalpine Grauwackenzone und das Altpaläozoikum der Karnischen Alpen und Karawanken enthalten mehrere Quecksilbervorkommen, lieferten jedoch keine Hinweise für eine Scheelitmineralisation. Diese räumliche Verbreitung der unterschiedlichen Vorkommen der Sb-W-Hg-Formation in den Ostalpen ist abhängig von der ehemaligen paläogeographischen Verteilung ihrer altpaläozoischen Zufuhr- und Ablagerungsbereiche sowie vom gesamten späteren tektonischen Geschehen, insbesondere vom alpinen Deckenbau. Die altpaläozoischen Gesteinsserien in den großtektonischen Einheiten der Ostalpen repräsentieren Sedimentfolgen, denen ein weit verbreiteter, submariner Vulkanismus gemeinsam ist. Dieser Vulkanismus weist in der faziellen Entwicklung, Mächtigkeit, Erzmineralführung und möglicherweise auch in der Altersstellung in den verschiedenen, wahrscheinlich langgezogenen Sedimentationsräumen spezielle Charakterzüge auf. Es wird vermutet, daß die Vererzungen innerhalb eines Sedimentationsraumes zeitlich einander nahestehen, gegenüber den Vererzungsphasen in anderen Sedimentationsräumen jedoch größere Zeitdifferenzen existieren können. Im Querprofil zu den alten Ablagerungsbereichen ergibt sich eine „gerichtete Entwicklung“ der unterschiedlichen Paragenesen der Sb-W-Hg-Formation. Den Zinnobervorkommen im Süden folgen (Scheelit-)Antimonit- bzw. Scheelit-Arsenkies-Vorkommen und „reine“ Scheelitvorkommen, schließlich Mo-führende Scheelitvorkommen im Norden. Zu den Zinnobervererzungen im Zusammenhang mit dem altpaläozoischen Vulkanismus zählen die Vorkommen Hohes Kohr und Rottrasten (Turracher Höhe), Stockenboi (Goldeckgruppe), Glatschach bei Dellach (Kreuzeckgruppe) und ein Fundpunkt bei Eisenkappel. Die Zinnoberlagerstätte Glatschach mit geochemischen Konzentrationen an Sb und W leitet über zu den benachbarten, ebenfalls an die Metabasitfolge der Rabantserie gebundenen (Scheelit-)Antimonit-Vorkommen der südlichen Kreuzeckgruppe (Rabant-Revier und Lessnig-Radlberg-Revier). Diese Erzvorkommen mit dominierender Antimonit- und sporadischer Scheelitführung bilden das charakteristische Verbindungsglied zwischen den Zinnober-führenden und den Scheelit-führenden Gebieten, eine Erscheinung, die offenbar auch in anderen Arealen der Erde vorliegt. In diesen Übergangsbereich werden auch das Antimonitvorkommen bei Obertilliach und die durch ihre Arsenkiesmineralisation ungewöhnlichen Scheelitvererzungen der Thurntaler Quarzphyllitserie eingeordnet. Aus einem

weiteren Sedimentationsraum stammen die „reinen“ (oder höchstens spurenhaf Mo-führenden) Scheelitmineralisationen der unterostalpinen Quarzphyllitserien bei Tux und im Kleinarltal. Diese Erzvorkommen in Begleitung von Schwarzschiefern und Karbonatgesteinen (Eisendolomit, Dolomit-Magnesit) werden nur lokal von geringmächtigen Metabasitkörpern unterlagert. In noch nördlicheren Sedimentationsgebieten mit außerordentlich mächtiger vulkanischer Entwicklung bildeten sich die flächenhaft verbreiteten erzführenden Ablagerungen der älteren Schieferhüllserien des Penninikum. Die Scheelitmineralisation, durchwegs mit Mo-Gehalten und einer vor allem in der Lagerstätte Felbertal typisch entwickelten sonstigen Elementassoziation liegt hier in einem bis mehrere hundert Meter mächtigen Gesteinspaket im unteren Teil der Eruptivgesteinsfolge.

Diese Verteilung der unterschiedlichen Paragenesen der Sb-W-Hg-Formation spiegelt die Erzzufuhr und Erzablagerung in den verschiedenen Sedimentationströgen in Abhängigkeit vom Abtauchwinkel und der Tiefenlage einer nach Norden abtauchenden Benioffzone wider.

Vorliegende lagerstättenkundliche Konzeption ist weder mit den früheren unitaristischen Vorstellungen noch mit den in jüngerer Zeit (W. E. PETRASCHECK, 1966; O. M. FRIEDRICH, 1968) in verschiedenen Varianten vorgebrachten Theorien zur alpinen Metallogenese vereinbar. Sie steht jedoch nicht im Widerspruch zum wahrscheinlich kretazischen Alter der Antimonitlagerstätte Schlaining im Burgenland (H. P. SCHÖNLAUB, 1973) und zum triassischen Alter der Zinnobervorkommen Idria und Vellacher Kotschna.

Die Feststellungen über die Verbreitung schichtgebundener Vorkommen der Sb-W-Hg-Formation im Altpaläozoikum und über die Verwertbarkeit schichtgebundener Paragenesen mit Scheelit als „geochemisch-stratigraphische Leitparagenesen“ (A. MAUCHER & R. HÖLL, 1968) im alpinen, südeuropäischen und anatolischen Raum beinhalten nicht die Behauptung, derartige Scheelitvorkommen seien weltweit ausschließlich altpaläozoisch. Großräumige, juvenil-simische Stoffzufuhren mit Wolframanreicherungen erfolgten in mehreren Zeitabschnitten der Erdgeschichte. So treten in Rhodesien schichtgebundene Wolframvorkommen zusammen mit submarinen basischen Metavulkaniten in zwei Zeitabschnitten des älteren Präkambrium auf. Die Vererzung im unteren Teil des greenstone-belt der Bulawayan Formation (etwa 2900 Millionen Jahre) führt W (Scheelit), Au, Sb, As und „banded ironstones“. In der Piriwiri Formation (rund 1950 Millionen Jahre) innerhalb des oberen Teils des Lomagundi Systems enthält ein Wolframhorizont sowohl Scheelit als auch Wolframit (W. B. CUNNINGHAM, R. HÖLL & K. C. TAUPITZ, 1973). Auch die großen, schichtgebundenen Antimonitvorkommen der Murchison Range in Südafrika führen lokal eine geringe Zinner- und Scheelitmineralisation. Im nordeuropäischen Raum sind schichtgebundene Wolfram-Molybdän-Vererzungen in Südnorwegen nachgewiesen (H. URBAN, 1971). Radiometrische Datierungen aus dem umgebenden Raum ergaben ein Alter von  $1478 \pm 78$  Millionen Jahren. Die systematische Überprüfung der durchwegs Au-führenden greenstone-belts dieser Erde auf schichtgebundene Wolframvorkommen erscheint notwendig. Im süddeutschen Raum ergaben sich Hinweise für eine verbreitete Scheelitführung im Schwarzwald und eine sporadische Scheelitmineralisation im ostbayerischen Grenzgebirge östlich bis nördlich von Passau. Bei Goldkronach wurde erstmals Scheelit in den altbekannten Gold-Antimonit-Vorkommen nachgewiesen. Eine stärkere Konzentration von Antimonit- und Scheelitvorkommen zeichnet sich im thüringisch-westerzgebirgischen Raume ab.

Die juvenil-simischen Stoffzufuhren mit Wolframanreicherungen bilden eine wesentliche Quelle für den Stoffbestand regenerierter Wolframlagerstätten im Gefolge sialisch-palinger Magmen. Eine Möglichkeit für die Entstehung von Wolframkonzentrationen

wird aber auch in sedimentären Anreicherungsprozessen erblickt, die jenen der rezenten Wolframführung im Searles Lake entsprechen (L. C. CARPENTER & D. E. GARRET, 1959). Der Searles Lake in einem vulkanischen Gebiet der Mojave-Wüste in Kalifornien/USA enthält in seinen Wässern einen Inhalt von rund 76000 t  $\text{WO}_3$ . Der Stoffbestand dieser langzeitigen Wolframanreicherung wird aus einer Vielzahl benachbarter, kleiner Wolframerzvorkommen abgeleitet.

Die Wolfram-betonten Endglieder der Sb-W-Hg-Formation umfassen zwei weltweit verbreitete Scheelit-Lagerstättentypen (Tab. 10). Der „reine“, Mo-freie oder höchstens Mo-arme Lagerstättentypus (Typus Kleinarltal und Tux) führt mit Ausnahme erhöhter Gehalte an Pyrit und/oder Magnetkies durchwegs nur eine spärliche Begleitung sonstiger Erzminerale mit genetischen Beziehungen zu Antimonitvererzungen. Er ist häufig an Schwarzschieferhorizonte und karbonatische Trägergesteine gebunden. Zum Mo-führenden Lagerstättentypus (Typus Felbertal) gehören wahrscheinlich fast alle großen, schichtgebundenen Scheelitlagerstätten dieser Erde. Die Scheelit-führenden Serien mit vulkanogenen Abfolgen (Felbertal) oder Wechsellagerungen vulkanogener und sedimentogener Gesteine (z. B. Sangdong/Korea und King Island/Australien) sind meist ungewöhnlich mächtig (bis mehrere hundert Meter). Die verschiedenen Gesteinsfolgen und Erzhorizonte enthalten teilweise recht unterschiedliche Erzmineralparagenesen, belegen aber dennoch gemeinsame geochemische Charakterzüge. Für die altpaläozoische Scheelitlagerstätte Sangdong kann nach den Untersuchungen von Chil-Sup SO (1968) folgende Elementparagenese als typisch gelten: W – Mo – Bi – Au – Cu – P – F – (Zn) – (Te) – (As). Sb, Hg und Be fehlen. In der Scheelitlagerstätte King Island ist nach U. BURCHARD (1972) eine Elementvergesellschaftung mit W – Mo – Bi – Sb – Au – Cu – (Te) – (Se) vertreten. Insgesamt betrachtet, kann für den Typus der schichtgebundenen, Mo-führenden Scheelitlagerstätten die Elementkombination W – Mo – Bi – Au – Cu als charakteristisch angesehen werden. Erhöhte Gehalte folgender Elemente können hinzutreten: Sb, As, Ag, Be, Sn, Ta, Nb, Se, Te, Li, Cs, F, P, Ni, Co, Zn, Pb und Hg.



## LITERATURVERZEICHNIS

- AHLFELD, F.: Über die Verteilung des Wolframs in der bolivianischen Metallprovinz. – Chem. d. Erde 7, 121–129, 1932.
- ALIAN, A., BORN, H.-J. & STÄRK, H.: Determination of Molybdenum in Standard Rocks and in Scheelite Ores. – Radiochimica Acta 18, 50–57, 1972.
- ANGEL, F. & KRAJICEK, E.: Gesteine und Bau der Goldeckgruppe. – Carinthia II, 49, 26–57, 1939.
- ANGENHEISTER, G. & BERKTOLD, A.: Bericht über Messungen des scheinbaren spezifischen elektrischen Widerstandes im Felbertal bei Mittersill. – Unveröff. Gutachten, 13 S., München 1970.
- ANGENHEISTER, G., BÖGEL, H., GEBRANDE, H., GIESE, P., SCHMIDT-THOMÉ, P. & ZEIL, W.: Recent investigations of surficial and deeper crustal structures of the Eastern and Southern Alps. – Geol. Rdsch. 61, 349–395, 1972.
- ANGERMEIER, H.-O.: Die Antimonit-Scheelit-Lagerstätten des Gerrei (Südostsardinien, Italien) und ihr geologischer Rahmen. – Inaug.-Diss., 62 S., Univ. München 1964.
- BAUMGARTNER, A. & ETTINGSHAUSEN, A. v.: Mitteilungen zusammen mit Berichten von W. HAIDINGER, J. LHOTSKY, J. RUSSEGGER, A. SCHRÖTTER und A. WEHRLE. – Zsch. f. Physik u. Mathematik 1, Wien 1826.
- BESANG, C., HARRE, W., KARL, F., KREUZER, H., LENZ, H., MÜLLER, P. & WENDT, I.: Radiometrische Altersbestimmungen (Rb/Sr und K/Ar) an Gesteinen des Venediger-Gebietes (Hohe Tauern, Österreich). – Geol. Jb. 86, 835–844, 1968.
- BORCHERT, H.: Zusammenhänge zwischen Lagerstättenbildung, Magmatismus und Geotektonik. – Geol. Rdsch. 50, 131–165, 1961.
- BORN, H.-J., HÖLL, R., MAUCHER, A. & STÄRK, H.: Neutronenaktivierungsanalytische Bestimmungen von Gold, Silber, Wolfram und Antimon in der Scheelitlagerstätte Felbertal (Österreich) und die geologisch-lagerstättenkundliche Interpretation (in Vorbereitung), 1975.
- BRYZGALIN, O. V.: The origin of scheelite in skarn ore deposits. – Geochemistry 1958, 297–304, 1958.
- BURCHARD, U.: Geologische Untersuchungen zur Genese der Scheelitlagerstätte King Island/Tasmanien. – Inaug.-Diss., 88 S., Univ. München 1972.
- BUSCHENDORF, L.: Petrographische Untersuchungen an metamorphen Gesteinen des westlichen Großvenedigerbereiches (Ostalpen). – Verh. Geol. B.-A. Wien 1965, 168–187, 1965.
- CARDOSO, J.: Zeit- und Schichtgebundenheit des Berylliums im Paläozoikum der Ostalpen und dessen Beziehungen zu Wolfram (Scheelit). – Inaug.-Diss., 45 S., Univ. München 1973.
- CARPENTER, L. C. & GARRET, D. E.: Tungsten in Searles Lake. – Mining Engineering 11, 301–303, 1959.
- CLIFF, R. A., MORRIS, R. J., OXBURGH, E. R. & WRIGHT, R. C.: Structural, Metamorphic and Geochronological Studies in the Reisseck and Southern Ankogel Groups, the Eastern Alps. – Jb. Geol. B.-A. Wien 114, 121–272, 1971.
- CORNELIUS, H. P. & CLAR, E.: Geologische Karte des Großglocknergebietes; Maßstab 1:25 000. Geologische Bundesanstalt Wien 1935.
- CORNELIUS, H. P. & CLAR, E.: Geologie des Großglocknergebietes, Teil I. – Abh. Reichsst. Bodenforsch., Zweigst. Wien, 25, 1–305, 1939.
- CORNELIUS, H. P.: Zur Geologie des oberen Felber- und Matreier Tauerntals und zur Altersfrage der Tauern-zentralgneise. – Ber. R.-A. Bodenforsch., Zweigst. Wien, 1941, 14–20, 1941.
- CUNNINGHAM, W. B., HÖLL, R. & TAUPITZ, K. C.: Two New Tungsten Bearing Horizons in the Older Precambrium of Rhodesia. – Mineral. Deposita 8, 200–203, 1973.
- CZERNY, G.: Osttirol: Aufregung wegen Sphen und Scheelit. – Der AUFSCHLUSS 20, 82–83, 1969.
- DEGENS, E. T. & ROSS, D. A.: Hot Brines and Recent Heavy Metal Deposits in the Red Sea, 600 p., Springer-Verlag, Berlin-Heidelberg-New York 1969.
- DEER, W. A., HOWIE, R. A. & ZUSSMAN, J.: Rock-forming Minerals. – Vol. 2., 5th Impr., 379 p., Longmans London 1967.
- ERNST, TH.: Basalte des Vogelberges. – Das Unternehmen Erdmantel. DFG-Forschungsbericht, 251–253, Steiner-Verlag, Wiesbaden 1972.

- ERNST, TH.: CO<sub>2</sub> im Erdmantel? Die Natur des Kimberlits. – Geowissenschaftl. Tagung Dtsch. Miner. Ges. Frankfurt/Main, 13.–14. Okt. 1973.
- EUGSTER, H. P. & JONES, B. F.: Gels composed of sodium-aluminium silicate, Lake Magadi, Kenya. – Science 161, p. 160, 1968.
- EXNER, CH.: Tektonik, Feldspatausbildung und deren gegenseitige Beziehungen in den östlichen Hohen Tauern. – Tscherma's Miner. Petr. Mitt. 3. F., 1, 197–284, 1950.
- EXNER, CH.: Zum Zentralgneis-Problem der östlichen Hohen Tauern. – Radex-Rdsch. 1953, 417–433, 1953.
- EXNER, CH.: Geologische Karte der Umgebung von Gastein; Maßstab 1:50000, Wien 1956.
- EXNER, CH.: Erläuterungen zur Geologischen Karte der Umgebung von Gastein; Maßstab 1:50000. 168 S., Wien 1957.
- EXNER, CH.: Geologische Karte der Sonnblickgruppe; Maßstab 1:50000, Wien 1962.
- EXNER, CH.: Erläuterungen zur Geologischen Karte der Sonnblickgruppe; Maßstab 1:50000. 170 S., Wien 1964.
- EXNER, CH.: Tauern-Westalpen. Ein Vergleich. – Mitt. Geol. Ges. Wien 58, 1–21, 1966.
- EXNER, CH.: Geologie der peripheren Hafnergruppe (Hohe Tauern). – Jb. Geol. B.-A. Wien 114, 1–119, 1971.
- FAURE, G. & JONES, L. M.: Anomalous Strontium in the Red Sea Brines, in: DEGENS, E. T. & ROSS, D. A.: Hot Brines and Recent Heavy Metal Deposits in the Red Sea, pp. 243–250, Springer-Verlag, Berlin-Heidelberg-New York 1969.
- FRANK, W.: Zur Geologie des Guggernbachtals (= Lützelstubbachtal, mittlere Hohe Tauern). – Unveröff. Diss., 180 S., Wien 1965.
- FRANK, W.: Geologie der Glocknergruppe. – Wiss. Alpenvereinshefte 21, 95–111, 1969.
- FRASL, G.: Die beiden Sulzbachungen. – Jb. Geol. B.-A. Wien 94, 143–192, 1953.
- FRASL, G.: Zur Seriengliederung der Schieferhülle in den mittleren Hohen Tauern. – Jb. Geol. B.-A. Wien 101, 323–472, 1958.
- FRASL, G. & FRANK, W.: Exkursion I/2: Mittlere Hohe Tauern. – Mitt. Geol. Ges. Wien 57/1, 17–31, 1964.
- FRASL, G. & FRANK, W.: Einführung in die Geologie und Petrographie des Penninikums im Tauernfenster. – Der AUFSCHLUSS, Sonderheft 15, 30–58, 1966.
- FRIEDRICH, O. M.: Zur Geologie der Goldlagerstättengruppe Schellgaden. – Berg- u. Hüttenm. Mh. 83, 34–39 sowie 46–60, 1935.
- FRIEDRICH, O. M.: Zur Erzlagerstättenkarte der Ostalpen. Eine Einführung zur Karte 1:500000 der Erz- und einiger Mineralagerstätten. – Radex-Rundschau 1953, 371–407, 1953.
- FRIEDRICH, O. M.: Die Lagerstätten der Kreuzekgruppe. Monographien Kärntner Lagerstätten. – 3. Teil, 2. Antimonlagerstätten. – Archiv Lagerstättenforsch. Ostalpen 1, 156–191, 1963.
- FRIEDRICH, O. M.: Monographien Kärntner Lagerstätten. II. Die Quecksilberlagerstätten Kärntens. 3. Teilbericht und Schluß. – Archiv Lagerstättenforsch. Ostalpen 3, 71–124, 1965.
- FRIEDRICH, O. M.: Die Vererzung der Ostalpen, gesehen als Glied des Gebirgsbaues. – Archiv Lagerstättenforsch. Ostalpen 8, 136 S., 1968.
- FUCHS, G.: Beitrag zur Kenntnis der Geologie des Gebietes Granatspitze – Großvenediger (Hohe Tauern). – Jb. Geol. B.-A. Wien 101, 201–248, 1958.
- FUCHS, G.: Über ein pyroklastisches Gestein aus der Granatspitzhülle (Hohe Tauern). – Verh. Geol. B.-A. Wien 1959, 145–147, 1959.
- GANEV, I. G., PACHADZHANOV, D. N. & BORISENOK, L. A.: Geochemistry of Gallium, Tin and some other elements in the process of greisenization. – Geochemistry 61/9, 830–839, 1961.
- GEHLEN, K. v.: U- und W-haltiger Hollandit und Kryptomelan von Eisenbach (südöstl. Schwarzwald). – N. Jb. Miner. Mh. 1968, 73–84, 1968.
- GEIS, H.-P.: Frühorogene Sulfidlagerstätten. – Geol. Rdsch. 50, 46–52, 1960.
- GUNDLACH, H. & THORMANN, W.: Versuch einer Deutung der Entstehung von Wolfram- und Zinnlagerstätten. – Zsch. Dtsch. Geol. Ges. 112/1, 1–35, 1960.
- HARRE, W., KREUZER, H., LENZ, H., MÜLLER, P., WENDT, I. & SCHMIDT, K.: Rb/Sr- und K/Ar-Altersbestimmungen an Gesteinen des Ötztalkristallins (Ostalpen). – Geol. Jb. 86, 797–826, 1968.
- HAYDN, R.: Tektonisch-geochemische Untersuchungen in der Greiner Schieferhülle (Oberer Zemmgrund, Zillertal/Tirol). – Unveröff. Diplomarbeit, 97 S., München 1971.

- HEWETT, D. F. & FLEISCHER, M.: Deposits of the manganese oxides. – *Econ. Geol.* 55, 1–55, 1960.
- HIESSLEITNER, G.: Die geologischen Grundlagen des Antimonbergbaues in Österreich. – *Jb. Geol. B.-A. Wien* 92, 1–92, 1947.
- HÖLL, R.: Genese und Altersstellung von Vorkommen der Sb-W-Hg-Formation in der Türkei und auf Chios/Griechenland. – *Bayer. Akad. Wiss., Math.-Naturw. Kl., Abh.*, N. F. 127, 118 S., München 1966.
- HÖLL, R.: Scheelitprospektion und Scheelitvorkommen im Bundesland Salzburg/Österreich. – *Chem. d. Erde* 28, 185–203, 1970 (1970a).
- HÖLL, R.: Die Zinnober-Vorkommen im Gebiet der Turracher Höhe (Nock-Gebiet/Österreich) und das Alter der Eisenhut-Schieferserie. – *N. Jb. Geol. Paläont. Mh.* 1970, 201–224, 1970 (1970b).
- HÖLL, R.: Scheelitvorkommen in Österreich. – *Erzmetall* 24, 273–282, 1971.
- HÖLL, R. & MAUCHER, A.: Genese und Alter der Scheelit-Magnesit-Lagerstätte Tux. – *Sitzungsber. Bayer. Akad. Wiss., Math.-Naturw. Kl.* 1967/1, 1–11, München 1967.
- HÖLL, R., MAUCHER, A. & WESTENBERGER, H.: Syndimentary-Diagenetic Ore Fabrics in the Strata- and Time-Bound Scheelite Deposits of Kleinartal and Felbertal in the Eastern Alps. – *Mineral. Deposita* 7, 217–226, 1972.
- HÖLL, R. & WEBER-DIEFENBACH, K.: Tungstenit-Molybdänit-Mischphasen in der Scheelitlagerstätte Felbertal (Hohe Tauern, Österreich). – *N. Jb. Miner. Mh.* 1973, 27–34, 1973.
- HOLLEMAN, A. F. & WIBERG, E.: *Lehrbuch der anorganischen Chemie.* – 71.–80. Aufl., 1209 S., Walter de Gruyter & Co.-Verlag, Berlin 1971.
- JÄGER, E., KARL, F. & SCHMIDEGG, O.: Rb/Sr-Altersbestimmungen an Biotit-Muskowit-Granitgneisen (Typus Augen- und Flasergneise) aus dem nördlichen Großvenedigerbereich (Hohe Tauern). – *Tschermaks Miner. Petr. Mitt.*, 3. F., 13, 251–272, 1969.
- JÄGER, E.: Die Geschichte des alpinen Raumes, erarbeitet mit radiometrischen Altersbestimmungen. – *Verh. Geol. B.-A. Wien* 1971, 250–254, 1971.
- JANDER, G. & JAHR, F. K.: Neuere Anschauungen über die Hydrolyse anorganischer Salze und die Chemie der hochmolekularen Hydrolyseprodukte (einschließlich der Iso- und Heteropolyverbindungen). – *Kolloid-beihefte* 41, 1–57 u. 297–354, 1935.
- KARL, F.: Vergleichende petrographische Studien an den Tonalitgraniten der Hohen Tauern und den Tonalitgraniten einiger periadriatischer Intrusivmassive. – *Jb. Geol. B.-A. Wien* 102, 1–192, 1959.
- KARL, F.: Über die Zusammensetzung, Entstehung und gesteinsystematische Stellung tonalitisch-granitischer Gesteine. – *Tschermaks Miner. Petr. Mitt.*, 3. F., 11, 413–438, 1966.
- KARL, F. & SCHMIDEGG, O.: Exkursion I/1: Hohe Tauern, Großvenedigerbereich (Stoffbestand, Alter und Tektonik der zentralen Granite und der Schieferhüllgesteine im weiten Bereich des Großvenedigers). – *Mitt. Geol. Ges. Wien* 57, 1–15, 1964.
- KERR, P. F.: Tungsten mineralization in the United States. – *Geol. Soc. Am. Memoir* 15, 241 S., 1946.
- KIM, J. I. & STÄRK, H.: Study on the Monostandard Activation Analysis and its Application to Geological Samples: Investigation of Scheelite Deposits in the East Alps. – *Activation Analysis in Geochemistry and Cosmochemistry. Proceedings of the NATO Advanced Study Institute Kjeller/Norway*, 7.–12. 9. 1970, 1971.
- KIRCHHEIMER, F.: Bericht über das Vorkommen von Uran in Baden-Württemberg. – *Abh. Geol. L.-A. Baden-Württemberg* 2, 1–127, 1957.
- KIRCHHEIMER, F.: Über radioaktive und uranhaltige Thermalsedimente, insbesondere von Baden-Baden. – *Abh. Geol. L.-A. Baden-Württemberg* 3, 1–67, 1959.
- KONTRUS, K.: Vorlage neuer Mineralfunde aus dem Pinzgau. – *Tschermaks Miner. Petr. Mitt.*, 3. F., 3, 406–407, 1953.
- KONTRUS, K.: Neue Scheelit- und Datolith-Vorkommen in den Ostalpen. – *Tschermaks Miner. Petr. Mitt.*, 3. F., 7, 497–498, 1961.
- KRAUSKOPF, K. B.: Dissolution and precipitation of silica at low temperatures. – *Geochimica Cosmochimica Acta* 10, 1–26, 1956.
- KRAUSKOPF, K. B.: The possible role of volatile compounds in ore genesis. – *Econ. Geol.* 59, 22–45, 1964.
- KRAUSKOPF, K. B.: Tungsten (Wolfram) in: *Handbook of Geochemistry* II–3, Springer-Verlag, Berlin-Heidelberg-New York 1972.

- KREIS, H. H. & UNGER, H. J.: Die Bleiglanz-Flußspat-Lagerstätte der Achsel- und Hinteren Flecktrogl-Alm bei Hollersbach (Oberpinzgau/Salzburg). – Archiv. Lagerstättenforsch. Ostalpen 12, 3–53, 1971.
- KRÖNER, A., ANHAEUSSER, C. R. & VAJNER, V.: Neue Ergebnisse zur Evolution der präkambrischen Kruste im südlichen Afrika. – Geol. Rdsch. 62, 281–309, 1973.
- KROL, W.: Geologisch-petrographische Untersuchungen im Bereich nördlich der Scheelit-Lagerstätte Felbertal (vom Oberreithgraben bis zum Archenkopf). – Unveröff. Diplomarbeit, 102 S., Univ. München 1971.
- KROL, W.: Geologisch-lagerstättenkundliche Untersuchungen im Gebiet nördlich von Sillian (Osttirol/Österreich). – Inaug.-Diss., 79 S., Univ. München 1974.
- LAHUSEN, L.: Die schicht- und zeitgebundenen Antimonit-Scheelit-Vorkommen und Zinnobervererzungen der Kreuzek- und Goldeckgruppe in Kärnten und Osttirol, Österreich. – Inaug.-Diss., 139 S., Univ. München, 1969.
- LAHUSEN, L.: Schicht- und zeitgebundene Antimonit-Scheelit-Vorkommen und Zinnobervererzungen in Kärnten und Osttirol/Österreich. – Mineral. Deposita 7, 31–60, 1972.
- LAMBERT, R. St. J.: Isotopic Age Determination on Gneisses from the Tauernfenster, Austria. – Verh. Geol. B.-A. Wien 1964, 16–27, 1964.
- LAMBERT, R. St. J.: A Potassium-Argon Study of the Margin of the Tauernfenster at Döllach, Austria. – Eclogae geol. Helv. 63/1, 197–205, 1970.
- LEITMEIER, H.: Das Smaragd-vorkommen im Habachtal in Salzburg und seine Mineralien. – Tschermarks Miner. Petr. Mitt. 49, 245–368, 1937.
- LEITMEIER, H.: Einige neuere Mineralvorkommen im Gebiet des Habachtales, ein Beitrag zur Entstehung der Zentralgneise. – Tschermarks Miner. Petr. Mitt. 53, 271–329, 1942.
- LINDGREN, W.: A recent deposit of thermal springs in Bolivia. – Econ. Geol. 17, 201–206, 1922.
- MAUCHER, A.: Die Antimon-Wolfram-Quecksilber-Formation und ihre Beziehungen zu Magmatismus und Geotektonik. – Freiburger Forschungsh. C 186, 173–188, 1965.
- MAUCHER, A.: Time- and Stratabound Ore Deposits and the Evolution of the Earth. – 24th Intern. Geol. Congr. Montreal 1972, sect. 4, 83–87, 1972.
- MAUCHER, A. & HÖLL, R.: Die Bedeutung geochemisch-stratigraphischer Bezugshorizonte für die Altersstellung der Antimonitlagerstätte von Schlaining im Burgenland, Österreich. – Mineral. Deposita 3, 272–285, 1968.
- MEDWENITSCH, W., SCHLAGER, W. & EXNER, CH.: Ostalpenübersichtsexkursion. – Mitt. Geol. Ges. Wien 57, 57–106, 1964.
- MEIXNER, H.: Mineralogisches zu Friedrichs Lagerstättenkarte der Ostalpen. – Radex-Rdsch. 1953, 434–444, 1953.
- MEIXNER, H.: Neue Mineralfunde in den österreichischen Ostalpen XXI. – Carinthia II, 156, 97–108, 1966.
- MILLER, D. S., JÄGER, E. & SCHMIDT, K.: Die Rb-Sr-Altersbestimmungen an Biotiten der Raibler Schichten des Brenner Mesozoikums und am Muskowitgranitgneis von Vent (Ötztaler Alpen). – Eclogae geol. Helv. 60/2, 537–541, 1967.
- MOH, G. H.: Vergleichende experimentelle Untersuchungen an molybdän- und wolframhaltigen Sulfidsystemen. – Fortschr. Mineral. 50, Beiheft 1 (Referate), 65–67, 1972.
- MOH, G. H.: Das Cu-W-S-System und seine Mineralien sowie ein neues Tungstenitvorkommen in Kipushi/Katanga. – Mineral. Deposita 8, 291–300, 1973.
- MORTEANI, G.: Gliederung und Metamorphose der Serien zwischen Stilluptal und Schlegeistal (Zillertaler Alpen, Nordtirol). – Verh. Geol. B.-A. Wien 1971, 287–314, 1971.
- MOSTLER, H.: Geologie der Berge des vorderen Großarl- und Kleinarl-Tales. – Unveröff. Diss., 96 S., Univ. Innsbruck 1963.
- MOSTLER, H.: Alter und Genese ostalpiner Spatmagnesite unter besonderer Berücksichtigung der Magnesitlagerstätten im Westabschnitt der Nördlichen Grauwackenzone (Tirol, Salzburg). – Veröff. Univ. Innsbruck 86 (Festschrift Heißel), 237–266, 1973.
- NEUHAUS, A.: Über Phasen- und Materiezustände in den tieferen und tiefsten Erdzonen (Ergebnisse der modernen Hochdruck-Hochtemperatur-Forschung zum geochemischen Erdbild). – Geol. Rdsch. 57, 972 bis 1001, 1968.
- OXBURGH, E. R., LAMBERT, R. St. J., BAADSGAARD, H. & SIMONS, J. G.: Potassium – Argon age studies across the southeast margin of the Tauern window, the Eastern Alps. – Verh. Geol. B.-A. Wien 1966, 17–33, 1966.

- PETRASCHECK, W. E.: Die zeitliche Gliederung der ostalpinen Metallogenese. – Sitzungsber. Österr. Akad. Wiss. Math.-Naturw. Kl., Abt. I, 175, 57–74, 1966.
- RAASE, P.: Unveröffentlichte geologische Übersichtskarte der westlichen Hohen Tauern, Maßstab 1:100000, 1972.
- RAITH, M.: Seriengliederung und Metamorphose im östlichen Zillertaler Hauptkamm (Tirol, Österreich). – Verh. Geol. B.-A. Wien 1971, 163–207, 1971.
- RAMDOHR, P.: Einige neue Beobachtungen an Erzen aus den Ostalpen. – Karinthin 17, 99–101, 1952.
- RAMDOHR, P.: Mineralbestand, Struktur und Genesis der Rammelsberg-Lagerstätte. – Geol. Jb. 67, 367–494, 1953.
- RAMDOHR, P.: Die Erzminerale und ihre Verwachsungen. – 3. Aufl., 1089 S., Akademie-Verlag, Berlin 1960.
- SAAGER, R.: Beobachtungen zur Metallogenese präkambrischer Goldvorkommen in den vulkano-sedimentären Gesteinskomplexen der Swaziland-Sequenz in Südafrika. – 63. Jahrestagung der Geol. Vereinigung in Salzburg-Freilassing, 1.–3. 3. 1973, Kurzfassung der Vorträge, 20–21, 1973.
- SANDER, B.: Geologische Studien am Westende der Hohen Tauern. I. Bericht. – Denkschr. Akad. Wiss. Wien 82, 257–319, Wien 1911.
- SCHATZ, R. H.: Neue Mineralfunde im Steinbruch Schweighof bei Badenweiler im SW-Schwarzwald. – Der AUFSCHLUSS 21, 103–104, 1970.
- SCHMID, H.: Geologisch-petrographische Untersuchungen im Bereich der Scheelit-Lagerstätte Felbertal. – Unveröff. Diplomarbeit, 76 S., Univ. München 1971.
- SCHMIDEGG, O.: Geologische Übersicht der Venedigergruppe (nach dem derzeitigen Stand der Aufnahmen von F. KARL und O. SCHMIDEGG). – Verh. Geol. B.-A. Wien 1961, 35–56, 1961.
- SCHMIDT, K., JÄGER, E., GRÜNENFELDER, M. & GRÖGLER, N.: Rb-Sr- und U-Pb-Altersbestimmungen an Proben des Ötztalkristallins und des Schneeberger Zuges. – Eclogae geol. Helv. 60/2, 529–536, 1967.
- SCHÖNLAUB, H. P.: Schwamm-Spiculae aus dem Rechnitzer Schiefergebirge und ihr stratigraphischer Wert. – Jb. Geol. B.-A. Wien 116, 35–49, 1973.
- SCHRÖCKE, H.: Isomorphiebeziehungen in der Wolframitgruppe. – Beitr. Miner. Petr. 7, 166–206, 1960.
- SCHULZ, O.: Schicht- und zeitgebundene paläozoische Zinnober-Vererzung in Stockenboi (Kärnten). – Sitzungsber. Bayer. Akad. Wiss., Math.-Naturw. Kl. 1968/9, 113–139, München 1968.
- SEIFERT, F. & SCHREYER, W.: Die Möglichkeit der Entstehung ultrabasischer Magmen bei Gegenwart geringer Alkalimengen. – Geol. Rdsch. 57, 349–362, 1968.
- SHCHERBINA, V. V.: On compounds in which elements are transported in geochemical processes. – Geochemistry 62, 1069–1076, 1962.
- SIEVER, R.: Silicon. Solubilities of compounds which control concentrations in natural waters. – In: Handbook of Geochemistry II–I, Springer-Verlag, Berlin-Heidelberg-New York 1972.
- SO, CHIL-SUP: Die Scheelit-Lagerstätte Sangdong. – Inaug.-Diss., 71 S., Univ. München 1968.
- STEMPROK, M.: The iron-tungsten-sulphur system and its geological application. – Mineral. Deposita 6, 302–312, 1971.
- STRASSER, A.: Vier neue Scheelit-Fundpunkte in Salzburg. – Der AUFSCHLUSS 24, 61–62, 1973.
- STRECKEISEN, A. L.: Classification and nomenclature of igneous rocks. – N. Jb. Miner. Abh. 107, 144–240, 1967.
- TOLLMANN, A.: Ostalpensynthese. – 256 S., Deuticke-Verlag, Wien 1963.
- TRÖGER, W. E.: Spezielle Petrographie der Eruptivgesteine. Ein Nomenklatur-Kompendium. – 360 S., Schweizerbart-Verlag, Stuttgart 1969.
- URBAN, H.: Zur Kenntnis der schichtgebundenen Wolfram-Molybdän-Vererzung im Örsdalen (Rogaland), Norwegen. – Mineral. Deposita 6, 177–195, 1971.
- VILJOEN, M. J. & VILJOEN, R. P.: The geology and geochemistry of the Lower Ultramafic Unit of the Onverwacht Group and a proposed new class of igneous rocks. – Geol. Soc. S. Afr. Spec. Publ. 2 (Upper Mantle Project), 55–86, 1969.
- VOHRYZKA, K.: Zur Scheelitprospektion in Österreich. – Mitt. Ges. Geol. Bergbaustud. 18, 447–458, 1968.
- WAGNER, H.: Geologisch-lagerstättenkundliche Untersuchungen im Bereich des Kleinarltales, Salzburg, Österreich. – Inaug.-Diss., 59 S., Univ. München 1972.



- WALENTA, K.: Wolframminerale aus dem Schwarzwald. – Jb. Geol. L.-A. Baden-Württemberg 6, 105–112, 1963.
- WEDEPOHL, K. H.: Geochemie. Sammlung Göschenh. 1224, 221 S., Walter de Gruyter & Co.-Verlag, Berlin 1967.
- WEINSCHENK, E.: Die Minerallagerstätten des Großvenedigerstockes in den Hohen Tauern. – Zsch. Krist. 26, 337–508, 1896.
- WEISSBERG, B. G.: Gold-Silver Ore-Grade Precipitates from New Zealand Thermal Waters. – Econ. Geol. 64, 95–108, 1969.
- WENGER, H.: Die Scheelitlagerstätte Tux. – Radex-Rdsch. 1964, 109–132, 1964.
- WENINGER, H.: Die österreichischen Flußspatvorkommen. – Übersicht und genetische Stellung. – Carinthia II, 79, 73–97, 1969.
- WHITE, D. E.: Thermal springs and epithermal ore deposits. – Econ. Geol. 50, 90–154, 1955.
- WHITE, D. E., BRANNOCK, W. W. & MURATA, K. J.: Silica in hot spring waters. – Geochimica Cosmochimica Acta 10, 27–59, 1956.
- WIENDL, U.: Zur Geochemie und Lagerstättenkunde des Wolframs. – Dissertation, 295 S., Clausthal-Zellerfeld 1968.
- WIESSNER, H.: Geschichte des Kärntner Bergbaues, 1: Geschichte des Kärntner Edelmetallbergbaues. – Archiv Vaterländische Geschichte u. Topographie 32, 256 S., 1950.
- WINKLER, H. G. F.: Die Genese der metamorphen Gesteine. – 2. Aufl., 237 S., Springer-Verlag, Berlin 1967.
- WINKLER, H. G. F.: Abolition of Metamorphic Facies, Introduction of the four Divisions of Metamorphic Stage, and of a Classification based on Isograds in Common Rocks. – N. Jb. Miner. Mh. 5, 189–248, 1970.
- ZINNER, H., HENCKELMANN, R. & STÄRK, H.: Rapid determination of tungsten in rocks using  $^{183}\text{mW}$ . – Radiochem. Radioanal. Letters 10, 191–200, 1972.
- ZIRKL, E. J.: Beitrag zur Mineralogie Österreichs. – Tscherma's Miner. Petr. Mitt., 3. F., 2, 38–43, 1951.
- ZIRKL, E. J.: Zur Mineralogie des Stubachtales, besonders des Totenkopfes im Pinzgau, Salzburg. – Der AUFschLUSS, Sonderheft 15, 72–80, Heidelberg 1966.

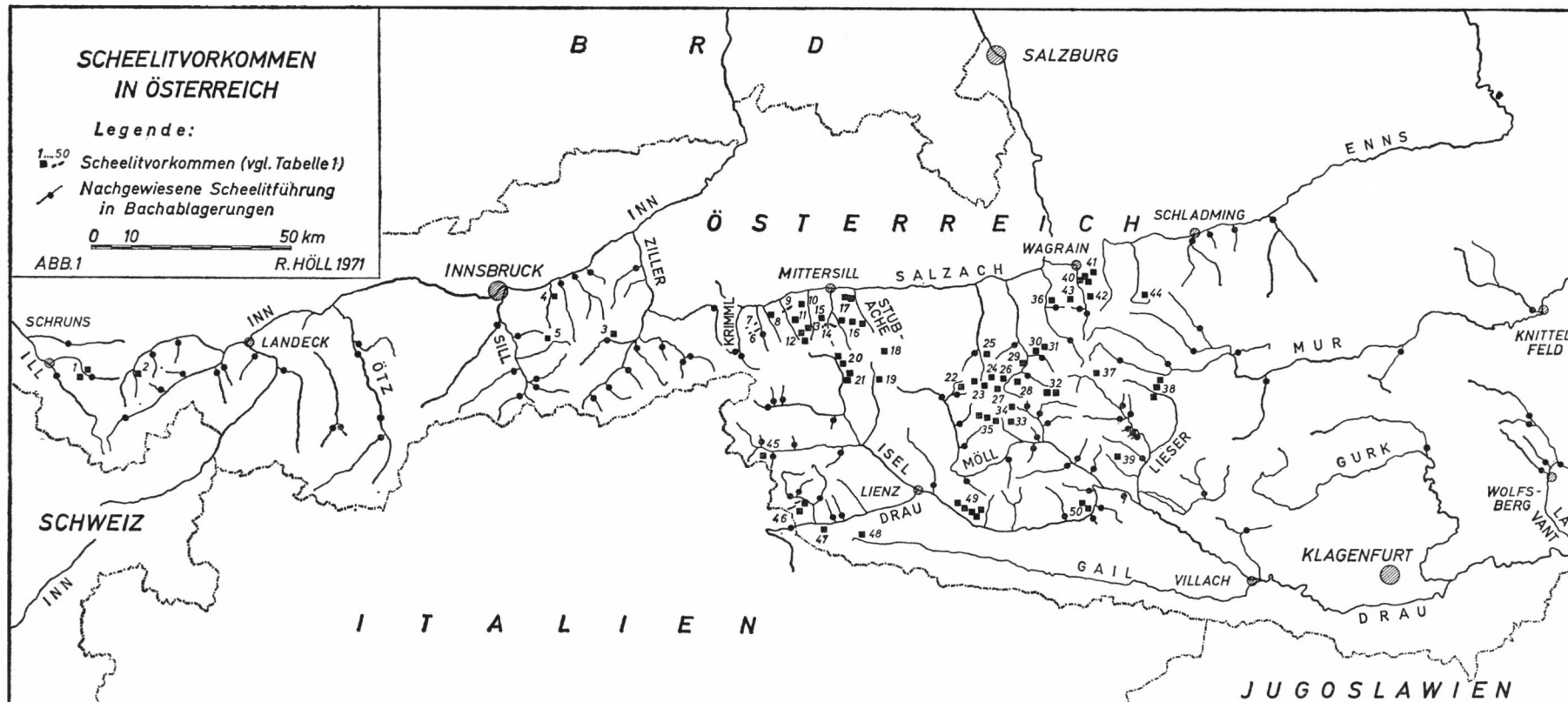


Abbildung 1

Tabelle 1: Verzeichnis der in Abb. 1 dargestellten Scheelitvorkommen in Österreich

1. Sehr sporadische Scheelitführung westlich des Fellmännle und im Graben NE des Furkla im Silbertal
2. Scheelitvorkommen bei der Konstanzer Hütte
3. Scheelit-Magnesit-Lagerstätte Tux
4. Verfallene Kupfer- und Antimonitgrube bei Volderwildbad mit Scheelit
5. Scheelitvorkommen im Navistal SE Innsbruck
6. Scheelitmineralisation im nördlichen Ast der Habachmulde auf der Obersulzbachtal-Westseite
7. Scheelitmineralisation in der Knappenwandmulde zwischen dem oberen Teil des Äußeren Söllnkars (Krimmler Achental) und dem Hopffeldboden (Obersulzbachtal-Westseite)
8. Sporadische Scheelitkriställchen im Epidotvorkommen Knappenwand (Untersulzbachtal)
9. Scheelitvorkommen beiderseits des Habachs nördlich der Fazenwand
10. Verbreitete Scheelitführung im Bereich Reichertleiten Alm – Scharn Alm – Achsel Alm
11. Scheelitfunde in der Leckbachrinne beim aufgelassenen Smaragdbergwerk (C-Stollen)
12. Mehrere Scheelitfundpunkte im hinteren Habachtal südlich Noitroi auf der Ostflanke zwischen Knoflach-lahner und Blessach Kopf sowie auf der Westseite unterhalb des Steinkarl und Scheelitfundpunkte nördlich des Kratzenbergs
13. Spurenhafte Scheelitmineralisation im Steilabfall Schachern – Marchlecker Kar (Hollersbachtal)
14. Scheelitlagerstätte Felbertal einschließlich der Scheelitmineralisation im Bereich Lempergraben – Tiefenbachgraben auf der Felbertal-Westseite (1750–1980 m SH)
15. Spurenhafte Scheelitführung im steilen Gelände am Hohen Herd (oberhalb 1800 m SH) und im Pembachgraben
16. Spurenhafte Scheelitführung vom Amertal bis zum Stubachtal
17. Sporadische Scheelitmineralisation im Wilhelmsdorfer Graben (unterhalb 1500 m SH) und bei Lannbach Asten
18. Scheelitführung im Bereich Oberes Rifflkees (Totenlöcher) – Totenkopf – Unteres Rifflkees
19. Scheelitführung im Laperwitztal und Unteren Fruschnitztal
20. Mehrere Scheelitfundpunkte im Tauerntal zwischen dem Felbertauerntunnel und dem Landeckgraben, vor allem an der Felbertauernstraße und im Pipelinetunnel
21. Mehrere Scheelitfundpunkte im Tauerntal zwischen Landeckgraben und Petersgraben, besonders an der alten und neuen Felbertauernstraße
22. Sporadische Scheelitmineralisation auf der Südseite des Groß-Fleißtals NW der Gjaidtroghöhe
23. Einige Scheelitfundpunkte im hinteren Hüttwinkeltal vom Erfurter Weg bis zur Wintergasse und auf den Melcher Böden
24. Zahlreiche Scheelit-führende Gängchen im derzeit noch begehbaren, westlichen Teil des Imhof-Unterbau-Stollens, insbesondere zwischen den Streckenmetern 3300 und 3970
25. Scheelitfunde im Tälchen von der Mitterasten-Alm
26. Einige Scheelitfundpunkte zwischen Oberem Bockhart-See, Kleinem Silberpfennig, Schleierfallstollen und Schöneck Alm
27. Scheelitmineralisationen SE der Niedersachsenhütte und im Schlapperebental
28. Scheelitfunde am und im Radhausberg, besonders im Heilstollen zwischen den Streckenmetern 1340 und 1420
29. Spurenhafte Scheelitführung im Bereich des Steinbruchs Hirschau SSW Badgastein
30. Scheelitmineralisationen im Kötschachtal, vor allem im Bereich des zwischen 1100 und Dörfelbaches 1400 m SH
31. Diffuse Scheelitführung im oberen Teil des Reitalpengrabens im Großarlal, besonders 200 m nördlich der Hetteg Alm
32. Scheelit-führender Bereich am Elschekamm, bei der Alten Hannoverhütte und am Plattenkogel
33. Scheelitführung im Kraftwerksstollen zwischen Großem und Kleinem Oschenik-See
34. Scheelitvorkommen östlich der Dr.-Rudolf-Weißgerber-Hütte im oberen Mallnitztal

35. Scheelitfunde im 8 km langen Kraftwerksstollen vom Wurtental zum Großen Zirknitztal bei folgenden Stollenmetern: 970, 985, 1535, 1545, 2290–2320, 2410, 2650, 2665, 2695–2700, 2740–2750, 3675, 4150, 4235, 5910, 6180, 6240, 6690–6710, 7150–7170, 7250.
36. Scheelitfunde rund 2 km nördlich des Ortes Großarl
37. Scheelitführung im oberen Kölnbreinkar bei der Kalten Wandspitz im oberen Maltatal
38. Scheelit-Gold-Kies-Vorkommen vom „Lagerstättentypus Schellgaden“
39. Scheelitfundpunkt knapp 1 km nördlich der Rupp Alm auf der Ostseite des Hintereggengrabens
40. Scheelitlagerstättenbereich südlich des Seyfriedgrabens zwischen 1100 und 1250 m SH sowie 50 m südlich des Gasthauses Alpenrose an der Straße Wagrain–Mitterkleinarl
41. Scheelitmineralisation auf der Schneeiten und auf der Westseite des Fürbachtals
42. Zwei Scheelitfundpunkte wenige Zehnermeter oberhalb des Zusammenflusses der beiden Hauptbäche des Stuhlgrabens WNW der Weißenhof Alm zwischen 1490 und 1530 m SH
43. Scheelitvorkommen im Lambachgraben und Plojergaben sowie im Bereich Mauereckgraben – Roßfeldgraben – Unterraingraben
44. Spurenhafte Scheelitimprägnationen im Gebiet Seekar – Tauernkar nördlich Obertauern
45. Scheelitfunde im unteren Lappgraben
46. Flächenmäßig verbreitete Scheelitmineralisation in der Thurntaler Quarzphyllitserie im Raume Sillian – Innervillgraten – Außervillgraten – Panzendorf
47. Scheelitspuren im Sägebach bei 1180 m SH südlich Panzendorf
48. Sehr sporadische Scheelitführung im Gebiet um das Antimonitvorkommen bei Obertilliach
49. Scheelit-Antimonit-Vorkommen Gomig, Marienstollen, Johannisstollen, Rabant, Edengang, Gurserkammer und Strieden am Südabhang der Kreuzeckgruppe
50. Scheelit-Antimonit-Vorkommen Lessnig und Radlberg bei Kleblach am Südostabhang der Kreuzeckgruppe

## Erläuterungen zu Tabelle 2

- Probe 1: Lagerstätte Felbertal, Bohrung 1 I: 31,31–31,39 m Bohrtiefe: Einschluß-freie Großkörner des Hornblende-Altbestandes einer dunkelchromoxidgrünen Hornblendefelslage des unteren Hornblendefelszyklus des Ostfeldes
- Probe 2: Lagerstätte Felbertal, Bohrung 2 H: 412,50–412,60 m Bohrtiefe
- Probe 3: Lagerstätte Felbertal, Bohrung 2 B: 10,71–10,80 m Bohrtiefe
- Probe 4: Lagerstätte Felbertal, Bohrung 2 A': 14,45–14,57 m Bohrtiefe
- Probe 5: Vorderes Habachtal, Westseite: Rinnsal 1200 m SH, 400 m NW der Kramer Alm
- Probe 6: Obersulzbachtal: Weg zum Seebachsee bei 1410 m SH, etwa 900 m Luftlinie NNW der Berndl Alm
- Probe 7: Lagerstätte Felbertal, Bohrung 1 BB: 95,40–95,51 m Bohrtiefe
- Probe 8: Lagerstätte Felbertal, Bohrung 2 H: 73,14–73,28 m Bohrtiefe
- Probe 9: Lagerstätte Felbertal, Ostfeld-Straße 1390 m SH
- Probe 10: Lagerstätte Felbertal, Bohrung 4 B: 115,82–115,91 m Bohrtiefe: Oberer Erzkörper der oberen Schuppe des Westfeldes
- Probe 11: Lagerstätte Felbertal, Bohrung 3 E: 115,33–115,43 m Bohrtiefe
- Probe 12: Lagerstätte Felbertal, Bohrung 2 A': 5,20–5,30 m Bohrtiefe
- Probe 13: Lagerstätte Felbertal, Bohrung 3 H: 252,40–252,52 m Bohrtiefe
- Probe 14: Lagerstätte Felbertal, Bohrung 1 BB: 33,62–33,74 m Bohrtiefe
- Probe 15: Lagerstätte Felbertal, Bohrung 2 B: 40,11–40,19 m Bohrtiefe
- Probe 16: Lagerstätte Felbertal, Riesenblock der oberen Erzblockschutthalde des Ostfeldes bei 1860 m SH: Steriler Quarzitgneis zwischen quarzitischem Scheelit-Reicherzhorizont (unterer quarzitischer Scheelit-Reicherzhorizont)
- Probe 17: Lagerstätte Felbertal, Bohrung 4 D: 66,53–66,69 m Bohrtiefe
- Probe 18: Lagerstätte Felbertal, Bohrung 1 AA: 51,54–51,61 m Bohrtiefe: Mittlere, gelb fluoreszierende Lage im unteren quarzitischem Scheelit-Reicherzhorizont

Die Angaben für Eisen, stets ausgedrückt in FeO, beziehen sich immer auf Gesamteisen.

SUMME            Gewichtssumme der Analyse bezogen auf Gesteinsgewicht einschließlich Haftwasser und Glühverlust

si  
al  
fm  
c  
alk  
qz

NIGGLI-Hauptkennwerte

OR  
AB  
AN

normativer Kalifeldspat  
normativer Plagioklas mit den Komponenten

Albit  
Anorthit

WO

Wollastonit

EN CPX  
FS

normativer Klinopyroxen m. d. Komponenten

Enstatit  
Ferrosilit

EN  
FS OPX

normativer Orthopyroxen m. d. Komponenten

Enstatit  
Ferrosilit

FO  
FA

normativer Olivin mit den Komponenten

Forsterit  
Fayalit

NE

normativer Nephelin

QUZ

normativer Quarz

Die normativen Angaben beziehen sich auf die CIPW-Norm. Sie sind in Gewichtsprozent angegeben.



Tabelle 2

## Gesteinsanalysen

| Probe                          | 1     | 2      | 3      | 4     | 5      | 6      | 7      | 8      |
|--------------------------------|-------|--------|--------|-------|--------|--------|--------|--------|
| SiO <sub>2</sub>               | 47,50 | 52,64  | 53,60  | 50,75 | 53,60  | 49,25  | 49,72  | 51,90  |
| TiO <sub>2</sub>               | 0,02  | 0,24   | 0,09   | 0,05  | 0,20   | 0,09   | 0,10   | 1,19   |
| Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | 7,40  | 2,83   | 2,57   | 3,55  | 5,60   | 7,40   | 11,93  | 17,70  |
| FeO                            | 6,70  | 8,42   | 8,23   | 7,74  | 7,56   | 7,36   | 6,17   | 7,59   |
| MnO                            | 0,13  | 0,19   | 0,20   | 0,17  | 0,14   | 0,19   | 0,09   | 0,08   |
| CaO                            | 14,20 | 13,13  | 11,86  | 11,57 | 12,05  | 11,55  | 13,42  | 9,98   |
| MgO                            | 20,00 | 17,21  | 18,32  | 19,28 | 18,16  | 19,68  | 11,68  | 5,59   |
| Na <sub>2</sub> O              | 0,95  | 0,54   | 0,58   | 0,74  | 0,58   | 0,49   | 0,98   | 3,93   |
| K <sub>2</sub> O               | 0,20  | 0,12   | 0,12   | 0,56  | 0,14   | 0,16   | 0,93   | 0,70   |
| P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>  | n. b. | 0,06   | 0,17   | 0,08  | 0,04   | 0,10   | 0,01   | 0,12   |
| Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub> | 0,30  | 0,30   | 0,36   | 0,40  | 0,22   | 0,26   | 0,25   | n. b.  |
| CaWO <sub>4</sub>              | —     | 0,01   | 0,002  | 0,002 | —      | 0,01   | 0,13   | —      |
| CaMoP <sub>4</sub>             | —     | —      | —      | —     | —      | —      | —      | —      |
| SUMME                          | 97,40 | 95,69  | 96,10  | 94,89 | 98,29  | 96,54  | 95,41  | 98,78  |
| si                             |       | 107,02 | 108,91 | 99,68 | 106,42 | 93,00  | 109,04 | 129,33 |
| al                             |       | 3,39   | 3,08   | 4,11  | 6,55   | 8,24   | 15,42  | 26,00  |
| fm                             |       | 66,79  | 69,80  | 69,43 | 66,52  | 67,30  | 49,66  | 36,75  |
| c                              |       | 28,60  | 25,82  | 24,35 | 25,63  | 23,37  | 31,54  | 26,65  |
| alk                            |       | 1,22   | 1,30   | 2,11  | 1,29   | 1,09   | 3,38   | 10,61  |
| qz                             |       | 2,14   | 3,72   | -8,76 | 1,24   | -11,36 | -4,50  | -13,09 |
| OR                             |       | 0,71   | 0,71   | 3,31  | 0,83   | 0,94   | 5,49   | 4,13   |
| AB                             |       | 4,56   | 4,90   | 6,25  | 4,90   | 4,14   | 8,28   | 33,22  |
| AN                             |       | 4,94   | 4,05   | 4,71  | 12,26  | 17,51  | 25,39  | 28,58  |
| WO                             |       | 24,98  | 22,42  | 22,00 | 19,84  | 16,34  | 17,16  | 8,41   |
| EN CPX                         |       | 16,94  | 15,42  | 15,47 | 13,91  | 11,64  | 11,44  | 4,37   |
| FS                             |       | 6,09   | 5,18   | 4,65  | 4,25   | 3,26   | 4,46   | 3,80   |
| EN                             |       | 25,91  | 30,19  | 20,51 | 31,31  | 21,36  | 12,59  | 1,13   |
| FS OPX                         |       | 9,32   | 10,15  | 6,17  | 9,56   | 5,98   | 4,90   | 0,99   |
| FO                             |       | —      | —      | 8,43  | —      | 11,21  | 3,54   | 5,90   |
| FA                             |       | —      | —      | 2,79  | —      | 3,46   | 1,52   | 5,66   |
| NE                             |       | —      | —      | —     | —      | —      | —      | —      |
| QUZ                            |       | 1,32   | 2,14   | —     | 0,78   | —      | —      | —      |

| 9      | 10     | 11     | 12     | 13     | 14     | 15     | 16     | 17     | 18      |
|--------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|--------|---------|
| 57,75  | 52,68  | 61,86  | 60,10  | 69,10  | 78,46  | 80,00  | 77,60  | 69,58  | 90,47   |
| 0,98   | 1,07   | 1,10   | 1,23   | 0,06   | 0,12   | 0,03   | 0,03   | 0,46   | 0,01    |
| 16,03  | 14,03  | 15,89  | 16,35  | 16,26  | 11,50  | 9,50   | 11,50  | 13,29  | 1,03    |
| 7,18   | 7,17   | 5,33   | 6,66   | 0,68   | 0,93   | 1,61   | 0,58   | 3,14   | 0,40    |
| 0,10   | 0,26   | 0,05   | 0,06   | 0,03   | 0,02   | 0,04   | 0,03   | 0,07   | —       |
| 6,93   | 8,71   | 6,23   | 5,58   | 2,60   | 2,06   | 2,23   | 0,32   | 2,20   | 0,81    |
| 4,18   | 4,73   | 1,52   | 2,26   | —      | —      | 0,56   | 0,16   | 1,20   | —       |
| 2,90   | 3,74   | 3,84   | 4,20   | 8,05   | 4,65   | 2,48   | 3,10   | 2,56   | 0,24    |
| 1,80   | 2,80   | 1,80   | 2,04   | 1,35   | 1,14   | 1,01   | 5,00   | 5,23   | 0,10    |
| 0,25   | 0,08   | 0,46   | 0,24   | 0,01   | 0,08   | 0,06   | 0,18   | 0,26   | 0,08    |
| n. b.  | n. b.  | n. b.  | n. b.  | n. b.  | n. b.  | n. b.  | n. b.  | n. b.  | n. b.   |
| —      | 1,49   | 0,06   | 0,03   | —      | —      | —      | —      | 0,05   | 6,89    |
| —      | 0,11   | —      | —      | —      | —      | —      | —      | —      | 0,13    |
| 98,10  | 96,87  | 98,14  | 98,75  | 98,14  | 98,96  | 97,52  | 98,50  | 98,04  | 100,16  |
| 174,20 | 145,21 | 223,51 | 200,48 | 319,49 | 522,54 | 603,68 | 551,73 | 339,71 | 4231,19 |
| 28,50  | 22,80  | 33,84  | 32,15  | 44,32  | 45,15  | 42,26  | 48,20  | 38,25  | 28,40   |
| 37,16  | 36,56  | 24,44  | 29,98  | 2,75   | 5,29   | 16,71  | 5,32   | 21,84  | 15,65   |
| 22,40  | 25,73  | 24,12  | 19,95  | 12,88  | 14,70  | 18,03  | 2,44   | 11,51  | 42,10   |
| 11,94  | 14,92  | 17,60  | 17,92  | 40,06  | 34,86  | 23,00  | 44,04  | 28,40  | 13,86   |
| 26,43  | −14,45 | 53,12  | 28,80  | 59,25  | 283,10 | 411,67 | 275,56 | 126,09 | 4075,74 |
| 10,63  | 16,53  | 10,63  | 12,04  | 7,97   | 6,73   | 5,96   | 29,51  | 30,87  | 0,59    |
| 24,51  | 28,83  | 32,46  | 35,50  | 68,04  | 39,30  | 20,96  | 26,20  | 21,64  | 2,03    |
| 25,40  | 13,23  | 20,80  | 19,73  | 4,26   | 7,14   | 11,05  | 1,59   | 9,21   | 1,39    |
| 3,06   | 12,30  | 2,96   | 2,66   | 3,58   | 1,06   | —      | —      | —      | 0,92    |
| 1,42   | 6,01   | 0,98   | 0,96   | —      | —      | —      | —      | —      | —       |
| 1,61   | 6,06   | 2,08   | 1,76   | 1,20   | 1,21   | —      | —      | —      | 0,72    |
| 8,99   | —      | 2,81   | 4,67   | —      | —      | 1,39   | 0,40   | 2,99   | —       |
| 10,14  | —      | 5,98   | 8,55   | —      | 0,34   | 2,98   | 1,07   | 5,14   | —       |
| —      | 4,04   | —      | —      | —      | —      | —      | —      | —      | —       |
| —      | 4,49   | —      | —      | —      | —      | —      | —      | —      | —       |
| —      | 1,51   | —      | —      | —      | —      | —      | —      | —      | —       |
| 9,85   | —      | 16,18  | 9,90   | 12,87  | 42,71  | 54,74  | 39,02  | 26,56  | 87,27   |

Tabelle 10: Elementkonzentrationen in schichtgebundenen Vorkommen der Sb-W-Hg-Formation in den Ostalpen sowie in den schichtgebundenen Scheelitlagerstätten Sangdong/Korea und King Island/Australien

| Element<br>Erzvorkommen | W        | Mo  | Bi  | Au  | Cu | Sb  | As  | Ag   | Be  | Sn   | Te   | Se   | Hg    | Zn    | Pb   |
|-------------------------|----------|-----|-----|-----|----|-----|-----|------|-----|------|------|------|-------|-------|------|
| I.                      | Sp.      | -   | -   | -   | +  | +   | 2+  | -    | -   | -    | o.A. | o.A. | 3+    | +     | Sp.  |
| II.                     | 2+       | Sp. | Sp. | +   | +  | 3+  | 2+  | +    | Sp. | -    | o.A. | o.A. | +     | +     | +    |
| III.                    | 2+       | Sp. | Sp. | 2+  | +  | +   | 2+  | +    | -   | Sp.  | o.A. | o.A. | Sp.   | +     | +    |
| IV.                     | 3+ (Sp.) | Sp. | -   | Sp. | +  | +   | -   | Sp.  | Sp. | -    | -    | Sp.  | Sp.   | Sp.   |      |
| V.                      | 3+ (Sp.) | -   | -   | Sp. | -  | Sp. | -   | -    | -   | -    | -    | -    | (Sp.) | (Sp.) |      |
| VI.                     | +        | +   | +   | 2+  | 2+ | +   | +   | 2+   | Sp. | Sp.  | +    | +    | Sp.   | 2+    | 2+   |
| VII.                    | 3+       | 2+  | 2+  | +   | 2+ | +   | +   | +    | +   | Sp.  | Sp.  | Sp.  | Sp.   | +     | Sp.  |
| VIII.                   | 3+       | 2+  | 3+  | 2+  | +  | -   | Sp. | o.A. | -   | o.A. | +    | o.A. | -     | Sp.   | o.A. |
| IX.                     | 3+       | 2+  | 2+  | +   | +  | +   | Sp. | o.A. | -   | Sp.  | +    | Sp.  | Sp.   | Sp.   | Sp.  |

Erläuterungen zu Tabelle 10

- I. Zinnoberlagerstätte Glatlach bei Dellach
- II. (Scheelit-)Antimonit-Vorkommen der Kreuzeckgruppe (Rabant-Revier und Lessnig-Radlberg-Revier)
- III. Scheelitvorkommen in der Thurntaler Quarzphyllitserie
- IV. Scheelit-Magnesit-Lagerstätte Tux
- V. Scheelitvorkommen im Kleinarltal
- VI. Lagerstättentypus Schellgaden
- VII. Scheelitlagerstätte Felbertal
- VIII. Scheelitlagerstätte Sangdong/Korea
- IX. Scheelitlagerstätte King Island/Australien

- 
- o.A. ohne Angabe
  - nicht nachgewiesen
  - Sp. Spuren
  - +

TAFELN

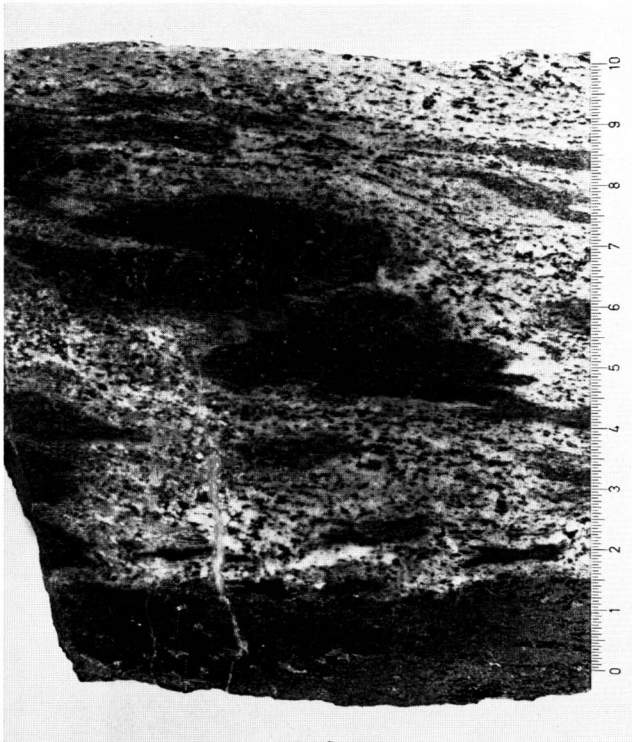


Abbildung 2



Abbildung 3

*Abb. 2:* Lagerstätte Felbertal, Ostfeldstraße 1480 m SH: Agglomeratgneislage über Biotit-Hornblende-Prasinit: Ehemalige Lapilli, durch akzessorische Graphitführung dunkel gefärbt, bis einige cm lang, teilweise stark ausgeschwänzt und schieferungsparallel geplättet, sind meist unscharf gegenüber der gröberkörnigen, helleren Grundmasse begrenzt. In dieser Grundmasse und in den Lapilli sind vereinzelte Scheelitkörnchen zugegen (im Bild nicht erkennbar).

*Abb. 3:* Lagerstätte Felbertal, Ostfeldstraße 1390 m SH: Hornblendeprasinit mit noch deutlich erkennbaren Formrelikten ehemals basischer Einsprenglingsfeldspäte in einer bis 4 m mächtigen Metavulkanitlage mit tholeiitbasaltischem Chemismus. Diese Gesteinslage enthält eine spurenhafte, feinkörnige Scheelitimprägung (im Bild nicht erkennbar).





Abbildung 4

Lagerstätte Felbertal, Ostfeld:

Dunkelchromoxidgrüne Hornblendefelslage der Bohrung 2 A' bei 20, 65–22, 02 m Bohrtiefe: Großes Korn des präalpidischen Hornblende-Altbestandes mit Erzdurchstäubung. Die Erzpartikel (unentmischter Ilmenit; schwarze Körnchen im linken Bild) zeigen eine kontinuierliche Abnahme ihrer Korngröße in Richtung auf scharf abgegrenzte, rundliche bis elliptische Querschnitte (alte Blasenräume). Diese Querschnitte sind häufig erzfrei. Die unmittelbare Umgebung der Erzpartikel weist einen intensiver grünen Pleochroismus auf als die übrigen Bereiche des Hornblende-Altbestandes (linkes Bild: Dunkleres Grau). Die Erzdurchstäubung und die Blasenräume sind als Relikte des vulkanogenen Ausgangsmaterials aufzufassen. Die einzelnen Hornblendekörner können über mehrere „Erzwolken“ und Blasenräume hinweggewachsen sein; es liegt nahe, dieses Wachstum auf bereits deuterische Vorgänge zurückzuführen. Die Umkristallisation bei der alpidischen Regionalmetamorphose erfaßte vor allem die Füllung der ehemaligen Blasenräume, griff aber auch auf die übrigen Kornbereiche über (rechtes Bild: Helle, feinkörnig-filzige Aggregate und kleine Stengel).

Linkes Bild: Nicols //; rechtes Bild: Nicols +; Vergr. 15×

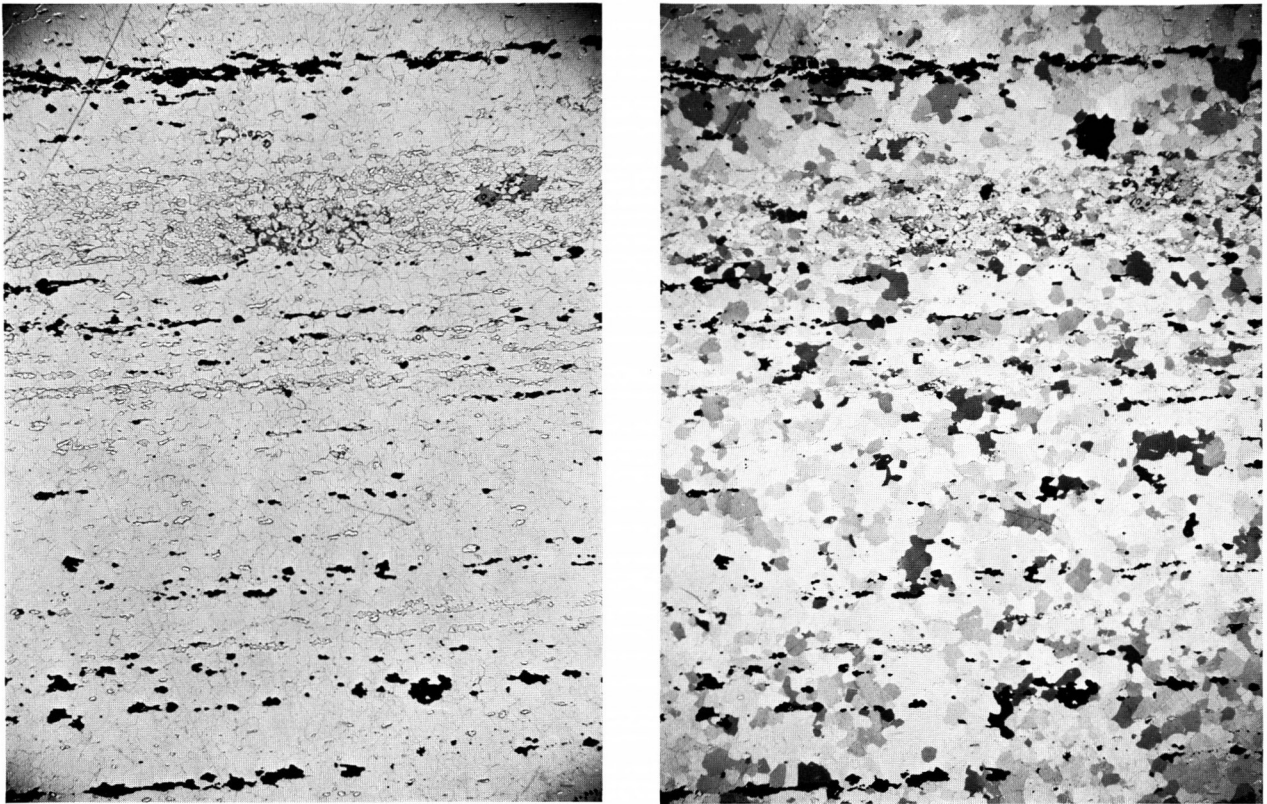


Abbildung 5

Lagerstätte Felbertal, Ostfeld:

Mittlerer Abschnitt des unteren quarzitischen Scheelit-Reicherzhorizontes der Bohrung 1 AA bei 51,54–51,61 m Bohrtiefe: Typische Entwicklung der feinkörnigen quarzitischen Scheelit-Reicherze mit sedimentär bedingtem Lagenbau. Die xenomorphen Quarzkörner (85%; 0,15–0,6 mm) formen einheitliche, wenig verzahnte Quarzmosaike. In diesen bildet der perl-schnurartig bis zeilenförmig angereicherte, stets xenomorphe Scheelit der ältesten Scheelit-Generation mit Korngrößen zwischen 0,015–0,35 mm den wichtigsten Nebengemengteil (schwarze Körner in beiden Bildern). Charakteristisch ist das Fehlen größerer Scheelitporphyroblasten. Akzessorien sind Apatit, Albit, Mikroklin, Muskowit und Chlorit.

Linkes Bild: Nicols //; rechtes Bild: Nicols +; Vergr. 20×