

Zur Geschichte, Mineralisation und Genese des ehemaligen Bergbaues auf die Blei-Zink-Vorkommen SE des Ehrwalder Talkessels (Tirol) mit einer geologischen Kartierung (M 1:10000) im westlichen Mieminger Gebirge

Christian Wolkersdorfer 1989

Die Ströme und Meere, die die Felsen gebaren, sie sind vergangen; im Beben der Erde spüren wir, daß die Gewalten der Tiefe, die über die Wasser siegten und die Länder zerknitterten, noch leben. Still und erhaben glänzen die Gletscher an den Stirnen der Alpen; wir wissen nicht, was ihnen einstens Kraft und Wachstum gegeben, bis in die Ebenen hinunterzugelangen.

Dunkler blauer Schein verwebt Tal und Wälder, einer trunknen Flut gleich treibt er die Wogen in Schluchten und Runsen gegen die hohen Zinnen, die fremd und schöner über der Bläue stehn, wie die Rosenbrandung vergehender Lichtermeere. Da ist's dem sinnenden Geist, als vermöchte er über den Zeiten zu stehen; fliehend rauschen die Jahrtausende vorüber, die Berge versinken, von fern her ziehen in schimmernden Bögen die alten, die uralten Meere, still hält das Glück des Erkennens Einkehr in die Seele.

UNTERRICHTER, AMPFERER & BEYRER 1902

Gliederung

1 Einleitung.....	10
1.1 Lage des Arbeitsgebietes und bisherige Bearbeitungen.....	11
1.2 Regionalgeologische Situation, Deckenbildung und Tektonik.....	13
1.3 Geomorphologie.....	15
1.4 Danksagung.....	17
2 Geschichte des Bergbaues.....	20
2.1 Historischer Abriß des Bergbaues in der Mieminger Hochfläche.....	21
2.2 Einzelbeschreibung der alten Abbaue.....	25
2.2.1 Silberleithe.....	26
2.2.1.1 Schachtkopf.....	27
2.2.1.2 Friedrich-Hammacher-Feld.....	31
2.2.2 Marienbergjoch.....	32
2.2.3 Scharte (Biberwiererscharte).....	33
2.2.4 Schwärzkar.....	35
2.2.5 Drachenkar und Grünsteinsee.....	36
2.2.6 Grießspitze.....	37
2.2.6.1 Grießspitze Nordwand.....	37
2.2.6.2 Hölltörl.....	38
2.2.6.3 Gamsanger (Gamswannig, Gamswannele).....	38
2.2.7 Tajakopf (Toyakopf).....	38
2.2.7.1 Tajakopf W.....	39
2.2.7.2 Tajakopf S.....	40
2.2.7.3 Tajakopf E.....	40
2.2.8 Brendlkar (Brandlkar, Mursee).....	41
2.2.9 Igelskar (Negelseekar, Egelseekar, Siglseekar).....	42
2.2.10 Schwarzbachkar (Wildes Kar).....	44
2.2.11 Ehrwalder Alm.....	44

2.2.12 Immaplatte (Immensee-Stollen).....	45
2.2.13 Seeben.....	46
2.3 Möglichkeiten für ein Besucherbergwerk.....	47
3 Mineralisation und Genese der Erzvorkommen.....	51
3.1 Einleitung.....	52
3.2 Geologisch-Mineralogische Beschreibung der Einzelvorkommen.....	53
3.2.1 Silberweiße.....	54
3.2.1.1 Schachtkopf.....	54
3.2.1.2 Friedrich-Hammacher-Feld.....	57
3.2.2 Marienbergjoch.....	58
3.2.3 Scharte (Biberwiererscharte).....	59
3.2.4 Schwärzkar.....	63
3.2.5 Drachenkar und Grünsteinsee.....	66
3.2.6 Grießspitze.....	68
3.2.6.1 Grießspitze Nordwand.....	68
3.2.6.2 Hölltörl.....	70
3.2.6.3 Gamsanger (Gamswannig, Gamswannele).....	71
3.2.7 Taja-Kopf (Toyakopf).....	71
3.2.7.1 Tajakopf W.....	71
3.2.7.2 Tajakopf S.....	72
3.2.7.3 Tajakopf E.....	73
3.2.8 Brendlkar (Brandlkar, Mursee).....	74
3.2.9 Igelskar (Negelseekar, Egelseekar, Siglseekar).....	75
3.2.10 Schwarzbachkar (Wildes Kar).....	78
3.2.11 Ehrwalder Alm.....	78
3.2.12 Immaplatte (Immensee-Stollen).....	78
3.2.13 Seeben.....	79
3.3 Die Genese der Erzvorkommen.....	80
3.3.1 Die Vererzung im westliche Mieminger Gebirge -- ein Vorkommen des Mississippi-Valley-Typs.....	80
3.3.2 Theorien über die Genese.....	84
3.3.2.1 Exogen-sedimentäre Entstehung.....	85
3.3.2.2 Hydrothermale Entstehung.....	86
3.3.2.3 Syngenetische Entstehung.....	87
3.3.2.4 Entstehung durch erzreiche Salinare.....	89
3.3.3 Diskussion der Ergebnisse.....	90
4 Geologische Kartierung.....	95
4.1 Lage des Kartiergebietes.....	96
4.1.2 Geomorphologie der Mieminger Hochfläche.....	97
4.1.2 Das Entwässerungssystem.....	98

4.1.3 Aufschlußverhältnisse.....	101
4.2 Petrographie und Stratigraphie.....	103
4.2.1 Quartär.....	103
4.2.1.1 Quartäre Lockergesteine.....	103
4.2.1.1.1 Glaziale Ablagerungen.....	104
4.2.1.1.2 Fluviatile Ablagerungen.....	105
4.2.1.1.3 Limnische Ablagerungen.....	107
4.2.1.1.4 Rezente Schuttbildung, z.T. Vegetationsbedeckt.....	108
4.2.1.1.5 Kriechender Hangschutt.....	109
4.2.1.2 Festgesteine des Quartär (Breccie am Drachensee).....	110
4.2.2 Alpine Trias.....	112
4.2.2.1 Reichenhaller Schichten.....	113
4.2.2.2 Alpiner Muschelkalk.....	117
4.2.2.3 Partnachschichten.....	126
4.2.2.3.1 Partnachkalke.....	127
4.2.2.3.2 Partnachmergel.....	128
4.2.2.4 Wettersteinkalk.....	129
4.2.2.4.1 Beschreibung der Gesteinseinheiten.....	129
4.2.2.4.2 Vererzung im Wettersteinkalk.....	136
4.2.2.5 Raibler Schichten.....	137
4.3 Tektonik.....	138
4.4 Auswertung der Ergebnisse aus der geologischen Kartierung.....	147
5 Aufschlußverzeichnis zur Aufschlußkarte.....	150
Abkürzungsverzeichnis.....	157
6 Literaturverzeichnis.....	159

Anlage 1: Geologische Karte

Anlage 2: Tektonische Karte

Anlage 3: Aufschlußkarte

Ein Verzeichnis der Abkürzungen findet sich auf Seite 157.

Erläuterungen zu den unnummerierten Abbildungen am Anfang der einzelnen Kapitel:

Titelblatt:

Das Kartiergebiet von Nordwesten. Von links nach rechts: Zunterkopfplateau; Sonnenspitze; Wamperter Schrufen; Im Vordergrund Moränen des Inntal-Loisach-Gletschers.

Kapitel 1:

Das Kartiergebiet im westlichen Mieminger Gebirge von Osten gesehen. Bildmitte: Drachensee; Vordergrund: Oberes Drachenkar; Rechts Mitte: Seebensee; darüber: Sonnenspitze; links: Scharte. Zwischen Scharte und Drachensee: Drachenkopf. großer Gipfel links: Grünstein.

Kapitel 2:

Mundloch des Hermann-Stollens im Jahre 1900. In der Bildmitte mit Hut, Bart und Anzug der Firmenchef Hermann Dudek (Mit freundl. Genehmigung der Gemeinde Ehrwald).

Kapitel 3:

Mylonitisierte und vererzte Störung bei Stollenmeter 20 der oberen Stollensohle des Abbaues Tajakopf W (0233). Vgl. Abb. 3.14.

Kapitel 4:

Hinteres Drachenkar aus Osten. Von Links nach rechts: Grünstein Nordwände; Grünstein; östl. und westl. Marienbergspitze; Schwärzscharte; Wamperter Schrofen; Schartenkopf. Scharte rechts oberhalb der Bildmitte: Vordere Drachenscharte; rechts: Drachensee mit Drachensee-Antiklinale

Kapitel 5:

Gebankte Reichenhaller Schichten am Hinteren Tajatörl (0149).

Kapitel 6:

Das Ehrwalder Becken von Südosten. Die Loisach zieht von links unten nach rechts oben durch Bild. Rechts: Ehrwald, links: Lermoos; unten links: Schmitte; im Vordergrund rechts der Westabbruch der Sonnenspitze; im Hintergrund der Daniel und Upsspitze aus Hauptdolomit und Plattenkalk.

1 Einleitung

1.1 Lage des Arbeitsgebietes und bisherige Bearbeitungen

Das Arbeitsgebiet liegt in den Nördlichen Kalkalpen Tirols, etwa 40 km nordwestlich der Landeshauptstadt Innsbruck und 5 km südlich der Grenze zum Freistaat Bayern. Die in der Diplomarbeit besprochenen Erzabbaue befinden sich in der Mieminger-Kette, einem Gebirge, das im Norden vom Wettersteinmassiv, im Osten vom Karwendel, im Süden vom Inntal und den Ötztaler Alpen sowie im Westen von den Lechtaler Alpen umgeben ist. Den Schwerpunkt dieser Arbeit bilden eine Anzahl von Erzvorkommen, die vom 13. bis 20. Jahrhundert mehrfach abgebaut wurden.

Abb. 1.1 Geographische Lage des Arbeitsgebietes (Punktiert) im Mieminger-Gebirge. 1 Mieminger-Gebirge, 2 Feigenstein, 3 Tschirgant, 4 Dirstentritt, 5 Heiterwand (St. Veit), 6 „Imster Ochsen Alpe“, 7 Höllental

Die im Ehrwalder Becken gelegenen Gemeinden sind die östlichsten Ansiedlungen im Außerfern, wie das Gebiet zwischen Reutte im Westen und dem Fernpaß im Südosten genannt wird. Das Mieminger-Gebirge wird in den 20 km langen, Ost-West verlaufenden Mieminger-Hauptkamm, das flach nach Osten einfallende, südlich des Hauptkammes liegende, sich fast 300 m über das Gurgtal erhebende, Mieminger-Plateau (Mieminger-Terrasse), sowie die Nordost-Südwest streichende, gleichfalls 20 km lange Mieminger-Hochfläche geteilt (s. Abb. 1.1).

Als höchste Erhebung der Hochfläche gilt der Tschirgant (2372 m), des Hauptkammes der Hochplattig (2768 m), während das Plateau mit einer Höhe von 800 m bis 1000 m zwischen beiden liegt. Im Gegensatz zur Hochfläche, die einen weniger stark morphologisch gegliederten Komplex darstellt, der fast bis zu den Gipfeln von Wald und Latschen bewachsen ist, besteht der Hauptkamm aus senkrecht aufragenden, zerklüfteten und zackigen Felswänden, die durch steilstehende Störungen und Nord-Süd verlaufende Käre hervorgerufen werden. Die starke, im gesamten Bereich vorherrschende Verkarstung, hat die Baumgrenze auf etwa 1800 m sinken lassen.

Im Tschirgantzug (Hochfläche) und im Hauptkamm kommen Vererzungen vor, die sowohl Gemeinsamkeiten mit denen der Südlichen Kalkalpen als auch denen des Mississippi-Valley (USA) aufweisen. Den Schwerpunkt vorliegender Arbeit bilden die Vererzungen des Hauptkammes, die östlich des Marienbergjochs liegen. Dazu gehören die Abbaue der Silberleithe, des Schwärz-, Seeben-, Drachen-, Brendl-, Igels- und Schwarzbachkares sowie des Gamsangers, der südlich des Gipfelkammes liegt.

Mit der detaillierten geologisch-tektonischen Bearbeitung der Mieminger-Berge begann im Jahre 1902 Otto AMPFERER, dessen unermüdliche Begeisterung für die Berge seiner tirolischen Heimat in die Veröffentlichung der geologischen Spezialkarte der Österreichisch-Ungarischen Monarchie 1:75.000, Blatt Zirl-Nassereit, mündete. Die Gliederung der Nördlichen Kalkalpen in Allgäu-, Lechtal- und Inntaldecke sowie die Entdeckung des Baues des Mieminger-Gebirges ist auf ihn zurückzuführen. Er verfolgte konsequent weiter, was PICHLER am Ende des 19. Jahrhunderts mit seinen „Geognostischen

Beschreibungen“ begonnen hatte. Erst in den sechziger Jahren fingen MILLER sowie GERMANN neuerlich an, sich mit dem Mieminger-Gebirge auseinanderzusetzen. BECHSTÄDT und MOSTLER bearbeiteten das Gebiet in den siebziger Jahren im Hinblick auf die Paläogeographie. BECKE schließlich führte 1980 paläomagnetische Untersuchungen durch.

In Bezug auf die Vererzungen in der Mieminger-Kette haben TAUPITZ, SCHNEIDER und GERMANN Pionierarbeit geleistet. Die vorerst letzten Untersuchungen führte SIDIROPULUS in Anlehnung an TAUPITZ durch. Insgesamt sind heute durch vergleichende Beobachtungen MOSTLERS oder SCHULZ‘ die Gemeinsamkeiten der Vererzungen in den Südlichen und Nördlichen Kalkalpen hinreichend bekannt, wenngleich über die Genese noch keine endgültigen Ergebnisse vorgebracht werden können. Dennoch steht zumindest die Zuordnung zum Typus der Mississippi-Valley-Typ Lagerstätten fest, worauf in Kapitel 3 näher eingegangen wird, wodurch es möglich wird, dort gewonnene Ergebnisse nach Überprüfung auf die Erzvorkommen im Mieminger Gebirge zu übertragen.

1.2 Regionalgeologische Situation, Deckenbildung und Tektonik

Der E-W verlaufenden Mieminger-Hauptkamm liegt in seiner gesamten Ausdehnung in der oberostalpinen Inntaldecke. Im Norden schließt sich die zwischen Wettersteinmassiv und Mieminger-Gebirge gelegene Jungschichtzone (Puitentalzone) an, die der Inntaldecke zugestellt wird, aber eine von zwei Seiten zugeschobene Mulde der Lechtaldecke ist. Während im Westen, wo die Mieminger-Kette an die Fernpaßfurche grenzt, die zum Großteil durch die Reste des Fernpaßbergsturzes erfüllt ist (HANTKE 1983; ABELE 1965), die steilstehende Überschiebung auf die jüngeren Einheiten der Lechtaldecke eine deutliche Abgrenzung zur Heiterwand bildet, stellt die Seefeld-Leutascher Einsenkung im Osten den Übergang zum Karwendelgebirge dar. Eine scharfe Grenze findet das Mieminger-Gebirge im Süden, wo die mesozoischen Abfolgen durch die Inntalstörung vom Ötzalkristallin getrennt sind.

Abb. 1.2 Westrand des Mieminger Gebirges mit flachwelligen Hügeln des Fernpaßbergsturzes im Vordergrund. Von Links nach rechts: Zunterkopfplateau, Sonnenspitze, Scharte, Silberleithe (bewaldeter Rücken in Bildmitte), Schartenkopf, Wamperter-Schrofen Schwärzscharte, Marienbergspitzen, Grünstein (unter Wolken)

Die nordvergente Überschiebung der Kalkalpen hat ihren Beginn in der Kreidezeit. Durch die als Antriebskraft wirkende Subduktion der Sockelgesteine wurde die passive Bewegung der Schubmasse ausgelöst. Erst danach beginnen sich die einzelnen Decken durch Abgleitung voneinander zu trennen und bilden die kalkalpine Allgäu-, Lechtal- und Inntaldecke (Tiefbauvarikum, Hochbauvarikum, Tirolikum). Damit ist die Deckenbildung jedoch nicht abgeschlossen. Vielmehr finden im Laufe der alpinen Orogenese an den alten Überschiebungsbahnen immer wieder neue Bewegungen statt, wie zum Beispiel im Oligozän, als sich die Decken über den Flysch und das Helvetikum hinwegbewegen. Während solcher neuerlicher Mobilisierungen kommt es zu weiterer Schuppung und Faltung innerhalb der Deckenstapel (PLÖCHINGER 1980, S. 236f).

Insgesamt stellt das Mieminger-Gebirge einen weitgespannten Sattel dar, die Mieminger Antiklinale, dessen Kern im Westen eingesunken ist. Die Sattelachse taucht nach Osten, zur Seefelder Senke hin, ab. Sowohl die Flanken im Norden als auch die im Süden des „Mieminger Gewölbes“ (AMPFERER 1902, S. 180) fallen steil (75—90°) ein. Des Weiteren ist das Gewölbe aus jeweils drei Teilmulden und -sätteln zusammengesetzt, deren Untersuchung und Beschreibung MILLER (1963b) durchführte (s. Tab. 1.1).

— | | Südlicher Teilsattel Gestörter Sattel im Gebiet des Marienbergjochs | | | Südliche Teilmulde Mulde am Schartenkopf | | | Mittlerer Teilsattel Sattelfragment an der Biberwierer Scharte | | | Mittlere Teilmulde Mulde am Südgrat der Sonnenspitze | | | Nördlicher Teilsattel Sattel im Bereich der Sonnenspitze | | | Nördliche Teilmulde Mulde (?) im Zunterkopfplateau | | |

Tab. 1.1 Die dreifache Sattel-Mulden-Folge innerhalb des Scheitels des Mieminger Großgewölbes (nach MILLER 1963b, S. 298)

E-W verlaufende Aufschiebungen bilden Schuppen, die zur Gliederung des Mieminger-Gebirges herangezogen wurden. MILLER (1963b, S. 298) benannte die Hauptüberschiebungen von S nach N als „A“, „B“ und „C“, wodurch er eine Aufteilung des Mieminger-Gebirges in eine Nord-, Zentral-, und

Südscholle erhielt (s. Abb. 4.0). Zum Schluß wurde das Gebirge von NNE-SSW verlaufenden Querstörungen durchsetzt, welche jeweils die Ostschorle um maximal 200 m nach Norden bewegten.

1.3 Geomorphologie

Die Morphologie des Mieminger Gebirges wird durch Nord-Süd verlaufende Kare im engeren Sinne (e-Kare nach HAASE 1968, S. 40) bestimmt, die in ihrer Anlage durch NNE-SSW verlaufende Blattverschiebungen vorgegeben sind, deren bedeutendste die auch im Satellitenbild erkennbare Loisachstörung ist (BODECHTEL & LAMMERER 1973; BECKEL et al. 1976). Mehr oder weniger Ost-West verlaufen die Breitenkopf- sowie Südrandstörung (BECKE 1980, S. 41) mit ihren Nebenstörungen, an denen die Gesteine tiefgründiger verwitterten, was zur Bildung weit eingeschnittener Scharten und Törls führte. Einige der Scharten werden zusätzlich durch die Verwitterung weicherer Gesteine gebildet, was an der Schwärz-Scharte (Partnach-Schichten, 2380 m) und dem Hint. Tajatörl (Reichenhall Schichten, 2259 m) beobachtet werden kann. Das Marienbergjoch hingegen ist glazial gebildet worden, was Funde kristallinreicher Moränen am Bremsstадlkopf (1641 m) beweisen (PENCK 1882, S. 58). Die steilen Seebenwände und die Abfälle in die Fernpaßfurche sind durch die Aufschiebung der Inntaldecke, Flankenschliff der Gletscher (KLEBELSBERG 1935, S. 487), sowie einige kleinräumige Bergstürze (ABELE 1964, S. 50) hervorgerufen.

Besondere Prägung erhalten die Kare durch die Endmoränen, die sich als leicht gekrümmte Rücken darstellen und verschiedene Lokalgletscherstände nachzeichnen. Der unterschiedliche Bewuchs sowie das räumliche Nebeneinander lassen die verschiedenen Stadien der Gletschervorstöße erkennen, welche von SENARCLENS-GRANCY (1938) sowie PENK & BRÜCKNER (1901/1909) bearbeitet wurden. Die in den Karen gelegenen Seen (Seeben-See, Drachen-See, Brendl-See) sind glaziale Felsbeckenseen (KLEBELSBERG 1935, S. 479).

Bis in Höhen von über 2000 m kommen kristalline Erratika vor, die von einem Inntalgletscherarm stammen, der sich über den zu dieser Zeit noch nicht aufgeschütteten Fernpaß (Hauptesstrom), das Marienbergjoch (1789 m) und die Grünsteinscharte (2272 m) nach Norden vorschob und bei Garmisch mit dem Loisachgletscher vereinte (KLEBELSBERG 1935, S. 546f). Aus dem Gletscherhöchststand, der nach KLEBELSBERG (1935, Karte S. 540 und S. 546) bei etwa 2300 m lag, ergibt sich, daß der nur teilweise eisbedeckte Hauptkamm zerklüftete Formen aufweist, als der Tschirgantzug, der wie der Wannig als Inselberg aus dem Eis herausragte.

Im Norden bilden die stark tektonisch beanspruchten Gesteine der Puitentalzone (Jungschichtenzone) die flach nach Osten abfallende (1550–1100 m), in ihrer Anlage ein jungtertiäres Talsystem darstellende Talung des Gaistal-Baches (KLEBELSBERG 1935, S. 444). Im Gegensatz dazu ragen die aus Wettersteinkalk gebildeten Karrückwände 700 bis 850 m über den Karboden auf. Das Mieminger-Plateau hingegen stellt eine Verebenung dar, die aus unverfestigten Inntal-Terassensedimenten, limnischen Tonen, sowie überlagernder Inntalgletscher-Grundmoräne aufgebaut ist (AMPFERER & OHNESORGE 1924; HANTKE 1983; KLEBELSBERG 1935; MACHATSCHEK 1934).

Der Fernpaßbergsturz und die damit verbundene Verschüttung der Fernpaßfurche nimmt in der jüngsten geologischen, sowie historischen Geschichte der Region um die Mieminger eine besondere Rolle ein. Blind-, Weißen-, Mitter- und Fernstein-See sind als typische Bergsturzseen aus diesem Ereignis hervorgegangen (KLEBELSBERG 1935, S. 583).

Im jüngeren Hochwürm (ABELE 1964, S. 72) stürzte aus dem Afregallkar an der Ostseite der Loreagruppe (Lechtaler-Alpen) eine etwa 1 km große Gesteinsmasse auf die zum Inn hin entwässernde Loisach. Diese staute sich in der Folge auf und bildete einen See, der schließlich durch die Bergsturzlandschaft nördlich Ehrwald (Auf den Törls) ins Werdenfelser Becken abfloss. Erst im ausgehenden 19. Jahrhundert gelang es, das sich nach der Verlandung gebildete Moor vollständig zu entwässern. Dieser erste Fernpaßbergsturz mit seinen typischen Tommähügeln (z.B. Tumme Bühel im Lermooser Moos) wurde kurzfristig nochmals vom Inntalgletscher überfahren, was durch Moränenfunde belegt ist (ABELE 1964, S. 72; HANTKE 1983, S. 110), und die Verfasser im Oktober 1988 an einem der Hügel westlich der Schmitte aufnehmen konnte (Abb. 1.3). Ein zweiter Bergsturz, der auf den ersten niederging, wurde nicht mehr glazial überprägt. Die chronologische Abfolge der Ereignisse in der Fernpaßfurche ist bei ABELE (1964, S. 93) angeführt, der die morphologischen Probleme ausführlich untersuchte.

Eine Sonderstellung nimmt der vom Wamperten Schrofen abgerutschte Schachtkopf ein, dessen Versatz 700 Metern beträgt (HÄUSING 1898, S. 105) und in dem ein Großteil der Blei-Zink-Vererzungen liegt. Zwei spitzwinklig aufeinander zulaufende Gleitflächen, die sich etwa im Niveau des Max-Braun-Stollen vereinen, begrenzen die Wasserkluft, eine Maximal 100 m breite, erzfreie Zone mit Störungsgestein,

deren Name von den Bergleuten aufgrund der starken Wasserführung in Frühjahr und Sommer gegeben wurde.

Abb. 1.3 Tommahügel mit Grundmoräne und Erratika 300 m westlich der Schmitte. 1—5: verschiedene gebankte, durch dünne Mergelpartien voneinander getrennte, stark zerrüttete Kalksteinpakete

Nach wie vor ist eine zeitliche Einordnung des Rutschungsprozesses umstritten. GERMANN (1963) nimmt ein prä-würmeiszeitliches, BECKE (1980, S. 2) ein post-würmeiszeitliches Alter an. Bisher wurden am Schachtkopf keine Erratika gefunden, die für ein prä-würmeiszeitliches Alter sprechen. MUTSCHLECHNER (1955, S. 26) zweifelt sogar die Tatsache einer Absitzung an und erklärt die Entstehung des Schachtkopfes durch die gemeinsame Norddrift mit der Inntaldecke. Nachdem die Gesteine des Schachtkopfes einen größeren Zerstörungsgrad als die des Wamperten Schrofen aufweisen, worauf schon AMPFERER (1905, S. 495) hinwies, kann der Ansicht MUTSCHLECHNERS nicht zugestimmt werden. Bei einer gemeinsamen Norddrift müßten die Gesteine im Liegenden und Hangenden der Wasserkluft gleich stark zerstört sein. Die Durchhörterung der Wasserkluft durch den Max-Braun-Stollen zeigte jedoch das Gegenteil.

1.4 Danksagung

Mein Dank gilt Herrn Universitätsprofessor Dr. Kurt MOHR vom Geologischen Institut der Technischen Universität Clausthal, der sich bereit erklärte, diese Diplomarbeit zu betreuen, sowie dem Korreferenten Herrn Universitätsprofessor Dr. H. BOTTKE. Persönlicher Dank gilt dem Bürgermeister der Gemeinde Ehrwald, Herrn Thomas SCHENNACH. Bei der geschichtlichen Bearbeitung wurde ich durch Diskussionen von Herrn Erwin BADER angeregt. Meiner Verlobten Ulrike BILLER danke ich für die verständnisvolle Begleitung während meiner Geländearbeit. Tatkärfige Unterstützung erhielt ich vor allem durch meinen Cousin Erich MÜLLER, der mir durch seine Bergerfahrung und die Begeisterung für seine Heimat immer wieder Ansporn war. Meinen Eltern und Großeltern sei dafür gedankt, daß sie mir mein Studium und den Aufenthalt in Ehrwald ermöglichten.

Weiterhin möchte ich mich bedanken bei der Sektion Coburg des Deutschen Alpenvereins für die Gewährung einer Ermäßigung auf der Coburger Hütte, Dipl. Ing. HUBER vom Österreichischen Alpenverein für die Genehmigung zur Verwendung der Alpenvereinskarte, Dipl. Ing. JUNGWIRTH von der Berghauptmannschaft Innsbruck, stud. pharm. Bettina KIEGELE für ihre anfängliche Begleitung im Gelände, Dipl. Ing. MOSER im Vermessungsamt der Tiroler Landesregierung, Monika PRADER vom Postamt Ehrwald, Frl. PRÖLL der Abteilung III/d3 Phot beim Amt der Tiroler Landesregierung, Herrn Hans BÖHM, Herrn Adolf RIESEN und Herrn ROSE im Geologischen Institut der Technischen Universität Clausthal, stud. mus. stud. phil. Iris SCHENNACH, Dr. M. SCHÖNFELD für die Bestimmung der Tuffe, dem Hüttenwirt Robert SEIDNER sowie seiner Frau Reinhilde für die Aufnahme während meiner Geländewochen. Klaus WIDSCHWENDTER und Andreas WOLKERSDORFER sei für ihre Mithilfe bei den Grubenaufnahmen Dank gesagt. Außerdem danke ich allen meinen Studienkollegen und Freunden, vor allen den „Norwegenleuten“, die mir durch Diskussionen Anregungen lieferten.

Für die Bewilligung der Fahrgenehmigung möchte ich Dank bei dem Agrarobmann Oberdorf von Ehrwald aussprechen. Der Bevölkerung und den Waldaufsehern von Ehrwald sowie den Hirten der Gemeinde Barwies sei gedankt für ihr Entgegenkommen und Hilfe während meiner Geländeaufenthalte.

Besonderer Dank jedoch gilt der Tiroler Landesregierung, der Gemeinde Ehrwald, sowie der Raiffeisenkasse Ehrwald, die diese Diplomarbeit durch namhafte Geldbeträge ermöglichten.

2 Geschichte des Bergbaues

BB 8/88 - 13a

2.1 Historischer Abriß des Bergbaues in der Mieminger Hochfläche

Es gibt archäologische Funde, die belegen, daß Menschen schon früh in die unwirtliche Gegend des Außerfern vorgedrungen sind. In der Nähe des Weißensees an der Fernpaßbundesstraße, wurden drei

in die La Téne Zeit (ca. 400 v. Chr.) datierte Eisenbarren gefunden und in Ehrwald wurden zwei römische Gräber entdeckt. Nicht unerwähnt soll hier bleiben, daß die Eisenlagerstätten östlich des Lech, bei Reutte, angeblich schon 629 genannt werden. Schließlich werden in einer Übereignungsurkunde des Jahres 1120 für ein Gut SW Reutte auch die Rechte an den Eisenvorkommen („scilicet in venis ferri et lignis et alpibus“) übertragen (MUTSCHLECHNER 1955, S. 50).

Die Fernpaßstraße war nicht nur die wichtigste Salzstraße der Saline Hall in den südbayerischen Raum, sondern diente schon den Römern als bedeutender Handels- und Verteidigungsweg (Via Claudia Augusta, von Kaiser Claudius 46/47 n. Chr. ausgebaut, unter dessen Vater Drusus im Jahre 15 n. Chr. angelegt; PERKTOLD 1984, S. 10). Man kann also davon ausgehen, daß entlang dieser von Menschen erschlossenen Landschaft bereits früh nach Erzen gesucht wurde. Die erste Erwähnung eines Ortes in der Nähe dieser Abbaue, nämlich Lermoos, fällt ins Jahr 1060, als der Ort in einer Beschreibung des Bistums Freising erscheint: „(...) a Geizzital vadit usque ad fontem, qui vocatur Dripach, et a Dripach usque ad Larinmos (...)“ (MOSER, 1979). Diese Nennung bedeutet, daß Lermoos zu dieser Zeit bereits ein Begriff im „silva inter Oenum et Licum“ (Wald zwischen Inn und Lech) war, da es sonst nicht als Eckpunkt dieser Bistumsbeschreibung auftauchen würde.

Erste gesicherte Unterlagen über einen Bergbau in der Mieminger Hochfläche gibt es erst für das Jahr 1483, als am Schachtkopf (Abb. 2.1) der Tagebau beginnt (SRBIK, 1929). ISSER (1881 a, S. 104f) hingegen stellt dort den Anfang des Bergbaus ins 16. Jahrhundert. Demnach hätten am Schachtkopf hütende Hirten glänzende Steine beobachtet, die von Schafen losgetreten geworden seien. An diesen Stellen fand sich das Ausbeißen der Lagerstätten. Am Inhalt der Darstellungen ISSERS bestehen jedoch Zweifel. Einer mündlichen Mitteilung Prof. MUTSCHLECHNERS zufolge hat ISSER häufiger falsche Angaben geliefert, als dies seiner Zeit gut gewesen wäre, wenngleich HÄUSING bereits 1890 auf diese Tatsache aufmerksam machte (HÄUSING 1890, S. 101). Eine weitere Kritik der ungenauen Arbeitsweise ISSERS findet sich bei STOLZ, der dies an Beispielen belegt (STOLZ 1928, Anm. 1, S. 214; Anm. 1, S. 246).

D 8.14

Abb. 2.1 Die Silberleithe mit den Halden des Aloisia-, Creszentia-, Michaeli-, und Jacobi-Stollens von NE aus gesehen. Der Schachtkopf liegt links oberhalb der Bildmitte. Im Hintergrund, an der Fernpaßbundesstraße, der Weissensee mit seinen Inseln.

Das 15. Jahrhundert ist für den tiroler Erzbergbau jedoch von Bedeutung, als zu diesem Zeitpunkt eine intensive Suche nach neuen Silberlagerstätten einsetzte (STOLZ 1928), denn wegen des Silbers wurden die Bergwerke Tirols in dieser Zeit ja betrieben. Die Gründe dafür sind in der „Bevölkerungszunahme und besseren Produktionsinstrumenten durch den Aufschwung der Handwerksbetriebe, besonders der Metallverarbeitung“ sowie eines erhöhten Bedarfs an Silber zu suchen (BAUMGÄRTEL 1965, S. 15). Welche grundlegenden Ursachen sich dafür verantwortlich zeigten, beschreibt BAUMGÄRTEL (1965) im 2. Abschnitt seiner Dissertation näher.

Für die nähere Umgebung der Vorkommen im westlichen Mieminger Gebirge gibt es die folgenden historischen Daten: bereits im 12. Jahrhundert soll nach GASSER (1913, S. 94) das Bergwerk Dirstentritt (Dirscentrit) im Gaflein-Tal E Nassereith in Abbau gestanden haben. Schließlich sind aus den Jahren 1352 eine Bergwerksverleihung bei Landeck, sowie 1431 eine bei Scharnitz bekannt (STOLZ 1928, S. 260ff), also entlang der bedeutenden Handelswege. In einer Stiftungsurkunde des Jahres 1423 schließlich sind die Berwanger als „Perglewlt“ bezeichnet, was auf einen Bergbau bei Berwang hinweist (MADER 1955, S. 188).

Im Drachenkar wird der Drachen-See bereits 1500 als „Wildsee im Perchwerch“ erwähnt (siehe 2.2.5). Im Brendlkar erscheint 1661 die erste Verleihung (MUTSCHLECHNER 1955, S. 42). GERMANN (1963, S. 79) vermutet den Beginn des Bergbaus Igelskar im 16. Jahrhundert. Das Schwarzbachkar erscheint erstmals 1660 in einer Verleihung (MUTSCHLECHNER 1955, S. 44).

Über einen kleinen Abbau im Igelskar, der bei den Einheimischen als „Welsches Loch“ bekannt ist, erzählt die Legende, daß möglicherweise römische Bergleute nach Gold gesucht hätten (GERMANN 1963, S. 77, mdl. Mitteilung E. STEINER, Ehrwald 1987). Das mittelhochdeutsche Wort „welsch“ bedeutet tatsächlich „romanisch“ (KÖSTER 1969, S. 974). Da die Römer aufgrund des Vordringens keltischer Stämme aus dem Norden gezwungen waren, im Gaistal eine Verteidigungsstraße von Mittenwald ins Ehrwalder Becken zu bauen (Via Decia, unter Kaiser Decius 249 bis 251 n. Chr. errichtet; PERKTOLD 1984, S. 10f), ist diese Vermutung nicht von der Hand zu weisen. Ein sicherer Beweis dafür konnte hier nicht

erbracht werden. Aus dem Drachenkar gibt es eine Sage über Goldabbau (siehe Kapitel 2.2.5). Erzanalysen aus dem Schachtkopf weisen Goldgehalte bis 8 g/t auf (MUTSCHLECHNER 1955, S. 29) und TAUPITZ (1954, S. 93) nennt das angebliche Vorkommen von Gold im Igelskar (vermutlich bezieht sich auch TAUPITZ auf die Legende um das Welsche Loch).

Interessanterweise existieren in der Umgebung des Ehrwalder Talkessels außer der Drachenkarsage weitere Hinweise und Sagen auf einen Goldabbau. Im 13. Jahrhundert wurde bei Bichlbach Waschgold gewonnen (SRBIK 1928) und 1566 soll der Alchimist Leonard TURNEISSER Gold am Sperchen bei Imst entdeckt haben (WOLFSTRIGL-WOLFSKRON 1903). Auf der Nassereiter Alm hätte ein Jäger ein Hirsch geschossen, dessen Zähne vergoldet gewesen seien, was darauf zurückführt wurde, daß dieser aus einer goldhaltigen Quelle getrunken habe und bei Laieregg habe einmal ein Wanderer einen Ast abgerissen, der sich in Gold verwandelte. Ebenfalls bei Nassereith gab es einen Arbeiter, der aus einem Brunnen schöpfte, dessen Wasser sich in Gold verwandelt hätte (FRISCHHUT 1987, S. 115f). Im Lechtal schließlich gibt es eine Sage, nach der Kinder in der Nähe Elmens Kohlen gefunden hätten, die zu Gold wurden (SCHIFFER 1985, S. 20).

Da diesen Fakten und Legenden, einschließlich der Angabe GASSERS darauf hinweisen, daß der Abbau im westlichen Mieminger Gebirge nicht erst im 15. Jahrhundert begann, sondern möglicherweise schon früher, versuchte Verfasser über eine Namensforschung herauszubekommen, ob Familiennamen auf einen Zusammenhang zwischen Bergbau und Benennung hinweisen. Dabei fanden sich im Ehrwalder Talkessel vier Namen, die ihren Ursprung im Bergbau haben (Tab. 2.1).

Familiename	Bedeutung
Kecht	ahd. chech: „Quecksilber“
Perkmann	„Bergmann“
Kessler	„Kupferschmied“
Tschafeller	cavellu „kleine Grube“

Tab. 2.1 Familiennamen mit Bergbaubezug im Ehrwalder Talkessel (aus: Amtliches Telefonbuch Tirol, 1987/88)

Auffallend ist, daß diese Einzelnamen mit geringem Bergbaubezug nur in Ehrwald vorkommen. Zum Vergleich sei Schwaz genannt, wo es bereits auf den ersten Blick eine große Zahl von Bergbaunamen gibt (Bergmann, Gwercher, Gruber, Knapp, Schinagl, Schmölzer), worauf bereits FINSTERWALDER (1951, S. 127) hin weist. Die drei häufigsten Namen des Ehrwalder Talkessels (Schennach, Koch, Schönherr) hingegen stehen in keinerlei Zusammenhang mit dem Bergbau.

Die Namensgebung im Tiroler Raum ist etwa im 13. Jahrhundert abgeschlossen worden, wenngleich gerade Berufsbezeichnungen noch länger in den Familiennamen eingehen (FINSTERWALDER 1951, S. 3f). Die späte Besiedlung des Außerfern im 13. und 14. Jahrhundert, sowie das Festhalten an den alten Namen, sind andere Gründe dafür, daß keine Familiennamen im Ehrwalder Talkessel auf die rege Bergbautätigkeit hinweisen.

Somit ergibt sich die Folgerung, daß der Beginn des Bergbaus SE des Ehrwalder Talkessels frühestens mit dem Ende der Namensgebung sowie dem Beginn der Besiedlung im 13. Jahrhundert, spätestens jedoch mit der ersten urkundlichen Erwähnung im 15. Jahrhundert anzusetzen ist. Unter Umständen gab es schon einen unbedeutenden römischen Bergbau im Mieminger-Gebirge, wofür die alten Flurbezeichnungen einen Anhaltspunkt geben. Die vielen mit Gold zusammenhängenden Sagen, sowie Hinweise auf einen frühen Beginn des Bergbaues bei Nassereith belegen diese Vermutung.

Nach dem ersten Höhepunkt des Bergbaues in der Mieminger-Kette, der zeit gleich mit dem gesamten Tirol vom 15. bis 16. Jht. andauerte, gab es im 17. Jht. einen neuerlichen Höhepunkt, der Mitte des 19. Jh. sein Ende hatte. Nur an der Silberleithe und im Igelskar konnte sich ein Abbau bis zum Anfang des 20. Jh. erhalten. Einen Grund für das Wiederbeleben des Bergbaues im 17. Jht. kann im Einführen der Sprengarbeit gesehen werden, die von Prettau im Ahrntal aus nach Tirol kam.

- Transportprobleme aufgrund der Höhenlage
- Kosten des Transports von der Grube zur Hütte
- Erschöpfung der Vorräte wegen unzureichender Geldmittel und Techniken
- Raubbau, da aufgrund unentwickelter Aufbereitungsverfahren nur ergiebige Lagerstätten abgebaut wurden
- starke Wasserführung
- Absinken der Rohstoffpreise bei gleichzeitigem Ansteigen der Arbeitslöhne
- Klimaverschlechterung Anfang des 17. Jahrhunderts und damit verbundene Probleme bei der Beschaffung von Grubenholz (Hantke, 1983, S. 140)

Tab. 2.2 Gründe für den Rückgang des Bergbaues in Tirol

AGRICOLA (1556, S. 22f 1974, S. 83f) beschreibt in seinem Werk „De re metallica“ die für einen Bergbau notwendigen geographischen Voraussetzungen. Sind diese nicht mehr erfüllt, mußte ein Betrieb zur damaligen Zeit zum Erliegen kommen. Wörtlich heißt es dort:

Was aber die Beschaffenheit der Oberfläche anlangt, so beobachtet der Bergmann, ehe er einschlägt, ob die Stelle von Bäumen bestanden ist oder nicht. Wenn sie bewaldet ist, so gräbt er dort, wenn sie nur die sonstigen Voraussetzungen erfüllt, weil sie ihm eine Menge Holz zur Verfügung stellt, das für Bauten, Künste, Gebäude, Schmelzen und anderes notwendig ist. (...) Der Bergmann stellt auch fest, ob die Gegend immer fließendes Wasser hat oder ohne Wasser ist, wenn nicht vom Gipfel der Berge ein von starken Regengüssen gespeister Wildbach herabfließt. Daher ist ein Ort, den die Natur mit einem Fluß oder Bach beschenkt hat, in vieler Hinsicht geeignet. (...) Wenn dagegen ständig fließendes Wasser der Stelle, an der geschürft wird, von der Natur versagt ist, so erhöht das die Kosten, und um so mehr, je weiter von den Gruben Fluß und Bach entfernt sind, zu denen die Erze zu befördern sind. Ja auch den Weg, auf dem man aus der Umgegend oder Nachbarschaft zu den Gruben geht, beachtet der Bergmann, ob er gut oder schlecht, kurz oder lang ist.

Die meisten Erzvorkommen in den westlichen Mieminger Bergen befinden sich heute über der Waldgrenze (1800 m). Größere Schlackenhalden, wie ISSER berichtet, konnten nicht gefunden werden. Lediglich 150 m östlich der Coburger Hütte befindet sich ein Gelände, das die Bedingungen für eine Aufbereitung erfüllt haben könnte. Funde von Galenit (0,5 cm) belegen dies.

2.2 Einzelbeschreibung der alten Abbaue

Im folgenden werden Lage, Geschichte und derzeitige Situation der einzelnen Abbaue behandelt. Der Schwerpunkt liegt dabei auf dem aktuellen Aussehen der alten Gruben. Alle Entfernungsangaben beziehen sich auf die Kirche der Gemeinde Ehrwald oder die Coburger Hütte.

Bei den Namen wurden die Bezeichnungen aus der Arbeitskarte AK 2025-20 des Landesvermessungsamtes Tirol, sowie der Alpenvereinskarte Wetterstein- und Mieminger Gebirge übernommen, wenngleich diese nicht immer mit den Bezeichnungen der einheimischen Bevölkerung übereinstimmen. FUCHS (1984, S. 61) bemerkt zu den Unstimmigkeiten:

Die Misere an der Sache ist weniger die Fehldeutung oder falsche Schreibweise als der Umstand, daß sie in manchen Fällen bis heute weiterlebt, von Land- und Wanderkarten übernommen worden ist und kaum ausrottbar zu sein scheint. Wie konnte es zu solchen Fehldeutungen kommen? Die Geometer, Adjunkten und Militärgehilfen, die bei den Vermessungsarbeiten eingesetzt waren, stammten aus allen Kronländern der Vielvölkermonarchie, am allerwenigsten aus Tirol selbst. Den Vermessungspartien waren wohl ortskundige Gemeindevertreter beigestellt, die sich mit dem Vermessungspersonal zum allergrößten Teil natürlich in der bodenständigen Mundart verständigten. Das Vermessungspersonal war aber mit der einheimischen Mundart zu wenig oder gar nicht vertraut (und konnte es auch nicht sein). Es wurden daher viele der Namen für die Eintragungen in die Mappe falsch verstanden oder nicht zu deuten gewußt. Die Folge war eine unrichtige Namenseintragung, die in manchen Fällen bis heute weiterexistiert.

Verfasser hat vermieden, den Bergbau Seeben (MUTSCHLECHNER, 1955) als zusammenfassende Begriff zu verwenden, da sich das früher „Seeben“ genannte Gebiet auf die Bergbaue Immenplatte, Schwärzkar, Drachenkar und Tajakopf bezieht. Unter den Einheimischen wird heute unter „Seeben“ der Bereich zwischen Seebenalm und dem morphologischen Anstieg zum Drachen- und Schwärzkar verstanden. In diesem Sinne findet das Wort im Folgenden seine Verwendung.

Des weiteren wurde auf eine bis ins einzelne gehende geschichtliche Beschreibung verzichtet, da diese ausführlich bei ISSER (1881a 1881b), MUTSCHLECHNER (1955, in Anlehnung an ISSER), HÄUSING oder GERMANN (1963) beschrieben wurde.

2.2.1 Silberleithe

Der früher größte und bedeutendste außerferner Bergbau auf der Silberleithe liegt etwa 2,5 km WNW der Coburger Hütte. Er umfaßt die Gruben am Schachtkopf (Höchster Einbau 1630 m, tiefster Stollen 1220 m) sowie das Friedrich Hammacher Feld (1880 m) W des Wamperten Schrafens.

Aus der Beantwortung eines Ansuchens der Marktgemeinde Reutte durch die Bergbaupräsidentschaft Innsbruck (Zl. 2004/75) geht hervor, daß der Bergbau „seit mehr als 30 Jahren gefristet“ ist. Im

Friedrich-Hammacher Feld erfolgte die Fristung erstmals 1924 (Berghauptmannschaft Innsbruck, Zl. 1794/72; Besitzstandsbuch, Band I, Einlage 49) und im Grubenfeld Silberleithe 1926 (Berghauptmannschaft Innsbruck, Zl. 1794/72). Aufgrund eines Bescheids der Berghauptmannschaft Innsbruck erfolgte am 13.7.1977 die Entziehung der Bergwerksberechtigung des Bleierz- und Galmeibergbaues Silberleithen (Berghauptmannschaft Innsbruck, Zl. 590/77). Am 13.12.1984 wurde der Bergbau, der zuletzt der Marktgemeinde Reutte/Tirol gehörte, rechtskräftig für erloschen erklärt. Eingeschlossen in diesen Bescheid waren sämtliche 6 Grubenmaße des Grubenfeldes Silberleithen sowie der Hilfsstollenkonzession für den Max-Braun-Stollen und die 4 Grubenmaße des Grubenfeldes Friedrich-Hammacher. Bezuglich des Max-Braun-Stollens, welcher der Wasserversorgung für das E-Werk an der Loisach dient, erfolgten besondere Maßnahmen, die auf einem geologischen Gutachten von Univ. Prof. Dr. H. MOSTLER gründeten (Berghauptmannschaft Innsbruck, Zl. 1833/84).

2.2.1.1 Schachtkopf

Über den Beginn des Bergbaus auf der Silberleithe wurde bereits oben diskutiert. Nach anfänglichem Tagebau ging bald ein untertägiger Abbau um, wobei die Verschmelzung der Erze direkt an den Stollenmundlöchern geschehen sein soll (ISSER 1881a, S. 105). Verfasser konnten allerdings an keiner Stelle Schlackenhalde an den Mundlöchern auffinden. Der erste Schmelzofen am Fuß des Schachtkopfes, wo sich heute das Elektrizitätswerk befindet, wurde 1645 angelegt. Vermutlich gingen die Holzvorräte in der Umgebung der alten Öfen zur Neige (s. Tab. 2.2), weshalb es notwendig wurde, die Verarbeitung ins Tal zu verlegen. Dort gab es große Holzmengen, die aus den nahen landesfürstlichen Wäldern bei Lermoos unentgeltlich verwendet werden konnte. Bereits 1719 ist ein Silberbrennofen vorhanden.

D 10

Abb. 2.2 Gebäude der ehemaligen Aufbereitung am Fuß des Schachtkopfes

Anfangs gewannen die Bergleute ausschließlich das Blei und Silber der Lagerstätte. Eine Verwendung des Zinks beginnt auf der Silberleithe 1775 mit dem Verkauf von 25 t Erz nach Achenrain (Unterinntal). Erst mit der Errichtung einer Zinkhütte im Jahre 1826 beginnt die Verhüttung der Erze im Tal selbst. 1880 wird die Erzschmelze im Ort aufgelöst, da die Holzpreise und der weite Transport zu hohe Kosten verursachen (die Holzmengen der fürstlichen Wälder langten nicht mehr zum Betreiben der Schmelze). Aus diesem Grund wurden die Erze zur Verhüttung nach Lethmathe im Ruhrgebiet, Stollberg im Rheinland und Braubach am Rhein verkauft. Weiterhin am Ort bleibt die Aufbereitung, die jedoch bis 1881 so schlecht arbeitete, daß sich in der Loisach eine bis zu 1 m mächtige Schicht erzführenden Schlammes absetzte, die 7 % Blei und 11 % Zink enthielt (ISSER 1881a, S. 133).

Zur Durchörterung der Wasserkluft (s. Kapitel 1.3), die von den Bergleuten wegen der starken Wasserführung stets gemieden wurde, beschloß die Gewerkschaft 1887 die Auffahrung des Max-Braun-Stollens, der die Lagerstätte auf 1210 m NN unterfahren sollte. Man wollte damit zum einen die Fortsetzung der Lagerstätte

im Liegenden der Wasserkluft untersuchen, als auch eine Trockenlegung der über dem Stollen liegenden Bäume erreichen (HÄUSING 1890). Die Grubenwässer des am 3. November 1887 begonnene Stollens, der 1894 seine endgültige Länge von 1370 m erreicht hatte, dienen dem Elektrizitätswerk am Oberlauf der Loisach als Wasser zum Betreiben der Turbine. Wegen der stark ausziehenden Wetter vermutet MER NIK, daß der Stollen mit dem übrigen Teil des Grubengebäudes in Verbindung steht (Berghauptmannschaft Innsbruck, Zl. 2495/1969).

Aufgrund des Raubbaues, der an der Silberleithe vorherrschte, gingen die Förderungen zum Beginn des 20. Jahrhunderts zurück. Selbst die Hoffnungsbaue, die von Bergdirektor Max BRAUN unter Regie des Bergverwalters Adolf HÄUSING im Friedrich-Hammacher Grubenfeld vorangetrieben wurden, konnten nicht verhindern, daß der Abbau 1921 eingestellt werden mußte. Insgesamt wurde während der 400 bis 500jährigen Abbauperiode eine horizontale Erstreckung des Grubengebäudes von 60 km (bei ISSER 1881a, S. 132: 58750 m), eine vertikale von 11 km aufgefahren.

Von Verfasser konnten 28 Stollen in der Literatur gefunden werden, die in Tabelle 2.1 wiedergegeben sind. Die mit * gekennzeichneten Stollen können noch lokalisiert werden.

Die wenigsten der auffindbaren Stollen sind heute noch befahrbar. Auf der Abbildungen 2.3 ist das Aussehen der meisten Stollen im Schachtkopf-Gebiet erkennbar. Lediglich ein größerer Stollen NNW

und ein weiterer SE des Schachtkopfes sind noch nicht verbrochen. Außerdem sind die einige Meter vorgetriebenen Schürfe an der Ostflanke des Schachtkopfes offen.

D 1.5

Abb. 2.3 Der Fundbau östlich des Schachtkopfes.

Da Verfasser für die Befahrung des Max-Braun-Stollens keine Genehmigung vom Elektrizitätswerk erhielt, sei aus dem Amtsbericht MERNIKS vom 25.9.1972 (Berghauptmannschaft Innsbruck 1610/72) zitiert:

„Das Stollenmundloch ist mit einer stählernen Türe verschlossen. Der Stollen ist im Bereich der Moräne mit Holzzimmerung ausgebaut. (...) Die Zimmer sind in geringen Abständen voneinander aufgestellt, z.T. stehen sie auch Mann an Mann. Dies ist jedoch erforderlich, da die z.T. schon sehr morschen Stempel des Ende vorigen Jahrhunderts aufgefahrenen Stollens ihre Tragkraft schon stark eingebüßt haben. Im Wettersteinkalk ist kein Ausbau eingebbracht. Im Bereich von Störungen wurden an verschiedenen Stellen laute Gesteinspartien festgestellt, so daß eine Gefahr für hier fahrende Personen gegeben ist. Auch liegt auf der Sohle Gestein, der auf Steinfall schließen läßt. Etwa bei Stollenmeter 350 wurden in den ursprünglich 1160 m langen Stollen Sperren eingebaut, um Verbruchsmaterial im rückwärtigen Teil des Stollens zurückzuhalten und um die Erhaltungsarbeiten zu verringern. Da Absicherungsarbeiten für die ungeübten Arbeiter eine zu große Gefahr darstellen würden, der Stollen auch nicht befahren werden muß, erscheint es vom sicherheitlichen Standpunkt notwendig, Sperren im Übergangsbereich von Wettersteinkalk zur Moräne zu errichten. Die Bauhafthaltung des Stollens im Bereich der Moräne erscheint erforderlich, da bei Verbrüchen in diesem Teil das Wasser einen anderen Weg als durch den Stollen nach Oberlage nehmen könnte. Im Wettersteinkalk ist diese Gefahr nicht gegeben.“

			Name	Höhe	Baubeginn	
			Hoffnungs-Stollen II	2000 m	1898 *	
Hoffnungs-Stollen I	1968 m	1898 *	Friedrich-Hammacher-Stollen	1870 m	1896 *	
Eduard-Stollen	1630 m	1524	Schurfbau	1585 m	Barbara-Stollen	1545 m 1721 *
Ularich-Stollen	1560 m	Jacobi-Stollen	1470 m	1698 *	Aloisia-Stollen	1430 m 1748
Michaeli-Stollen	1400 m	1782? *	Crescentia-Stollen	1330 m	1820? *	Max-Braun-Stollen
			Wasserpriel-Stollen	1640 m	*	Fundbau
				1635 m	*	
Rosaliabau	1620 m	Severin-Stollen	1620 m	*	Udalrich-Stollen	1610 m Mathias-Stollen
						1605 m Dreikönig-Stollen
						1590 m Mariahilf-Stollen
						1560 m 1736 *
Lazarus-Stollen	1807 unter	Mariahilf	Anna-Stollen	1550 m	*	Ulrich-Stollen
						1540 m *
						Kajetan-Stollen
						1520 m * St. Johannes-Stollen
						1705 Königin-Stollen
			Theresia-Stollen			Johanni-Stollen
						1732

Tab. 2.3 Die Stollen der Silberleithe

In der Berghauptmannschaft Innsbruck liegen Grubenpläne des Aloisia-, Creszentia-, und Michaeli-Stollens auf, aus denen die Weitläufigkeit des Streckennetzes im Schachtkopf erahnet werden kann. Zudem lassen die Pläne erkennen, daß die genannten Gruben miteinander in Verbindung standen. Eine Befahrung ist ausgeschlossen.

2.2.1.2 Friedrich-Hammacher-Feld

Das Friedrich-Hammacher Feld bildet die östliche Fortsetzung der durch die Wasserkluft verworfenen Lagerstätte Silberleithen. Im Januar 1896 wurde mit dem Bau des Friedrich-Hammacher-Stollens begonnen, der die Lagerstätte erschließen sollte (HÄUSING 1898). Er steht über mehrere Aufbrüche in Verbindung mit dem Hoffnungs-Stollen II, der zum Abbaubezirk Scharte gehört.

Seinen Namen hat der Stollen nach einem damaligen Gewerken bekommen, Friedrich Carl von Hammacher, Regierungsassessor außer Dienst, der im Rittergut Zeiz bei Groß Särchen, Kreis Sorau, heute Bezirk Cottbus, wohnte (Revierbergamt Hall, Zl. 828 aus 1927) und zwei Kuxe der Gewerkschaft inne hatte (Protokoll über die ordentliche Gewerkenversammlung der Gewerkschaft Silberleithen).

Am 14.10.1904 ereignete sich im Friedrich-Hammacher-Stollen bei den Auffahrarbeiten ein schweres Explosionsunglück, bei dem ein Bergmann erblindete und einen Arm verlor, sowie ein weiterer an Armen und Beinen schwer verletzt wurde (SCHÖNHERR 1988).

D 1.11

Abb. 2.4 Abkippstelle 20 m südlich des Friedrich-Hammacher-Stollens.

Der Stollen ist heute entsprechend dem Bescheid vom 13.12.84 (Berghauptmannschaft Innsbruck, Zl. 1833/84) mit einer Natursteinmauer verschlossen, weshalb eine Befahrung nicht mehr möglich ist. Verfasser führte jedoch bereits 1982 eine Befahrung durch, deren Ergebnis mit dem Amtsbericht Zl. 1794/72 der Berghauptmannschaft Innsbruck übereinstimmt. Demnach ist der Stollen „auf seiner gesamten Länge von 300 Metern gut befahrbar. Etwa 40 Meter vom Mundloch entfernt zweigt eine Strecke nach Nordosten ab. In dieser Strecke ist noch das Gestänge eingebaut. Die Strecke endet bei einem Verbruch nach etwa 250 Metern. Etwa 30 Meter von der Abzweigung entfernt ist ein Aufbruch angesetzt.“ Der Aufbruch kommt nach 85 m über Tage heraus (HÄUSING 1900a) und geht dort in einen weiteren Aufbruch über.

Wenige Meter unterhalb des Friedrich-Hammacher-Stollens sind noch die Reste der ehemaligen Bergstation der Drahtseilbahn vorhanden, welche den Friedrich-Hammacher-Stollen und die Aufbereitung mit Anschluß an den Michaeli-Stollen verband. Luftbilder des Schachtkopfes zeigen den früheren Verlauf der Seilbahn, deren Stützen noch in den Wäldern der Silberleithe stehen. In einem Artikel, der in der Österreichischen Zeitschrift für Berg- und Hüttenwesen erschien, diskutiert HÄUSING (1900b) ausführlich die Vorteile einer Drahtseilbahn gegenüber denen eines Bremsberges. Mit dem Bau der 2600 m langen Drahtseilbahn begann die Firma Roessemann & Kühnemann, Arthur Koppels Eisenbahnen, Budapest im Sommer 1900.

2.2.2 Marienbergjoch

Vollständigkeitshalber seien die Abbaue am Marienbergjoch (1788 m) angeführt, die zwar nur randlich am westlichen Mieminger-Gebirge liegen, allerdings durch ihre ehemalige Zugehörigkeit zur Gewerkschaft Silberleithen eng mit denen der Silberleithe verbunden sind. Etwa 1 km SSW des Joches, in der Wäsch, einem Ostabhang der Handschuh Spitzen (2319 m) befinden sich zwischen 1680 m und 1950 m Höhe die alten Gruben und Halden dieses Bergbaues.

Folgende historische Daten über dieses Gebiet sind vorhanden: WOLFSTRIGL-WOLFSKRON (1903) beschreibt eine Verleihung des Jahres 1549 „zum heiligen drey künigen in Mariaperg im Oberlandt“. Am 9. Dezember 1636 wird drei Tarrenzern (Ort bei Nassereith) ein Neuschurf „enthalbs Mariaperg yber das Joch Nederseit im Waldt“ verliehen, den sie St. Johannes nennen (MUTSCHLECHNER 1955, S. 44). SRIBIK (1929) weiß von „großen Halden aus dem 16. und 17. Jahrhundert“ sowie dem Erliegen des Bergbaues um 1675, während ISSER (1888, S. 327) bemerkt, daß „1876-78 ein bäuerlicher Schürfer die Wiedergewältigung dieser Gruben versuchte“. Die Arbeiten wurden jedoch „wegen Mangel an nöthigem Fond“ eingestellt.

Eine genaue genetische Untersuchung des Bergbaues am Marienbergjoch findet derzeit im Rahmen einer Diplomarbeit von cand. geol. D. SANDERS an der Universität Innsbruck statt.

2.2.3 Scharte (Biberwiererscharte)

Zum Abbau Scharte (2000 m), der 1 km NW der Coburger Hütte liegt, gehören die Gruben zwischen der Sonnenspitze (2417 m) und dem Schartenkopf (2332 m). Zwischen 2015 m und 2300 m befinden sich noch 6 Stollen, die alle befahrbar sind. Des weiteren können noch etliche Schürfe aufgefunden werden.

HÄUSING (1898, S. 105) beschreibt „überall Spuren früheren Bergbaues (...) an der Scharte, der wohl der älteste Bergbau sein dürfte, da sich daselbst noch Keilsetzarbeit und Bohrer mit Convexer Bohrschneide vorfanden“. Verfasser konnte in den Stollen drei unterschiedlich breite Keilsorten beobachten. Am häufigsten wurden 5 cm breite Keile benutzt, gefolgt von 3 cm und 10 cm breiten. Daneben fanden Spitzkeile sowie die von HÄUSING genannten Bohrer mit einem Querschnitt von 2 cm Verwendung. Am besten zu sehen sind diese Zeichen des mittelalterlichen Bergbaus in dem etwa 20 m langen Stollen, der sich am westlichsten Rand der schmalen Verflachung WSW oberhalb der Scharte befindet (Abb. 2.5).

Abb. 2.5 Unbenannter Stollen W der Scharte.

1585 wollten die Gewerken den Bergbau „Unser lieben Frawen unnd Sannct Johannsen in der Schwerz“ verbessern (MUTSCHLECHNER 1955, S. 39). Sie baten um Erlaß des Fron und Wechsels, da die Arbeiten groß und gefährlich würden. Der Kaiser entschloß sich zu einem Erlaß für drei Jahre. Ein Abbau, der ergiebig genug war, den Kaiser zu einer solchen Maßnahme zu veranlassen, konnte im heutigen Schwärzkar nicht aufgefunden werden. Die einzigen Stollen, die mit diesem Antrag gemeint gewesen sein könnten, und den Einbau von Haspeln und Rollen gerechtfertigt hätten, liegen W der Scharte 2040 m hoch. Man kann daraus schließen, daß die heutige Scharte früher zum Schwärzkar gezählt wurde. Da aber der Bau zum Zeitpunkt der Bewilligung schon bestanden und wirtschaftlich gearbeitet haben muß, wurde an der Scharte also bereits vor 1585 nach Erz gesucht.

Auf 2060 m wurde im Zuge der Arbeiten im Friedrich-Hammacher Feld der 363 m lange Schartenstollen aufgefahren. Die Bohrlöcher zur Sprengarbeit verlaufen von SW nach NE, was bedeutet, daß Stollen und Schacht nicht von der Scharte aus vorgetrieben wurden, sondern viel mehr vom Hammacher-Feld aus. Die Bohrlochanordnung ist aus der Abbildung 2.6 ersichtlich. Am SW-Ende des Schartenstollen beginnt ein Personen- und Materialschacht, dessen Teufenerstreckung unbekannt ist. Sie muß jedoch größer als 40 m sein, da er bis dahin, wo sich ein Verbruch befindet, befahrbar ist. Der ungefähr 300*200 cm große Schacht ist durch eine Holzwand zweigeteilt. Während der größere, 200*200 cm messende, SE Teilschacht der Personenfahrung diente, ist der 150*90 cm große NW Schacht als Erzrolle ausgelegt. In der Strecke am oberen Ende des Schachts sind im Abstand von 160 cm Schwellen vorhanden, auf denen früher Eisengeleise lagen, die von Hunden befahren wurden. Einer dieser Hunde befindet sich in einem kleinen Raum 20 m vor dem Schachtanfang.

Abb. 2.6 Bohrlochanordnung des Querschlages im Schartenstollen bei Stollenmeter 151

Obwohl die Berghauptmannschaft Innsbruck in der Erlösungserklärung vom 13.12.1984 feststellte, daß der Schartenstollen „mit grobblockigen Steinen und Gehängeschutt vollständig verschlossen“ wurde (Zl. 1833/84), bemerkte Verfasser im Sommer 1988, daß diese zum Großteil entfernt sind. Im Hinblick darauf erfolgte für den Stollen die Anfertigung einer geologisch-tektonischen Übersichtskarte, sowie einer Kluftrose (s. Kapitel 3).

Die Stollen der früheren Abbauperioden erreichen nicht die Ausdehnung des Schartenstollens. Sie sind stets kurz und niedrig, wie man den Abbildungen 2.7 und 3.5 entnehmen kann.

Abb. 2.7 Grundriß eines Stollens SW der Scharte (0183).

2.2.4 Schwärzkar

Im Schwärzkar, das zwischen Wampertem-Schrofen (2520 m) und Drachenkopf (2410 m und 2302 m) 1 km W der Coburger Hütte liegt, kennt GERMANN (1963, S. 69) einen Schurf auf 2085 m. TAUPITZ bezeichnet in Abb. 42 einen alten Bau. Abgesehen von den historischen Daten, die unter 2.2.3 angegeben sind, weiß man nichts über die Geschichte des Bergbaus im Schwärzkar.

Abb. 2.8 Saigerriß (oben) und Grundriß (unten) des Stollens im Schwärzkar auf 2160 m

Verfasser fand NE des Wampertem-Schrofens einen 3 m langen Stollen (2160 m), der durch starken Regen freigespült worden war (Abb. 2.8) und am Grat von der Scharte zum Schartenkopf einen 5 m tiefen, 150 cm hohen und ebenso breiten Schrägschacht (2200 m). Halden mit Taubenkropf Leimkraut sowie Fallstücke mit Galenit belegen das Vorhandensein von weiteren Erzausbissen im ausgesetzten Fels. Zwischen dem Wampertem-Schrofen und dem Schartenkopf fand Verfasser auf 2350 m und 2250 m Erzausbisse (Abb. 3.8).

2.2.5 Drachenkar und Grünsteinsee

An das Schwärzkar schließt im Osten das Drachenkar mit dem danach benannten Drachensee (1874 m) an. Dort sind etliche aufgelassene Gruben mit deren Halden erkennbar, die nahe des Weges zum Hinteren Tajatörl (2257 m), zwischen 2000 m und 2100 m, sowie südöstlich des Grünsteinsees gelegen sind. Weiterer Abbau fand NE der Coburger Hütte auf 1850 m und 1950 m statt.

Von Drachensee handelt eine Sage, die bei FUCHS (1984, S. 139 nach H. KLEMENT; s.a. LINSER 1988, S. 4) wiedergegeben ist:

Auf der Suche nach Erz stießen einst in der Nähe der heutigen Coburger Hütte Bergleute auf eine Goldader, die sie sogleich abzubauen begannen. Sie wurden reich und fingen an, dem Wohlleben nachzujagen. Ihr Dörflein kannte keine Armut mehr. Eines Tages stieg ein alter Mann zum Dörflein empor. Wo immer er im Bergwerksdorf um eine kleine Labung und einen bescheidenen Schlafplatz für die Nacht bat, wurde er barsch abgewiesen. Da sprach er zum Dorfältesten, ehe er sich vom Dorf abwandte: „Du hattest für mich nichts zu trinken. Du und deine Leute werden aber einmal soviel trinken, daß sie gar nicht aufhören werden können.“ Die Dorfbewohner verstanden den Sinn seiner Worte aber nicht und gingen lachend davon. Einige wollten den Greis noch etwas fragen, doch er war nirgends mehr zu sehen. Bald aber zog sich ein drohendes Unwetter über den Bergen zusammen. Der Donner grollte unheil verkündend durch die Schluchten. Regen prasselte nieder und wurde immer stärker. Bäche stürzten von den Gipfeln, und das Dörflein versank im Erdboden. An seiner Stelle glänzte nach Stunden ein See. Im See haust seit dieser Zeit ein schrecklicher Drache, der die Dorfbewohner bewacht. In der Christnacht hört man manchmal das kleine Glöcklein der Dorfkapelle läuten. Die hartherzigen Dörfler aber müssen Wasser trinken, bis zu dem Tag, an dem das Glöcklein nicht mehr läutet. Dann endlich sind sie erlöst.

Das Wort Drachen leitet sich im übrigen nicht vom Hochdeutschen Wort ‚Drachen‘ ab, „einem echsenartigen, feuerspuckenden Fabelungeheuer“ (KÖSTER, 1969, S. 229), sondern vom slawischen ‚draga‘, was „eine durch Abrutschung entstandenen Mulde am Hang“ bezeichnet (FINSTERWALDER 1951, S. 185).

Der Bergbau im Drachenkar begann laut MUTSCHLECHNER (1955, S. 39) spätestens 1561 und hatte den Namen „bey der Gotsgab und Sannt Geörgen“. Einem Bericht des Bergrichters Hans ERLACHER aus dem Jahre 1561 zufolge müssen sowohl die Verhältnisse im Winter, als auch die Erzvorräte sehr schlecht gewesen sein. Da der Bergbau im 16. Jahrhundert allerdings in erster Linie wegen des Silbers stattfand, muß der Bericht ERLACHERS dahin gedeutet werden, daß der Silbergehalt gering war.

Heute können noch sechs Stellen aufgefunden werden, an denen Erz gewonnen wurde. Drei kleinere Stollen sind noch befahrbar. SE des Grünsteinsees, NE der Coburger Hütte und W des Hinteren Tajatörl gibt es Erzausbisse, die dort auch bearbeitet wurden. Auf 1950 m befindet sich etwa 400 m NE der Coburger Hütte ein verbrochener Schacht und ein ca. 3 m langer, abgesoffener Stollen.

2.2.6 Grießspitze

Historische Daten sind nur für die Abbaue im Gamsanger bekannt. BURNESTER & PLANCK (1920, zitiert nach GERMANN 1963, S. 75) geben jedoch an, beim Aufstieg zu den Grießspitzen alte Werkholztrümmer gefunden zu haben. Neben solchen Werkholztrümmern konnten bei den Geländearbeiten Verfassers auch Metallgegenstände gefunden werden, die nur dem Bergbau gedient haben können (Aufbewahrt im Ehrwalder Heimatmuseum).

2.2.6.1 Grießspitze Nordwand

Mit 500 Metern Höhenunterschied erhebt sich die schwer zugängliche Nordwand der Grießspitzen vom hinteren Drachenkar zur Westlichen (2741 m) und Östlichen Grießspitze (2747 m).

Geschichtsdaten sind keine bekannt. Weder Stollen noch Schächte konnten gefunden werden. Auf 2340 m befindet sich jedoch ein dolomitisierte Störungsbereich mit Kupfer und Blei-Erzen, auf den möglicherweise ein Abbau stattgefunden hat.

2.2.6.2 Hölltörl

Von der Grünsteinscharte (2272 m) 1 km SSE der Coburger Hütte zieht nach Südwesten eine Reiße hinunter zur Mieminger Hochfläche (Höllreiße), an deren östlicher Steilflanke sich möglicherweise Fundstellen von Erzen befanden.

Am Hölltörl konnten allerdings keine aufgelassenen Gruben nachgewiesen werden. Fallstücke von Ankerit, Limonit und Azurit lassen jedoch den Abbau von Erz vermuten.

2.2.6.3 Gamsanger (Gamswannig, Gamswannele)

Der Bergbau am Gamsanger liegt 2 km SE der Coburger Hütte auf Höhen zwischen 2145 m und 2175 m am Südabhang der Westlichen Grießspitze.

SRBIK (1928) gibt an, daß der „kleine Schurf am Gamswannele (...) wenig Erfolg“ gebracht hätte. Wann die Gruben erstmalig in Betrieb standen, ist nicht überliefert. Sie wurde zwischen 1876 und 1878 nochmals belegt (ISSER 1888, S. 327), in Ermangelung „an nöthigem Fond“ jedoch eingestellt. Vermutlich wurde hier, wie im Wamperten-Schrofen, schon von den „Alten“ nach Silber, Bleiglanz und Galmei gesucht.

Verfasser konnte diesen Bergbau nicht lokalisieren.

2.2.7 Tajakopf (Toyakopf)

Der Bergbau Tajakopf liegt am den Abhängen des Hinteren Tajakopfs 1 km ESE der Coburger Hütte zwischen 2180 m und 2340 m.

Das Wort ‚Taja‘ stammt aus dem keltisch-romanischen (thaje) und bedeutet Hütte (MADER 1955, S. 190; TOLLMANN 1986, S. 425). Dies ist ein weiterer Hinweis darauf, daß sich die Römer nicht nur auf der Via Decia aufhielten, sondern auch ins Mieminger-Gebirge vordrangen (siehe Kapitel 2.1).

Genaue historische Daten über den recht umfangreichen Bergbau sind nicht bekannt. GERMANN (1963, S. 74) vermutet, daß der Beginn im 16. Jahrhundert anzusiedeln ist, was durch die bei MUTSCHLECHNER angeführten Daten aus Archiven bestätigt wird. ISSER gibt zum Bergbau am Tajakopf keine Hinweise.

Neben Stollen, die mit Handarbeit aufgeschlagen wurden (Tajakopf West) finden sich immer wieder Stollen, in denen Bohrvortrieb erkennbar ist. Die Bohrlöcher weisen eine Länge bis zu 32 cm und Durchmesser von 2 cm auf. Ihr Aussehen ähnelt den Bohrlöcher der Scharte. Somit gibt es am Tajakopf eine ältere und jüngere Betriebsperiode.

2.2.7.1 Tajakopf W

Am Übergang vom Hinteren zum Vorderen Tajakopf, wie er im Kletterführer Wetterstein- und Mieminger Gebirge (Rother Verlag) beschrieben ist, liegen zwei weitere Vorkommen. Das südliche, auf der Verflachung unterhalb des Hinteren Tajakopf (2350 m), war vermutlich nur ein Schurfbau. Etwa 200 m nördlich davon liegen zwei miteinander verbundene Stollen, von denen der obere 22 m, der untere mindestens 24 m entlang einer E-W streichenden Störung vorgetrieben wurde. Abb. 2.9 zeigt einen Querschnitt durch das Grubengebäude. Die Störung ist stark verkarstet, ähnlich der des großen Abbauraumes im Oberbaustollen (Kap. 2.2.9).

Abb. 2.9 Saigerriß (Skizze) der Stollen NW des Hinteren Tajakopfs

2.2.7.2 Tajakopf S

Abb. 2.10 Grundriß des südlichsten Abbaues am Grat vom Hinteren Tajatörl zum Hinteren Tajakopf. A: dolomitisierte, nahezu ungestörter Kalk; B: hellbrauner, wenig breccierter Kalk mit Calcit- Gängchen; C: rötliche Breccie mit fein verteilem Bleiglanz.

Auf dem Weg vom Hinteren Tajatörl zum Hinteren Tajakopf befinden sich fünf Stollen und Schächte mit Längen bis zu 5 Metern, die noch befahrbar sind. Schrämmspuren deuten auf einen frühen Beginn dieser Baue hin. Der Grundriß eines dieser Baue ist in Abb. 2.10 wiedergegeben. Etwa 100 m nördlich des Hinteren Tajatörl, beißt außerdem unverritztes Erz aus.

2.2.7.3 Tajakopf E

Zwischen 2200 m und 2300 m liegen etwa 20 Baue, die zum Teil befahrbar sind und eine gesamte aufgefahrene Stollenlänge von 1000 Metern haben dürften. Der D 3.1 längste, rund 10 m hohe Abbau, folgt 40 m einer vererzten Zone. Erhalten ist weiterhin ein Knappensteig, der vom oberen Brendlkar ausgehend an der Südwestflanke des Hinteren Tajakopf entlang verläuft. In einem etwa 5 m langen Stollen fand Verfasser einen 30*20*10cm großen Sandstein, der zum Schleifen der Werkzeuge benutzt

wurde. Die Spuren lassen auf die Verwendung von Bohrern und einem spitzen Gegenstand schließen. Weitere Arbeitsgeräte wurden nicht gefunden. Neben den Stollen sind immer wieder Schürfe in dolomitisierten Störungen zu beobachten. In vielen Fällen war das Auffinden der Stollen durch die Zeigerpflanze *Silene vulgaris* (Taubenkropf Leimkraut, s. Abb. 2.11) möglich.

Abb. 2.11 *Silene vulgaris* vor einem Stollenmundloch.

2.2.8 Brendlkar (Brandlkar, Mursee)

Das Brendlkar liegt 4,5 km SE von Ehrwald. Auf 1915 m und 1970 m Höhe sind die Reste der Bergbautätigkeit erkennbar. Die Stollen im hinteren Brendlkars, in den Hängen des Hinteren Tajakopfs sind unter 2.2.7.3 beschrieben.

Eine Bergwerksverleihung an Georg KRÄNBITHER sowie dessen Söhne Dominik und Thomas vom 22. August 1661 im „Ney älbl in Prändl“ belegt die Anfänge dieses Abbaues (MUTSCHLECHNER 1955, S. 42). Der von GERMANN (1963, S. 76) erwähnte „gezimmerte Schacht“ wurde Mitte der 1970er Jahre nachdem ein Mädchen hineingestürzt war, durch den Fremdenverkehrsverband Ehrwald verschüttet (Mdl. Mitt. E. STEINER).

2.2.9 Igelskar (Negelseekar, Egelseekar, Siglseekar)

Das Igelskar liegt 3,5 km SE von Ehrwald. Stollen und Schächte (vgl. Abb. 3.19) befinden sich auf 1745 m („Hermann-Stollen“), 1650 m („Welsches Loch“), 2040 m („Oberbaustollen“) und 2060 m am Weg vom Igelsee (1545 m) zur Breitenkopfhütte (2040 m).

Über die alten Baue (Welsches Loch und Stollen auf 2060 m, östlich oberhalb der Breitenkopfhütte) sind keine geschichtlichen Daten bekannt. Es ist jedoch anzunehmen, daß der Abbau gleichzeitig zu den Schürfen im Brendlkar und Schwärzkar im 16. Jahrhundert stattfand. Über das Welsche Loch wurde bereits oben diskutiert.

B 8/88 - 12a

Abb. 2.12 Der Hermann-Stollen im Jahre 1910. Man beachte vor allem die Werkzeuge der Bergleute! Die von Josef Schennach (Sepilis Seppl, 1986) angegebenen Namen (Hausnamen) der Bergleute von links nach rechts stehend: Elias Neuner (s'alte Tal), Hiasl Spielmann (Moch), Jakob Schennach (Sepilis Seppl), Eduard Hosp (Lehers), Josef Spielmann (Knechtler), Ing. Seifert, Max Hosp (Lehrers), Franz Spielmann (Knechtler, sitzend), Adalbert Hosp (Peter Adalbert), Jacob Hosp (Gugerler Jackl, ein Vorfahre Verfassers), Luis Fasser (Loiserler, sitzend), Rudl Schennach (Megers Rudl), Seppl Somweber (Hofers), Hermann Spielmann (Ulicher), Alois Wilhelm (Leirlerler), Unbekannt aus Garten. Am Dach: Josef Posch (s'Merteli), Miliam Schennach (Söppeli), Bendikt Kerber (Mulschers), Alois Kerber (Schneider). (mit frdl. Genehmigung O. Haudeck)

D 7.35

Abb. 2.13 Gleicher Bildausschnitt wie Abb. 2.12, 78 Jahre später. Von den Gebäuden stehen nur noch die Grundmauern. Die Namen von links nach rechts: Erich Müller, Christian Wolkersdorfer

Ende des 18. Jahrhunderts begann eine erneute systematische Suche nach Blei-Zink-Lagerstätten. Dabei fand man im Breitenkopf ansehnliche Erzvorräte, die jedoch wegen des langen Anweges vom Tal aus schwer zu fördern waren. Am 15. September 1900 begann die Firma Josef Hermann Dudek Söhne aus Bernsdorf/Oberlausitz deshalb mit der Unterfahrung der Lagerstätte durch den Hermann-Stollen, der 1909 die Verbindung mit dem Oberbau-Stollen herstellte. Aufgrund finanzieller Probleme wurde

der Abbau auf dem 18,05 ha großen Feld im Jahre 1913 eingestellt. Der Aufbruch am Ende des Hermann-Stollens ist verbrochen, eine Durchfahrt zum Oberbaustollen nicht mehr möglich.

D 7.2

Abb. 2.14 Vermoderte Wettertüre im Hermann-Stollen

Im verbrochenen Schacht ist ein Hund eingeklemmt, der dem im Schartenstollen ähnlich sieht. Zwei weitere, stark vermoderte Hunde liegen am Beginn des Bremsberges. Eine Durchfahrt des Aufbruches vom Oberbaustollen aus mußte nach 10 m abgebrochen werden, da leicht verklemmte Holzstücke einen Abstieg gefährden.

Die Behausungen der Bergarbeiter für den Oberbaustollen lagen nicht an der Stelle der Breitenkopfhütte, sondern vielmehr auf 2000 m östlich des Weges zur Hütte. Die Grundmauern stehen noch an der ursprünglichen Stelle. Weit mehr von den ehemaligen Anlagen befinden sich am Hermann-Stollen, wenngleich die auf Abb. 2.12 zu sehenden Gebäude längst abgetragen sind. NNW des Haldenfußes sind die Reste eines Generators erhalten, der für die Stromversorgung im Hermann-Stollen sorgte. Davon, daß im Stollen Strom vorhanden war, zeugt der Strommast auf Abbildung 2.12.

Auch am Welschen Loch weist eine 4*4 m große Verflachung mit dem Rest eines Ofens darauf hin, daß dort in neuerer Zeit auf Erz geschürft wurde.

2.2.10 Schwarzbachkar (Wildes Kar)

7 km ESE von Ehrwald befindet sich das Schwarzbachkar. Verfasser konnte keine Reste eines Bergbaues auffinden.

Salomon HASSIWANTER erhält im „Gaißthall in Wilden Khar“ am 13. Oktober 1660 einen Neuschurf, den er St. Jacob nennt (MUTSCHLECHNER 1955, S. 44). Weitere historische Daten sind nicht bekannt.

2.2.11 Ehrwalder Alm

Der Bergbau „Ehrwalder Alm“ ist nicht mehr lokalisierbar.

SRBIK (1928) berichtet, daß 1576 im Südteil der Zugspitze oberhalb Ehrwald Gruben auf Bleiglanz, Zinkblende und Galmei bestanden hätten. Vermutlich befand sich der Bergbau in der Gegend der Holzer-Wies oder dem Koppenboden, da diese oberhalb der ersten Ansiedlung in Ehrwald, dem ‚Hof auf der Holzleiten‘ (bei KECHT 1955, S. 177, auch Trueferhof), gelegen sind.

Für dieses Gebiet gibt es heute noch den Flurnamen pouenig, der laut PERKTOLD (1984, Anm. 7, S. 26) sehr alten Ursprungs ist. Hier liegt ein weiterer Hinweis auf eine frühe Nutzung vor, wie dies beim Tajakopf der Fall ist. Inwieweit sich diese auch auf einen Bergbau bezog konnte nicht nachgewiesen werden.

2.2.12 Immaplatte (Immensee-Stollen)

Der Bergbau Immaplatte (bei den Einheimischen Immenplatte) ist ein alter Abbau, der von keinem der bisherigen Bearbeiter erwähnt wird. Die Einbaue befinden sich 200 Meter nördlich des Fahrweges von der Ehrwalder Alm zur Seeben Alm, nahe des Immensteigs, in 1525 m Höhe.

Verfasser wurde erstmals 1978 von E. MÜLLER und F. HÖRING auf den Immensee-Stollen (MÜLLER 1978) aufmerksam gemacht. Im Juni 1979 erfolgte gemeinsam mit E. MÜLLER ein erster Besuch der Halden und Stollen. Zu diesem Zeitpunkt war der nördlich gelegene Schacht bereits vollständig und der etwa 5 Meter südlich gelegene Schrägschacht bei 3 Metern verbrochen.

Nach der Meinung Verfassers handelt es sich bei den Stollen am Immensee um einige der nicht mehr wiederentdeckbaren Baue, die MUTSCHLECHNER (1955, S. 40f) beschreibt. Der Beginn des Bergbaues am Immensee kann an den Anfang des 17. Jahrhunderts gestellt werden. Vermutlich ist der Immensee-Stollen identisch mit dem Neuschurf St. Anna, der am 4. August 1645 an Simon PERNLOCHER von Schwaz „in der Wandt Nedseiten“ (Seebenwände?) verliehen wurde (MUTSCHLECHNER 1955, S. 40). Dies wäre möglich, weil PERNLOCHER gleichzeitig eine andere Grube erhält, die zwischen St. Anna und „des Prandt“ (Brendlkar, mündl. Mitt. E. BADER 1988) liegt.

Nicht auszuschließen ist, daß es sich um die Abbaue des Melcher Joss handelte die nicht im Felsen, sondern „im Poden“ lagen. 1561 erfolgte mit oben erwähntem Bergrichter ERLACHER eine Befahrung des Hoffnungsfeldes. Dieser Abbau wurde 1572 an Nürnberger Gewerken, darunter Dr. Georg KANDLER, verkauft.

2.2.13 Seeben

Westlich des Seebensees, auf 1760 m, Nordöstlich der Scharte auf 2000 m (s. Abb. 2.15), sowie am Nordgrat Aufstieg zur Sonnenspitze, auf 2200 m gibt es drei kleine, zwischen 2 m und 8 m lange, etwa 100 cm hohe Stollen, die jeweils einer Störung folgen. Über die Geschichte dieser Stollen ist nichts bekannt. Im Zuge der systematischen Durchforstung des Mieminger Gebirges während des Mittelalters ist davon auszugehen, daß auch diese Stollen zu dieser Zeit angelegt wurden.

Abb. 2.15 Grundriß des Stollen NE der Scharte

2.3 Möglichkeiten für ein Besucherbergwerk

Der Erhalt von Kulturdenkmälern spielt in unserer schnellebigen Zeit eine große Rolle, da gerade dadurch ein Bewußtsein geschaffen werden kann, daß es erlaubt, sich mit unserer Vergangenheit auseinanderzusetzen. Vor allem das Verständnis für die Vorfahren und die Auseinandersetzung mit der eigenen Geschichte kann dort stärker stattfinden, wo es „Geschichte zum Anfassen“ gibt. Der Bergbau im westlichen Mieminger Gebirge scheint geeignet, „erlebte Geschichte“ vorzuzeigen, da die Geschichte vielerorts noch sichtbar, man könnte sagen „greifbar“ ist. Zeugnisse des Bergbaues gibt es nicht nur in unseren Friedhöfen (s. Abb. 1.17), sondern bei jeder Wanderung im Mieminger Gebirge stößt der aufmerksame Beobachter auf die Überreste längst vergangener Tage (s. Abb. 2.2, 2.13, 2.16).

Aus dem eingehenden Studium der meisten alten Stollen und Schächte er gibt sich, daß für die Eröffnung eines Besucherbergwerkes im westlichen Mieminger Gebirge nur drei Stollen in Frage kämen. Es handelt sich dabei um den Hermann-Stollen, den Friedrich-Hammacher-Stollen und den Schartenstollen, wofür es drei Gründe gibt.

Zum einen ist der jetzige Erhaltungszustand von Bedeutung. Alle drei Stollen sind sehr gut erhalten. In einem Amtsbericht der Bergauptmannschaft Innsbruck über den Bergbau Silberleithen heißt es: „Der Scharten - Stollen wurde nicht ausgebaut und befindet sich in einem sehr guten Zu stand“ (Bergauptmannschaft Innsbruck, Zl. 1794/72). Lediglich eine Stelle im Friedrich-Hammacher und im Schartenstollen, sowie drei Stellen im Hermann-Stollen müßten bergmännisch abgesichert werden. Weiterhin spielt die leichte Befahrbarkeit eine Rolle. Auch diese ist bei allen drei Stollen gegeben. Und zuletzt muß man den touristischen Wert eines Besucherstollens berücksichtigen. Ein Besucherbergwerk soll möglichst leicht erreichbar und für den Besucher auszubauen sein, ohne großen Schaden an der Umwelt anzurichten.

D1.12

Abb. 2.16 Bergstation der Materialseilbahn vom Friedrich-Hammacher-Stollen zur Aufbereitung

Abb. 2.17 Grabstein an der von Bergleuten gestifteten Kirche in Biberwier.

Nachdem die Wege vom Schachtkopf zum Marienbergjoch und vom Panoramaweg zur Coburger Hütte zwei häufig begangene Wege sind, wäre es sinnvoll, den im Gemeindebesitz befindlichen Scharten- oder Friedrich-Hammacher-Stollen näher auf die Möglichkeit der Errichtung eines Besucherbergwerkes zu untersuchen. Die Wiederaufwältigung der sicherlich interessanten Michaeli-, Aloisia-, Jacobi-, oder Creszentia-Stollen ist nicht sinnvoll, da die Kosten sicher den Nutzen übersteigen würden.

Zur Erhaltung des Grubengebäudes und zur Errichtung eines Besucherbergwerkes und Bergbaumuseums ist es unbedingt notwendig, einen eigenen Verein zu gründen, der den Namen „Verein zur Erhaltung des historischen Bergbaues im westlichen Mieminger Gebirge“ tragen sollte. Nur dadurch kann eine „Vermarktung“ der Bergbaugeschichte, wie sie von anderer Stelle geplant ist, vermieden werden.

Verfasser möchte an dieser Stelle GSTREIN & HEISSEL (1984, S. 49) zitieren, die in ihrem Endbericht folgendes schreiben: „Es liegt nicht im Sinn einer expandierenden Lagerstättenforschung (...), noch offene Bergbaustollen „für immer“ unzugänglich zu machen. Vielmehr sollte doch eher versucht werden, durch die Anbringung sicherer, versperrbarer Türen oder Gatter den Zugang zu den alten Orten und Abbauräumen für auch später noch erfolgende Untersuchungen wissenschaftlicher Natur fahrbar zu erhalten.“

Achtung!! Die Datei besser in MINERALI weiter verändern!!

3 Mineralisation und Genese der Erzvorkommen

3.1 Einleitung

Schon früh waren die alpinen Erzvorkommen für die Geologen von großem Interesse. Kaum einer der großen Lagerstättenkundler, der sich nicht mit der Genese der alpinen Vorkommen beschäftigte. Namen wie W. PETRASCHEK, SCHNEIDERHÖHN, FRIEDRICH oder CLAR, um nur einige zu nennen, sind mehr oder weniger stark mit bestimmten Hydrothermal-Theorien verknüpft. In neuerer Zeit folgten SCHNEIDER und TAUPITZ, die eine synsedimentäre Entstehung der Lagerstätten erkannten, oder BECHSTÄDT, BERNARD und SASS-GUSTKIEWICZ mit der Vorstellung einer exogen-sedimentären Genese der alpinen Blei-Zink-Lagerstätten. Diese Aufzählung kann nicht vollständig sein, da immer wieder Wissenschaftler an die Frage herangingen, wie die Lagerstätten in den Alpen entstanden seien.

Im Rahmen dieser Diplomarbeit kann weder eine ausführliche Diskussion jeder Theorie erfolgen, noch kann eine endgültige Lösung der offenen Fragen stattfinden. Dennoch zeigte sich im Laufe der Beobachtungen, daß die Summe der meisten Erscheinungen nur mit einer Theorie zu erklären sind. Eine ausführliche Betrachtung der bis 1962 erfolgten Diskussionen liefert im übrigen FRIEDRICH (1962, S. 210ff).

Durch die Erweiterung des regionalen, europäischen Rahmens und die Verfolgung der Entwicklung auf anderen Kontinenten, vor allem den Vereinigten Staaten, fallen die Grenzen Europas zusammen und bilden eine Einheit, die auch eine gemeinschaftliche Erklärung der Einzelvorkommen bedingt. Es kann nicht sein, daß die so ähnlichen Blei-Zink-Vorkommen vom Mississippi-Valley-Typ Europas eine von Nation zu Nation unterschiedliche Entstehung aufweisen können. Oder sollte die Genese von Lagerstätten tatsächlich an den politischen Grenzen Europas hält machen?

Bereits AMSTUTZ (1971, S. 251) weist darauf hin, „daß wir uns immer fragen sollten, ob alle möglichen Übereinstimmungen mit vorhandenen geologischen Grundzügen überprüft wurden, bevor eine Deutung bevorzugt wird. Ich glaube, daß wir langsam aus dem goldenen Zeitalter der heroischen Hypothesen herauskommen, wenn wir uns immer streng an die grundlegende wissenschaftliche Methodik der Überprüfung aller möglichen Ähnlichkeiten oder Übereinstimmungen – was das gleiche bedeutet – halten.“ Verfasser neigte anfangs dazu, die synsedimentäre Entstehung zu bevorzugen. Erst im Laufe der Geländearbeiten zeigte sich jedoch, daß viele Erscheinungen nicht durch eine synsedimentäre Entstehung erklärt werden können. Vor allem allerdings war es nicht möglich, zwischen zwei anerkannten synsedimentären Lagerstätten, nämlich Rammelsberg und Meggen, und den Vorkommen in den Westlichen Mieminger Bergen Gemeinsamkeiten zu finden, die auf eine gleichgeartete Entstehung hindeuteten.

Für die Genese der Lagerstätten des Mississippi-Valley-Typs zählen GUILBERT & PARK (1986 nach OHLE 1970) sieben verschiedene Theorien auf, die im Laufe der Zeit herangezogen wurden, um deren Entstehung zu erklären. Auf ein Für und Wider dieser Theorien soll jedoch erst unter Punkt 3.3 eingegangen werden, da es sinnvoll erscheint, die Beschreibung der Erzvorkommen einer Diskussion voranzustellen.

3.2 Geologisch-Mineralogische Beschreibung der Einzelvorkommen

Aufgrund der Aufschlußverhältnisse war es nicht möglich, alle Vorkommen im Arbeitsgebiet mit der gleichen Sorgfalt zu bearbeiten. Viele Stollen sind verbrochen, Ausbisse überwachsen oder Halden durchgekettet. In etlichen Fällen mußte auf ältere Autoren zurückgegriffen werden, die bessere Aufschlußverhältnisse hatten, als die heute vorliegenden. Besonders die Arbeiten von TAUPITZ und GERMANI zeigten sich als sehr zuverlässig bezüglich der Beobachtungen im Gelände. HÄUSINGs Beobachtungen (veröffentlicht während der aktiven Abbauphase) dienten bei den Untertageaufschlüssen als Grundlage.

Bei Unstimmigkeiten wurden die Aufzeichnungen Verfassers denen anderer Autoren bevorzugt. Etliche offenen Fragen könnten durch genaue Kartierung der alten, noch offenen Stollen geklärt werden. Aus Zeitgründen war es nicht möglich, jeden einzelnen Stollen zu kartieren, da unter großem Zeitaufwand zuerst Grubenrisse geschaffen hätten werden müssen.

Zum besseren Überblick wurde die Numerierung des Teil 2 beibehalten, obwohl an manchen Stellen keine Beobachtungen gemacht werden konnten. Diese Vorkommen sind durch den Satz „Keine Beobachtungen möglich gewesen.“ gekennzeichnet.

Zur Verwendung des Begriffs „Dolomitstein“ sei auf Kapitel 4.2 verwiesen.

3.2.1 Silberleithe

Bedauerlicherweise sind die Aufschlußverhältnisse an der Silberleithe so schlecht, daß sich die eigenen Beobachtungen auf Haldenmaterial beschränken müssen. Die Lagerstätte ist vollständig abgebaut, nach HÄUSING sind nur noch im Hammacher-Feld Erze vorhanden. Wie bereits GERMANI und TAUPITZ muß auch Verfasser auf ältere Beobachtungen zurückgreifen.

3.2.1.1 Schachtkopf

Schon MOLL (1776, 2. Band, S. 156ff; zitiert aus BEUST, 1871) beschreibt, daß die „Bleierzgruben zu Silberleiten“ aus einem höheren, galmeireicheren und einem tieferen, bleireicheren Grubenrevier bestehen. Die Abbildungen bei SCHMITZ (1839), ISSER (1881a, Taf. III, Fig. 1) und HÄUSING (1890, Taf. I, Fig. 10) zeigen deutlich eine räumliche Zweiteilung der Lagerstätte in ein Bleierz- und Zinkerz-Vorkommen, wobei die stratigraphisch tiefer liegende, Bleiglanz führende Zone von der höher gelegenen, hauptsächlich Zinkblende führenden durch einen etwa 20 m mächtigen Bereich getrennt ist, der kaum eine Erzführung aufweist. Interessanterweise führt HÄUSING (1898, S. 103) diesen Umstand der geringeren Erzführung darauf zurück, daß „die Spaltenbildung in dieser Zone ganz gering ist, wodurch sich der Erzmangel erklärt“. Innerhalb des Schachtkopfes erstreckt sich die Lagerstätte in der Horizontalen über 300 bis 400 m bei einer Mächtigkeit von etwa 100 m, wobei „die Mächtigkeit und Zahl der einzelnen Lagen nach der Teufe stetig zunahm; beim Verwurfe durch die Wasserkluft erreichte die Lagerstätte ihre größte Erzführung“ (HÄUSING 1898, S. 103). Im Liegenden dieser 100 m mächtigen, nach unten spitz zusammenlaufenden Störungszone, die vom Max-Braun-Stollen durchörtert wurde, sind keine Erze mehr nachgewiesen (HÄUSING 1898, S. 102). Die Fortsetzung der Vorkommen Schachtkopf liegt einige hundert Meter höher und ist vom Friedrich-Hammacher-Feld aufgeschlossen.

Die Erze sind zum einen lagerförmig mit 5—10° in die steil nach S (011) und SE einfallenden Kalke eingeschaltet, zum anderen treten sie in Spalten und Klüften auf. Daneben kommen schichtparallele (stratiforme) Erzkörper, sowie butzen-, nester- und schluchtförmige vor. Ihnen ist gemeinsam, daß sie gegeneinander durch eine Unzahl von Störungen verworfen sind, was Probleme beim Ausrichten der Strecken mit sich brachte. HÄUSING (1898, S. 103) beschreibt als Besonderheit das Auftreten von „einzelnen erzführenden Spalten die sich vor dem Eindringen der erzführenden Flüssigkeiten bereits wieder mit Gesteinsstücken gefüllt hatten, denn hier treten Galmei, sowie Bleierze als Bindemittel zwischen den einzelnen Stücken auf und bilden damit feste Breccien“. Im allgemeinen streichen die Lager N-S bis NE-SW bei einem Einfallen von 40—70° nach E. Die Angaben über Mächtigkeiten der Erze schwanken zwischen 1 cm und 3 m, wobei der Durchschnitt bei 20—30 cm gelegen haben dürfte. Mächtige Stöcke mit Teufenerstreckungen von 40—50 m und einer streichenden Länge von 20—30 m hingegen bildete der Galmei. ISSER (1881a, S. 90) bemerkt als Regelmäßigkeit, daß an Störungsschaarungen die Erzmächtigkeit regelmäßig zunimmt, bei einer größeren Änderung der Streichrichtung von Klüften hingegen machte sich eine Abnahme der Erzführung bemerkbar (ISSER 1881a, S. 90).

Haldenfunde zeigen, daß das Nebengestein ein weißer bis grauer Wettersteinkalk ist, der wegen der Abrutschung des Schachtkopfes häufig einen größeren Zerstörungsgrad aufweist als der des Wamperten Schrofens. Eine Dolomitisierung konnte im Haldenmaterial seltener nachgewiesen werden. In Hohlräumen vererzter Breccien finden sich weiße Dolomitkristalle bis 5 mm Größe mit Calcit vergesellschaftet. Aus den Analysen des Bergverwalters BERG, deren Ergebnisse in Tab. 3.1 dargestellt sind, ergibt sich, daß der $MgCO_3$ -Gehalt an den erzführenden Klüften im Durchschnitt bei 2,1 % liegt (wiedergegeben in CANAVAL 1914, S. 158). Sowohl in den Partnachmergeln, als auch in Gesteinen des Jura, die im Schachtkopf angefahren wurden (N.N. 1878; MUTSCHLECHNER 1955, S. 26), treten keine Erze auf.

Vererzung	Hangendes	Liegendes
Blei	1,1 %	1,2 %
Galmei	3,0 %	3,2 %

Tab. 3.1 $MgCO_3$ -Gehalte vererzter Klüfte von Silberleithen

Als Gangmittel tritt, soweit überhaupt ein Gangmittel vorhanden ist, weißer Calcit auf, mitunter als Kluftbelag und Kristalle bis 2 cm Größe ausbildend. Diese Aggregate weisen eine Verwachsung mit Bleiglanz auf, der unregelmäßig geformt im Calcit erscheint. Sehr häufig ist in den Erzklüften ein gelb- bis dunkelbrauner Letten vorhanden, in den die Bleierze eingebettet sind. Eine solcher Bereich wurde im Süd-Querschlag des Severin-Stollens auf der Stollensohle abgebaut (Befahrung August 1983, Probe K 067 im Heimatmuseum Ehrwald). Daneben kommt zelliger Smithonit vor, in dessen Hohlräumen Kristalle aufgewachsen waren (ISSER 1881a, S. 90). Es scheint sich dabei um ein häufigeres Phänomen gehandelt zu haben, da Verfasser auf mehreren Halden zelligen Smithonit auffinden konnte.

D 1.21 23

Abb. 3.1 Vererzte Breccie aus Wettersteinkalk. Die Zwischenräume der Komponenten sind durch Bleiglanz und Zinkblende ausgefüllt. Ein verbriebener Hohlraum enthält weiße, sattelförmige Dolomitkristalle sowie Calcit. Um die Zinkblende bilden sich braune Ränder aus Limonit sowie gelbe, erdige Anflüge von Greenockit (CdS). (Aus der Privatsammlung Verfassers, Probe Nr. 19088101). Maßstab: 1,5 cm.

Erzminerale sind Bleiglanz, Zinkblende, Galmei, Cerussit und Pyrit. An Sekundärmineralen konnten von Verfasser Greenockit, Smithonit, Hydrozinkit, Descloizit, Hemimorphit, Wulfenit, Mennige, Chalkopyrit und Pyromorphit gefunden werden. In der Literatur werden des weiteren Bournonit, Argentit, Stibioenargit, Fahlerz, Realgar, Flourit, Ilsemannit, Strontianit, Linarit, Anglesit, Krokoit und Baryt genannt. Das Vorkommen von Pyrit ist im Bergbau Silberleithen nicht bekannt (CANAVAL 1914, S. 162).

Verschiedene Autoren beschreiben, daß der Silbergehalt am Schachtkopf auffallend hoch war. Entgegen den nahezu silberfreien Lagerstätten der südlichen Kalkalpen führten die Erze des Schachtkopfes erhebliche Silbermengen, deren Gehalte zwischen 234 und 938 g Silber pro Tonne Blei lagen, und somit 1000 mal größer als die in Bleiberg waren. Zum Teil wurden die Erze des Schachtkopfes bis 1719 (Bau eines Silberbrennofens, ISSER 1881a, S. 105) den silberarmen Schwazer Erzen beigegeben (CANAVAL 1914, S. 160f).

Abschließend sei einer der ältesten bekannten Berichte über die Silberleithner Blei-Zink-Lagerstätte in seinem Wortlaut wiedergegeben, der von SCHMITZ im Jahre 1839 abgefaßt wurde.

Silberleithen

Der gewerkschaftliche Blei und Galmeibergbau Silberleithen liegt westlich von dem hohen Kalkgebirge „der Wampete Schrofen“ genannt an einem Vorgebirgsrücken, dessen Oberfläche man die Alzenböden nennt, eine starke Stunde südlich von dem Dorfe Biberwier entfernt.

Die Erze kommen teils mit einem zerreiblichen sandigen Letten, teils im Kalkstein eingesprengt vor, und gehören einem Gange an, welcher durch oftmalige Gabelung, ausgehen in mehrere Trümmer und durch sehr viele Vertrübungen und Verwerfungen ein außerordentlich zerrüttetes Aussehen hat.

Das Hauptstreichen des Ganges ist Stunde 13 und das Haupterzflächen östlich 45°. Einzelne Trümmer auf den St Jacob, Michael und Jacob Alois Stollen schießen unter einem Winkel von 5—10° ein. Verschiebungen

finden sowohl nach dem Streichen durch die stärkeren zweyer Klüfte als auch nach dem Verflächen durch die Elfer Klüfte statt. Durch die letztere wird der Gang stufenweise auf 1—10 Klafter gekürzt.

Der Gang ist dem Streichen nach an mehreren Horizonten auf einer Strecke von 40, 50 bis 60 Klafter edel verhauet. Weiter gegen Mitternacht schneidet sich der Gang aus und liegt das Hauptteil vor; gegen Mittag ist derselbe in verschiedenen Teufen mit weitschichtigen Gebäuden untersucht, aber nirgends anhaltend abbauwürdig, sondern statt dessen nur Nester und Spuren meistens ein Galmei mit wenig Bleierz gefunden worden. In der Richtung des Verflächens ist der Gang von seinem Ausbeissen an der Schneide des westlichen Gehänges bei 300 Klafter bis auf den neuen Crescenzia Lauf zu der sogenannten Wasserwand, welche dem Erzgange entgegenfällt und mit demselben völlig parallel streicht, in Erzen verhauet. An dieser Wasserwand schwingt sich der Erzgang mit verkehrtem Verflachen und unter allmählicher Vertaubung bei 17 Klafter sich auf, von wo aus über sich nach der Wand noch bei 30 Klafter ausgeschlagen, jedoch der Gang nicht mehr getroffen worden ist.

Östlich von der Wasserwand und zugleich unmittelbar unter derselben kommt ein sandiges Kalkgebirg vor, welches auf dem Horizont des Crescenzia Stollens 5°, am ersten -7° ober diesem Stollen liegenden Laufe 10°, und im Jacob Alois Stollen 30° höher als Crescenzia, 20 Klafter mächtig durchbrechen, und dann der graue, feste, bituminöse unedle Kalk des Wampeten Schrotfens, in welchem die Blei und Galmeierze nur putzenförmig vorkommen, angefahren und auch eine bedeutende Stärke untersucht worden ist.

Notiert bei der Besuchung der Silberleithen im Jahre 1839, A. Schmitz

Handschrift in der Bibliothek des Museum Ferdinandeum Innsbruck abgelegt unter K II/114 e, Übertragen von G. Wolkersdorfer

3.2.1.2 Friedrich-Hammacher-Feld

Bedauerlicherweise ist der Friedrich-Hammacher-Stollen verschlossen, so daß über die Lagerungsverhältnisse nichts mehr ausgesagt werden kann. Hoffnungs-Stollen I und II konnten aus technischen Gründen nicht aufgesucht werden. Am Friedrich-Hammacher-Stollen sind Halden nicht vorhanden, da die Erze über den Hang in die 'Schwarze' abgekippt wurden (s. Abb. 2.4). Demnach ist es auch nicht möglich, über Haldenmaterial die Lagerungsverhältnisse zu rekonstruieren.

Aus diesem Grund mußte auf die Beschreibungen und Abbildungen früherer Bearbeiter zurückgegriffen werden. HÄUSING (1900, S. 67f) berichtet über Galmei, Zinkblende- und Bleierz-Vorkommen im Hoffnungsstollen I. Man fand häufig bis 10 cm mächtige Erzlagen in „Letten“ (vermutlich Kalkmylonit). Daneben traten eine derbe, maximal 40 cm mächtige Galmeilage mit einer Horizontalerstreckung von 30 m, die sich zu einem größeren Nest weitete, sowie ein Galmei-„Stock“ von etwa 11 m in der Breite und 30 m Teufe, auf. Über die Lagerungsverhältnisse ist nichts ausgesagt, allerdings handelt es sich bei dem Letten vermutlich um einen Störungsletten, da ganz ähnliche Vorkommen im Nordschlag der 2020 m Sohle des Oberbau-Stollens auftreten.

Bessere Hinweise auf die Lagerung der Erze liefert TAUPITZ (1954). Auf dessen Abb. 33 und 43 ist zu erkennen, daß die Blei-Zink-Erze als schmale, bis 10 cm breite Schläuche und Nester in rötlichen Störungsbreccien sowie Fiederklüften vorkommen. Dabei ist der Bleiglanz (mit Cerussit vergesellschaftet) in den Breccien fein verteilt, während er innerhalb breiterer Störungsschaaren gangartig ausgeschieden wurde. Die Ähnlichkeit mit den Vorkommen westlich der Biberwiererscharte ist unübersehbar. Auch dort kommt der Bleiglanz stets zusammen mit Störungsbreccien vor, die rötlich gefärbt sind.

Nachdem das Friedrich-Hammacher-Feld die östliche Fortsetzung der Vorkommen des Schachtkopfes darstellt, ist zu erwarten, daß die Lagerungsverhältnisse denen des Schachtkopfes entsprechen.

Die Vorkommen im Hammacher-Feld und dem Schachtkopf können somit als teilweise stratiform auftretende, zumeist jedoch an Störungen und Störungsbreccien gebundene Vererzungen aufgefaßt werden. Dolomitisierung spielte bei diesen Vorkommen eine untergeordnete Rolle.

3.2.2 Marienbergjoch

Hier sind keine Beobachtungen möglich gewesen, da das Vorkommen außerhalb des engeren Bearbeitungsraumes liegt, recht großflächig ist und somit im vorgegebenen Zeitrahmen nicht begangen hätte werden können. Im Rahmen einer Diplomarbeit werden diese Vorkommen von cand. geol. D. SANDERS ausführlich in Bezug auf ihre Genese behandelt. Einer mündlichen Mitteilung SANDERS

zufolge, untersucht er im Rahmen seiner Arbeit die Zusammenhänge zwischen Dolomitisierung und Vererzung.

3.2.3 Biberwiererscharte

Südwestlich oberhalb der Biberwiererscharte, in einem Tagebau, wurden Zinkblende und Limonit angetroffen, die innerhalb einer Störungszone vorkommen (0240). Da diese Stelle zum Teil von Hangschutt bedeckt ist, können keine Aussagen über Lagerungsverhältnisse gemacht werden. In dem kleinen Einbau darüber kommen im gleichen Störungsbereich Limonitbänder vor. Die Zinkblende-Erze vor dem Stollenmundloch stammen allerdings nicht aus diesem Stollen, sondern aus einem der Stollen, die sich weiter westlich befinden.

Im Schartenstollen (0045, 117, 166) konnten ausschließlich bei Stollenmeter 152,7 (vom Stollenmundloch aus gemessen) und 166,1 (dort an eine Aufschiebung 129/40° gebunden) im SE Stoß eine geringe Pb-Vererzung nachgewiesen werden. Der Bleiglanz umgibt ähnlich 0136 (s. Abb. 3.15) etwa 2–3 mm dick ein Calcit-Aggregat im Wettersteinkalk. Bei Stollenmeter 258,0 quert eine etwa 3–5 m breite Störungszone mit Spiegelharnisch (301/82°), die möglicherweise Erz führt, da sie auf 2 bis 2,50 m an der Firste abgebaut wurde. Bei Stollenmeter 306,7 beginnt ein geschichteter, dolomitischer hellweißer peloide mudstone mit Kleinhöhlen (0,5 mm), in denen Dolomit und Calcitkristalle auftreten (2 117). Der Schacht bei Stollenmeter 363,5 wird von zwei parallel verlaufenden, steil einfallenden Störungen begrenzt, die spitzwinklig aufeinander zulaufen und zwischen denen das Gestein stark brecciert ist. Am Stollenmundloch ist der Wettersteinkalk feingeschichtet, aber wenig dolomitisiert. Eine etwa 3 m breite, 100 m lange Dolomitsteinbank verläuft SE des Stollens.

A 184c

Abb. 3.2 Vererzte Breccie. Zu erkennen ist braune Zinkblende in einer feinkörnigen Karbonatmatrix sowie schwarz- brauner Limonit (3 184c). Maßstab: 5 cm.

In westlicher Richtung folgen weitere Stollen, die bis auf drei keine anstehenden Erze mehr führen. Primärerz waren Bleiglanz und Zinkblende. Des weiteren treten Spuren von Pyrit auf, der zu Limonit verwittert ist. Die Zinkblende ist mitunter als Schalenblende ausgebildet, wobei die einzelnen Lagen durch verschiedene Brauntöne voneinander zu unterscheiden sind.

Begleitminerale sind Calcit und wenig Dolomit, Ankerit sowie Flourit. Am „großen Abbau“ kommt das Erz innerhalb einer Breccie vor, deren Komponentenzwischenräume mit Erz gefüllt sind. Einige Komponenten bestehen aus schichtigen Blei-Zink-Erzen, die wie die Kalkkomponenten von weiterem Bleiglanz und Zinkblende umgeben sind. Die Reihenfolge der Entstehung und Ausscheidung war: Absatz und Diagenese des Gesteins – Breccierung im Störungsbereich – Ausscheiden der Zinkblende – Ausscheiden des Bleiglanz – Bildung eines Pyritüberzugs in den noch nicht gefüllten Hohlräumen – Restfüllung durch Karbonat – Verwitterung. Als ein Produkt der Verwitterung ist Greenockit als dünner Überzug zu erwähnen.

Auf der Abbildung 18 der Arbeit TAUPITZ (1954) ist ein Profil im „großen Abbau“ gezeigt, das sowohl die Breccierung als auch Rhythmierung darstellt. Das Vorkommen besteht aus Ausscheidungen von Zinkblende mit Bitumen „als Füllung meist flacher Mulden“. Eine dieser Muldenfüllungen zeigt Abb. 3.3. Über einem rudstone folgt ein Aufarbeitungshorizont, in dem sich Limonit sowie organisches Material ansammelten. Darüber A 184b schließlich folgen geschichtete mudstones, sowie oberhalb der braunen Lage eine synsedimentäre Breccie aus Biogendetritus. Erze fehlen. Diese kommen dagegen in Breccien vor, in denen sie die Hohlräume füllen, wobei die Zinkblende häufig als mehr oder weniger rundes, 1 bis 3 mm im Ø messendes Korn erscheint („vererzte Bakterien“). Im Erzanschliff (4 184) ist die Vererzung ebenfalls auf Spalten beschränkt und bestätigt somit das makroskopische Ergebnis. Längs feiner Frakturen sind Bleiglanz und Zinkblende miteinander verwachsen, wobei die Zinkblende mengenmäßig überwiegt (ca. 9:1).

Abb. 3.3 Rudstone mit Aufarbeitungshorizont und schichtigem Sediment innerhalb einer Rinnenfüllung. (3 184b, s. Text) Maßstab: 5 cm

Unterhalb des „großen Abbaus“ streicht eine Störungszone NNE—SSW. Diese ist stark dolomitisiert und wurde von den mittelalterlichen Bergleuten beschürft. Auf Abbildung 3.4 ist zu erkennen, daß die

Bleivererzung innerhalb des dolomitisierten Bereichs an Frakturen, sowie die nördlich gelegene Störung gebunden ist. Das Vorkommen ist bei einer Mächtigkeit von 1—3 cm schlauchförmig gestaltet und mit Calcit vergesellschaftet.

##

Abb. 3.4 Mit Bleiglanz (Pb) vererzter, dolomitisierte und breccierter Störungsbereich. Eng an die Vererzung ist das Vorkommen kleiner Calcitaggregate (cct) geknüpft. St: Störung

xx

Abb. 3.5 Querschnitt im „unbenannten Stollen W der Biberwiererscharte“. Erläuterungen im Text. Bereich A: Störungsbreccie mit Limonit; Bereich B: Breccie mit Bleiglanz. St: Störung.

Die Untertageaufnahme des „unbenannten Stollens W der Biberwiererscharte“ (Profil s. Abb. 3.5; Photo s. Abb. 2.5, Westen ist rechts!) zeigt eine ähnliche Situation. Im Bereich der Störungen kommt es zur Anreicherung von Bleiglanz, während in einer größeren Entfernung von den Störungsflächen keine sichtbare Erzführung mehr vorhanden ist. Etwa 40 cm E der rechten Störung auf Abb. 3.5 ist diese etwa 2 cm mächtig vererzt. Das Nebengestein ist dort ohne sichtbare Erzführung, aber wie das innerhalb des gesamten Bereichs Biberwiererscharte rhythmisiert. Die Zinkblende ist in diesem Stollen meist an Breccien und der Bleiglanz an Störungen gebunden, kommen jedoch auch gemeinsam vor, wobei die Erzführung zu den Störungen hin zunimmt. Auf der Abbildung 2.5 ist zu erkennen, daß der Stollen in eine E-Vergente Störung eingetrieben wurde, die bis auf eine Länge von 30 m vererzt war.

Der auf Abbildung 2.7 dargestellte Abbau (0183) ist völlig ausgebeutet. Im Stollen kommen nur noch Eisenoxid-Vererzungen vor, die mit brecciertem Gestein verwachsen sind (Abb. 3.6).

Abb. 3.6 Störungsbreccie mit Limonitvererzung aus einem Stollen W der Biberwiererscharte. Die Komponenten sind teilweise durch Calcit miteinander verkittet. Limonit durchsetzt auch jüngere Frakturen (3 182). Maßstab: 5 cm.

Die Vorkommen der Biberwiererscharte sind also hauptsächlich an Störungen gebunden, die meistens dolomitisiert, zumindest jedoch brecciert sind. Lediglich an einer Stelle konnte Erz in einer flachen Rinne nachgewiesen werden, wo es schichtig abgelagert wurde.

3.2.4 Schwärzkar

Der Schurf am Nordfuß des Drachenkopfes (075) folgt einer dolomitisierten, 5 bis 10 m breiten Störungszone (285/65°) im Wettersteinkalk wobei der Dolomitstein bis 4 m tief abgebaut wurde. Am Aufschluß selbst konnte kein Erz nachgewiesen werden; da 100 m SW im Geröll ein Fallstück mit Bleiglanz gefunden wurde (077) kann mit Sicherheit davon ausgegangen werden, daß sich auch innerhalb des jetzt abgebauten Bereichs Bleierze befanden.

Nördlich des Hinteren Drachenkopf, wurde ebenfalls ein Schurf im Wettersteinkalk angelegt (0102). Die Störungszone, welcher der 5 m lange Stollen folgt, ist schwach dolomitisiert. Auf welches Erz der Abbau erfolgte konnte nicht festgestellt werden, da die Halde von jungem Hangschutt überdeckt ist. Das Nebengestein ist ein bioclastic rudstone mit Riffdetritus.

Etwa 400 m SE des Schartenkopf konnten im Geröll Proben mit Bleiglanz und Zinkblende gefunden werden (0112), die im Dolomitstein vorkommen. Dabei war das Anstehende nicht aufzufinden. In diesem Zusammenhang sei auf die Funktion von *Silene vulgaris* und *Thlaspi alpestre* als Erzanzeiger hingewiesen, von denen *Silene vulgaris* bei diesem Vorkommen ausschlaggebend für das systematische Absuchen der Geröllhalde war.

##

Abb. 3.7 Feinrhythmierter und dolomitisierte oberer Wettersteinkalk mit an die Rhythmite gebundener Vererzung. Die Rhythmierung wird erosiv herauspräpariert, da die Gesteine unterschiedlich widerstandsfähig sind. Westlich der im Bild zu sehenden Fraktur durchzieht außerhalb des Bildausschnittes eine stark dolomitisierte Störung das Gestein. Der gepunktete Kasten gibt den Ausschnitt von Abb. 4.28 an.

Ein weiteres Vorkommen (0113) liegt 150 m weiter NNE, im Hangschutt der Felsnase, die das Schartenkar im SE begrenzt. Der Stollen (s. Abb. 2.8) folgt einer WNW—ESE streichenden Störungszone (202/80°) im Wettersteinkalk. Im Gegensatz zu den anderen Vorkommen des Schwärzkar handelt es sich jedoch um keine breccierte Störungszone, sondern um ein Störungssystem. Erze, sowie eine Dolomitisierung konnten nicht gefunden werden. In Richtung NE befinden sich allerdings mehrere Schürfe innerhalb des gebankten Wettersteindolomits, wobei die Dolomitisierung hauptsächlich Störungszonen folgt.

Direkt an der Steilwand, die in das Schartenkar hinaufführt, ist der Wettersteinkalk deutlich rhythmiert (s. Abb. 4.28). Die jeweils 10 bis 20 cm mächtigen, rhythmierten Gesteinsbereiche wiederholen sich dort vier mal hintereinander in einem Abstand von 50 cm bis 130 cm. Bei den nur in ihren Hauptbereichen dargestellten Rhythmiten der Abb. 3.7 handelt es sich um die mittleren beiden, die 90 cm nördlich und 130 cm südlich von zwei weiteren, mit Dolomitlinsen vergesellschafteten, begleitet werden. Innerhalb dieser Rhythmite befindet sich eine nesterförmige Bleiglanz-Vererzung (0172), die streng an die Rhythmierung gebunden ist. Für die Bleiglanznester konnten Durchmesser zwischen 1 und 3 cm gemessen werden. Begleitet wird die Vererzung von Calcitaggregaten, die in einem bestimmten Abstand von den Erznestern ebenfalls der Rhythmierung parallel laufen.

D 2.35 21

Abb. 3.8 Erzausbiß im oberen Schartenkar. Die vererzte Störungszone verläuft etwa parallel des Zollstockes unter das Geröll (0171).

Erzanzeiger (Feinrhythmierung, Dolomitisierung und *Silene vulgaris*) führten zu einem Erzausbiß im Schartenkar (0171, Abb. 3.8). Dort ist ein NW-SE streichendes Störungssystem mit Störungsbreccie aufgeschlossen, das dolomitisiert ist und eine schlauch- bis gangförmige Vererzung aufweist. Erzminerale sind Bleiglanz und Zinkblende (als Galmei), die zu Hydrozinkit (in weißen, traubig-nierigen Aggregaten), Cerussit und Hemimorphit verwittern, sowie wenig Eisenoxid. Dabei erkennt man im Großanschliff (vgl. Abb. 3.9), daß die Zinkblende gelartig ausgeschieden ist, während sich der Bleiglanz im Inneren von gelartigen Rinden anlagerte. An der Fraktur, die das Gestein von links unten zur rechten Bildmitte durchzieht, zeigt sich, daß nach der Abscheidung der Erze eine erneute Bewegung stattgefunden hat. Unter dem Mikroskop ist erkennbar, daß sich zwei Calcit-Generationen bildeten. Die erste besteht aus kurzprismatischen, rhomboedrischen, weißen Kristallen bis 0.5 mm, Generation II hingegen aus langgestreckten, grauen, ditrigonal-skalenoedrischen Kristallen, mit Längen bis zu 1 mm und Durchmessern um die 0.1 mm, die jünger als die Hydrozinkit-Gelbildungen sind.

Abb. 3.9 Galmei und Bleierz vom Erzausbiß im oberen Schartenkar (3 171).

Am Nordgrat des Schartenkopfes folgt ein Stollen einer dolomitisierten, WNW-ESE streichenden Störung im Wettersteindolomit (049). Das Gestein ist dort, ähnlich 0172 im mm bis cm Abständen rhythmiert und besteht zum Teil völlig aus Dolomitstein, der an der breitesten Stelle 260 cm mächtig wird. Im NE schließt an die Störung eine 5 cm mächtige Breccie aus Wettersteinkalk an, danach, 60 cm mächtig, ein breccierter Dolomitstein.

Für die Erzvorkommen im Schwärzkar gilt zusammenfassend, daß sie an einfache Störungen, an breccierte und dolomitisierte Störungen, sowie an Rhythmite gebunden sind. 0102 liegt zusätzlich innerhalb der Riffschuttzone des unteren Wettersteinkalk.

3.2.5 Drachenkar und Grünsteinsee

Die beiden Einbaue NE der Coburger Hütte, auf 1970 m (066) führen viel Zinkblende und wenig Bleiglanz in einer dolomitisierten Breccie aus hellem Wettersteinkalk, die an einer Störungszone (204/82°) vorkommt. Gangminerale sind Calcit und Dolomit, letzterer zum Teil als Dolomitsteinlinsen wenig unterhalb der Einbaue. Die Vererzung beschränkt sich auf die Zwischenräume der Breccie, in der auch Komponenten mit lagigem Bleiglanz auftreten. Am Ausbeissen des Vorkommens sind die Erze schlauchförmig und als Nester mit Größen bis 10 cm erkennbar. Im Erzanschliff (4 66) ist zu erkennen, daß die Räume zwischen den Komponenten der Breccie von Zinkblende, seltener von Bleiglanz ausgefüllt werden. Die Komponenten sind im allgemeinen völlig erzfrei (Komponenten mit geschichtetem Erz kamen im Schliff nicht vor), lediglich an den Korngrenzen kommt es gelegentlich zur Verdrängung des Kalks durch Zinkblende.

Die Fortsetzung dieser Vererzung befindet sich 130 Höhenmeter unterhalb, in den Latschen, wo das Erz in einer vermutlich abgebauten Rinne als Nester mit Durchmessern zwischen 1 cm und 5 cm ausbeißt (00115, 114, 175). Die Rhythmierung des oberen Wettersteinkalk wird durch reliefartig herausgewitterte Dolomitstein-Kalkstein Wechsellagerung (228/62°) nachgezeichnet. Diskordant dazu ist der mit 150 streichende Bleiglanz in das rhythmierte Gestein eingeschaltet.

Auf den Halden dieser Vorkommen wächst wieder *Silene vulgaris* in größeren Beständen. Auffällig ist, daß der Rauhblättrige Almrausch (*Rhododendron hirsutum*) dort größere Blütenblätter hat und die gewimperten Blätter rostbraune Punkte besitzen. Dies ist vermutlich auf die erhöhte Schwermetallkonzentration im Gestein zurückzuführen.

Zwei weitere Abbaue liegen auf 2080 m, NE der Coburger Hütte (040). Eine E-W streichende Störung zwischen Wettersteinkalk und Alpinem Muschelkalk scheint Erze geführt zu haben. Außer Hydrozinkit sind keine Erzminerale mehr auffindbar. *Thlaspi alpestre* ssp. *calaminare* (Alpen-Hellerkraut) zeigt allerdings einen Erzgehalt in den Halden an (Zeigerfunktion von *Th. alpestre* aus TOLLMANN 1986, S. 384). 100 m westlich ist ein kurzer Stollen in der Störungsbreccie aufgefahren (091), die dort dolomitisiert ist. Limonit kommt in schlierenartigen Aggregaten innerhalb der Breccie vor. Das Nebengestein ist rhythmiert und weist eine Großoolithstruktur auf.

Etwa 150 m WSW des letztgenannten Vorkommens sind zwei weitere, vollständig verbrochene Stollen, auf deren Halden nur Limonit gefunden wurde. Sie scheinen in einen Störungsbereich vorgetrieben zu sein, da 20 m W eine dolomitisierte und ankeritisierte Störungszone im unteren Wettersteinkalk auftritt. Über die Lagerungsverhältnisse kann also genausowenig, wie bei den vorangegangenen Abbauen Auskunft gegeben werden. Das Haldenmaterial scheint bereits mehrmals durchkuttet zu sein, so daß Primärerze längst verschwunden sind.

Ein WNW streichender Erzaubiß (095) 300 m südlich des Grünsteinsees, auf den Abbau stattgefunden hat, führt Bleiglanz im rhythmierten und dolomitisierten, teilweise brecciertem Wettersteinkalk, der in Großoolithausbildung vorliegt. Auf den Halden konnte Malachit, Azurit, Hydrozinkit, Limonit und Dolomit nachgewiesen werden. Der Bleiglanz kommt in cm großen Schlieren vor, seltener sind Nester in der gleichen Größenordnung.

Weitere, unverzerrte Erzausbisse, findet man in der Rinne, die vom ‚Fußballplatz‘ nach E verläuft. Das Nebengestein ist wiederum rhythmiert und dolomitisierte Wettersteinkalk (90/32°), an dessen Stylioliten es zur Anreicherung von Eisenoxiden kam, die als Limonitkrusten herauswittern (s. Abb. 4.32, 0132). Daneben kommen an Störungen gebundene Bleiglanznester vor, die bis zu 4 cm groß werden (0133). In einiger Entfernung zu der Störung läßt die Vererzung bis zum völligen Aufhören nach. Insgesamt hat der vererzte Bereich jedoch eine Mächtigkeit bis zu 10 m und streicht in NW Richtung.

Abb. 3.10 Beginnende Dolomitisierung im Bereich von Störungen. Die Dolomitisierung schreitet als Dolomitfront voran, wobei sie sich durch Porenvergrößerung neu Wegsamkeiten schafft (0229).

Abb. 3.11 Bleiglanz, an Störungen im dolomitisierten Wettersteinkalk gebunden (0133). Pb: Bleiglanz; Fe: Limonit.

Den Vorkommen im Drachenkar ist gemeinsam, daß sie an dolomitisierte Rhythmite gebunden sind, sowie an Störungsbreccien, die eine Dolomitierung aufweisen. Die Erze selbst kommen als Nester und Schlauch- bis Schlierenförmig vor.

3.2.6 Grießspitze

3.2.6.1 Grießspitze Nordwand

Am Einstieg zur östlichen Grießspitze, die über diesen Weg übrigens erstmals von AMPFERER, BEYRER & OHNESORGE begangen wurde, ist auf 2350 m ein Cu-Pb-Vorkommen in einem rötlichen, brecciertem Gestein (0188). Unter dem Mikroskop ist erkennbar, daß Fahlerz und Kupferkiesschlieren durch einen derben Calcit ziehen, der mit Quarz vergesellschaftet sein kann. Das Fahlerz und der Kupferkies verwittern zu Malachit, der als charakteristisches Zeichen dieser Vererzung auffällt. In einem weiteren, wenig nördlich gelegenen Vorkommen gibt es idiomorphe Hemimorphit- und Calcitkristalle in einer Störungsbreccie (0187), die ankeritisiert und dolomitisiert ist. Des weiteren werden die Gesteinsproben von Manganausscheidungen überkrustet (Dendriten).

Westlich des Einstiegs zur östlichen Grießspitze verläuft eine NE-SW streichende Störung (332/83°) mit Cu-Pb-Zn-Erzen (0194). Im Bereich dieser Störung ist der untere Wettersteinkalk stark dolomitisiert. Das ans Brendlkar erinnernde Vorkommen führt neben Spuren von Bleiglanz und Zinkblende auch Hemimorphit, Hydrozinkit, Malachit, Limonit, Ankerit, Calcit und Dolomit. Weiter westlich setzt sich die Cu-Vererzung im unteren Wettersteinkalk fort (0195), wobei festzustellen ist, daß keine Pb-Zn-Erze mehr vorkommen. Des weiteren sind die Oxidationsminerale der Cu-Vererzung nach Westen zu nicht mehr an Dolomitierung geknüpft. Vielmehr sind sie unregelmäßig in einer größeren Zahl von Einzelvorkommen im Kalk verteilt, wo sie durch die Oxidationsminerale Malachit und Azurit auffallen.

Abb. 3.12 Azurit, Malachit und Limonit auf einem Geröllblock des Wettersteinkalk (0234).

In der Geröllhalde unterhalb des Nordwandfußes können drei verschiedene Mineralisationen erkannt werden. Es gibt Gerölle, die deutlich die Cu-Vererzung zeigen, wie sie auch im Anstehenden auftritt. Daneben gibt es Fallstücke, die ausschließlich aus Bleiglanz und Wettersteinkalk bestehen und zuletzt Limonitknollen. Abbildung 3.12 zeigt den Ausschnitt eines größeren Geröllblockes mit Cu-Pb-Fe-Vererzung (0147), dessen dazugehörige Zeichnung Abbildung 3.13 zeigt.

Abb. 3.13 Deutliche räumliche Trennung der Cu-Fe-Paragenese unterhalb der Rhythmierung und der Pb-Zn-Fe-Paragenese oberhalb der Rhythmierung. Dolomit und Calcit kommen als Durchläufer in beiden Paragenesen vor. Ausschnitt eines Geröllblockes am Weg von der Coburger Hütte zur Grünsteinscharte (0147).

Auffälligstes Merkmal dieses Geröllblockes, und auch der Aufschlüsse im Anstehenden ist, daß die Cu-(Pb)-Vererzung von der Pb-Zn-Vererzung räumlich getrennt ist. Diese Situation stellt auch Abb. 3.13 dar. Direkt an der Rhythmierung endet die Cu-Erzführung und es beginnt die Pb-Vererzung. Lediglich die Oxidationsminerale des Eisens (Limonit) sowie Dolomit und Calcit erweisen sich als Durchläufer. Aus der Abbildung kann das Auftreten des Bleiglanzes in kleinen Schläuchen und Nestern entnommen werden.

Zusammenfassend gilt, daß die Cu-(Pb) Vererzung gemeinsam mit einer leichten Dolomitierung eingesprengt im Gestein vorkommt, ohne, abgesehen von einem Vorkommen (0187), Beziehungen zu Störungen aufzuweisen. Die Pb-Zn-Vererzung ist an Rhythmite sowie an Dolomitierung geknüpft.

3.2.6.2 Hölltörl

Am Hölltörl konnten lediglich Fallstücke von Malachit, Azurit und Limonit mit Dolomitkristallen im stark beccierten und dolomitisierten Wettersteinkalk gefunden werden (037). Das Primärvorkommen muß oberhalb, in der Steilwand des Grates von der westlichen Grießspitze zur Grünsteinscharte liegen. Die Erze treten zudem in einem rötlichen, wabenartigem Gestein auf. Über die Lagerungsverhältnisse kann

nichts ausgesagt werden. Die Paragenese läßt den Schluß zu, daß die Vorkommen Hölltörl und Grießspitzen Nordwände praktisch identisch sind.

3.2.6.3 Gamsanger (Gamswannig, Gamswannele)

Es sind keine Beobachtungen möglich gewesen, da der Abbau von Verfasser nicht lokalisierbar war. Verlässliche Angaben anderer Autoren über Lagerungsverhältnisse konnten nicht gefunden werden. SIDIROPOULUS (1980, S. 35) gibt als Erzminerale Zinkblende, Bleiglanz und Pyrit an. Cu-Minerale wurden von SIDIROPOULUS nicht gefunden.

Demnach handelt es sich um eine Pb-Zn-Fe-Paragenese.

3.2.7 Tajakopf (Toyakopf)

3.2.7.1 Tajakopf W

Am südlichen der zwei Vorkommen des Tajakopf W (00142, 232) sind auf den Halden Bleiglanz, Zinkblende, Cerussit, Hydrozinkit, Hemimorphitkristalle, Calcit und Dolomit in einem weißen Dolomitstein des oberen Wettersteinkalk auffindbar. Daneben sind im anstehenden Fels rotbraune Breccien erkennbar, in denen Eisenoxide und Limonitknollen vorkommen. Da die Stollen verbrochen sind, kann über Lagerungsverhältnisse dieses Abbaues nichts ausgesagt werden.

Anders zeigt sich die Situation bei den nördlich gelegenen Stollen, die im oberen Wettersteinkalk längs einer E-W streichenden, mindestens 23 Meter langen, stark verkarsteten, nordvergenten Störung (000/80°) aufgefahren sind. Besonders im unteren Stollenniveau und den Verbindungen zur Zwischensohle gibt es Verkarstungsscheinungen. Die durchschnittlich 50 cm breite Kluft war mit einer kleinkörnigen, teilweise mit schwarzen Tonen und Mergeln vermengten Breccie gefüllt („schwarze Breccie“ oder „edle Fläche“ der Bergleute, vgl. TAUPITZ 1954). In einem 4*2*2 m großen Hohlraum des oberen Niveaus sind Reste eines leicht zerreibbaren, gelblichbraunen, hauptsächlich aus Hydrozinkit bestehenden Gesteins vorhanden, das dem der Spaltenfüllungen im Oberbau-Stollen des Igelskars entspricht. An Störungen sind die Erze schlauchförmig ausgebildet und ein bis fünf Zentimeter mächtig (s. Abb. ##).

Abb. 3.14 Mylonitisierte und vererzte Störung

Ergebnis der Betrachtungen ist, daß die Erze innerhalb einer durch Verkarstung erweiterten Störung an Kluftfüllungen gebunden vorkommen, sowie abseits dieser verkarsteten Störung wiederum als Erz-Mylonit in Störungen auftreten („ausgewalztes Erz“).

3.2.7.2 Tajakopf S

Es kommen auf den kleinen Halden, sowie in den Stollen Blei- und Zink- Erze vor, die stets an Störungen oder Breccien gebunden sind (00 136, 137, 138, 139, 231). An Sekundärmineralen konnten Limonit und Hydrozinkit bestimmt werden, während Gangmittel ausschließlich Calcit zu sein scheint. Das Nebengestein, oberer Wettersteinkalk, ist in der Umgebung der Vorkommen rhythmiert und dolomitisiert, teilweise kommen Dolomitsteinbänke vor. Einige Vorkommen beißen über Tage aus.

Auf der Abbildung 2.10 ist die Lagerung der Vererzung, sowie das Auftreten vier verschiedene Formen zu erkennen. Längs der Störungen hat sich Erz entsprechend der Abbildung 3.14 gebildet, das im Durchschnitt 2 cm mächtig wird. Davon ausgehend ziehen Erzschläuche in das breccierte Gestein, die ebenfalls Mächtigkeiten um die 2 cm haben (die Mächtigkeiten der Abb. 2.10 sind aus technischen Gründen etwas zu stark dargestellt. Zur Bestimmung der reellen Werte sind von den Breiten in der Abbildung jeweils 0,5 bis 1 mm abzuziehen). Eine dritte Erscheinung sind Erze, die Calcitaggregate umschließen, zum Teil im Calcit selbst vorkommen (Abb. 3.15). Schließlich gibt es unregelmäßig verteilt Bleiglanz in Spuren (Nester), der im Gestein auftritt. Die Größen dieser Nester liegen meist unter 1 cm.

Abb. 3.15 Bleiglanz und Limonit umgeben ein Calcit-Aggregat, das wiederum Bleiglanz einschließt. ## Rechtsschraffur: Calcit; Linksschraffur: Wettersteinkalk; Pb: Bleiglanz; Fe: Limonit

Beim Vergleich der Ergebnisse des gesamten Vorkommen Tajakopf S ergibt sich ein Generalstreichen der Vererzung von NE nach SW, wobei allerdings auch in anderen Hauptrichtungen Vererzungen auftreten (vgl. Störungsrose Abb. 4.45 mit Abb. 2.10). Dies soll jedoch nicht bedeuten, daß die Störungen der Richtung 125° bis 140° als „Erzbringer“ angesehen werden können! Die Erze sind an Störungen sowie Störungsbreccien gebunden und kommen als Schläuche und Nester vor.

3.2.7.3 Tajakopf E

An primären Erzen wurden Bleiglanz, Zinkblende (z.T. als Schalenblende) und Galmei gefunden, deren Lagerungsverhältnisse unten geschildert werden. Sekundärminerale sind Hemimorphit, Hydrozinkit, Cerussit, Desclozit (letzteres nach GERMANN 1963, S. 73) und Limonit. Das Gangmittel wird gebildet aus Dolomit und Calcit mit gelegentlichen eingewachsenen Quarzkristallen. Das Nebengestein ist Wettersteinkalk, der stark dolomitisiert und im Bereich von Störungen brecciert ist. Beim Auftreten von Dolomitstein ist der Wettersteinkalk häufig rhythmiert, was von Verfasser zusammen mit *Silene vulgaris* (s. Abb. 2.11) als Anzeiger eines Vorkommens verwendet wurde.

Abb. 3.16 An Störung gebundene Vererzung SE des Hinteren Tajakopf (0152)

Die Erze kommen in Schläuchen und Nestern vor, die bis zu 10 cm mächtig werden. Die Schläuche beginnen oft an Störungen, verlaufen saiger von ihnen weg und vertauben im Gestein. Auffallend ist wiederum, wie eng das Erz an die Störungen gebunden ist. Diese Situation verdeutlicht die Abbildung 3.16. Der teilweise ausgewalzte, mit Mylonit vorkommende Bleiglanz ist streng an eine etwa E-W streichende Störung gebunden, die durch jüngere Störungen versetzt wird. Ganz ähnliche Situationen finden sich auch in den anderen Abbauen des Tajakopf E. Des weiteren gibt es Vorkommen, die an Karsterscheinungen geknüpft sind. Das Erz kommt dort in A 153 in einem weißen, leicht zerriebenen, tonigen, zwischen 1 und 5 m mächtigen Material („Letten“) vor, wo es Nester und Schläuche ausbildet. Abbildung 3.17 (3 153) zeigt eine fein zerriebene Breccie (Ø Komponenten 0.3 und 0.5 mm) mit unregelmäßig eingelagertem Bleiglanz, der von braunem Limonit und Pyrit umgeben ist.

Abb. 3.17 Bleiglanz und Limonit in einer stark zerriebenen Störungsbreccie aus Wettersteinkalk. Maßstab: 5 cm.

Im Erzanschliff ist zu erkennen, daß die Vererzung auf die Zwickelfüllungen der Komponenten beschränkt bleibt (4 157). Die Zinkblende weist verschiedene starke Reflexionen auf, was auf unterschiedliche Fe-Gehalte hinweist. Randlich ist der Bleiglanz verwittert.

Die Vorkommen des Tajakopf E zeigen somit äquivalente Anzeichen der beiden anderen Vererzungen des Tajakopf, nämlich an Störungen und Breccien gebundene Vererzung mit Auftreten von Karsthohlräumen, die mit tonigem Material gefüllt sind, in dem schlauchförmige Erze auftreten. Die Erze stehen außerdem in engem Kontakt mit einer Dolomitierung des Wettersteinkalk.

3.2.8 Brendlkar (Brandlkar, Mursee)

Innerhalb eines stark dolomitisierten und ankeritisierten unteren Wettersteinkalk kommen in einer schwachen Vererzung hauptsächlich Cu-Mineralen vor. Charakteristisch sind Malachit und wenig Azurit sowie in einigen Hohlräumen (bis 20 cm Länge) Hemimorphit und Smithonit mit sattelförmigem Dolomit II und Dolomit III-Rhomboedern (vgl. Tab. 3.2). Daneben kommen Calcit, bis zu 15 cm große Limonitaggregate und Quarzkristalle vor. Da der Schacht verschüttet und der Stollen verbrochen sind, ist es nicht möglich, Aussagen über die Lagerungsverhältnisse der dolomitisch-ankeritischen Erzkörper zu machen. Die Verwitterung hat den gesamten Gesteinskomplex so stark zerstört, daß auch durch Haldenmaterial über Lagerung nichts gesagt werden kann. Ein Großteil der Handstücke ist allerdings brecciert, was darauf schließen läßt, daß der Erzkörper in einer dolomitisierten Breccie des Wettersteinkalk vorkam. GERMANN (1963, S. 77) konnte erzmikroskopisch Neodigenit, Kupferglanz, Covellin, Tenorit, Cuprit, gediegen Kupfer und Spuren von Enargit und Fahlerz nachweisen.

Somit handelt es sich bei dem Vorkommen um eine Cu-Fe-Vererzung in einer dolomitisierten und breccierten Zone.

3.2.9 Igelskar (Negelseekar, Egelseekar, Siglseekar)

Die drei Vorkommen im Igelskar (Hermann-Stollen, Welsches Loch und Oberbau-Stollen) liegen zwar alle im Wettersteinkalk, dennoch unterscheiden sie sich grundsätzlich. Im gesamten Verlauf des Hermann-Stollen wurden keine Erze angefahren. Dieser Stollen diente lediglich der Unterfahrung der hochgelegenen, erzhöflichen Baue (Oberbau-Stollen).

Im Oberbau-Stollen hingegen wurden zwei „Klüfte“ abgebaut, die Galmei und wenig Bleiglanz enthielten. Sekundär kommen Hydrozinkit, Hemimorphit, Cerussit und Calcit vor. GERMANN (1963, S. 78, zitiert aus LANDGRAEBER) gibt außerdem Boulangerit, Bournonit und gediegen Silber an.

50 50 42 | | 44 | | 45 Wettersteinkalk 58 | | WC88 50 | | | | 10 m | |

Abb. 3.18 Grundriß der 2040 m Sohle des Oberbau-Stollens im Igelskar mit vereinfachter strukturgeologischer Karte. Die Strecken sind dunkel hervorgehoben. (Grubenaufnahme: B. KIEGELE, E. MÜLLER, Ch. WOLKERSDORFER; 1987/88)

Die „Klüfte“ sind Karstbildungen, da die Begrenzungen Zeichen von Verkarstung aufweisen. Bei Stollenmeter 39.6 beginnt die erste verkarstete Kluft, die bereits im Mittelalter abgebaut wurde. Sie ist im Durchschnitt 5–6 m breit und etwa 30–40 m hoch, wobei sie sich von unten nach oben weitet. Das Erz kam in einem weichen, weißen, hauptsächlich aus Hydrozinkit und Hemimorphit bestehenden Gestein vor. An der mit 50 nach NW einfallenden Störung ist das Gestein stark brecciert und rötlich gefärbt. Die gleiche Situation findet sich im SE Querschlag, der bei Stollenmeter 53.0 abzweigt. In der Hauptstrecke, die weiter nach E und SE aufgefahren wurde, ist kein Erz mehr vorhanden. Der Querschlag folgt zuerst 11 m zwei nach SW einfallenden Störungen mit Spiegelharnischen, um dann eine vollständig abgebaute, verkarstete Kluft zu erreichen, die etwa 5 m hoch, 10 m breit und ebenso lang ist.

Von dort geht ein Schacht, der kein Erz aufgefahren hat, über eine Richtstrecke 150 m tiefer. Nach 40 m zweigt vom Schacht eine Strecke nach W ab, die in einem mergeligen Tonstein aufgefahren wurde, der auch kurz vor dem Verbruch im Hermann-Stollen, am oberen Ende des Bremsberg, ansteht. Diese, den Partnachmergeln ähnelnden, mergeligen Tonsteine scheinen in die südliche Aufschübung eingespannt zu sein und streichen parallel der 2000 m Hauptstrecke. Nach 70 m knickt die Hauptstrecke der 2000 m Sohle in Richtung NE ab und verläuft wieder im Wettersteinkalk. Bei 23, 41 und 83 m wird die Strecke von 10 bis 50 cm breiten Klüften gekreuzt, an denen während großer Wasserzufluss gelblicher Ton in die Strecke eindringt. Dies zeigt, wie tiefgründig die Verkarstungen reichen, da die Oberfläche an dieser Stelle etwa 200 bis 300 m höher liegt! Nach 96 m geht die 2000 m Strecke in einen 15—25 steilen, 63 m langen Aufbruch über. 13 m vor dessen Ende zweigen im Wettersteinkalk der 2017 m Sohle zwei Querschläge nach E und W ab, ohne sichtbare Erzmengen aufgeschlossen zu haben. Erstmals finden sich wieder auf der 2020 m Sohle Erze. In einem 2*5*3 m großen Abbauraum tritt ein braunrotes, leicht zerreibbares Gestein auf, das Bleiglanz-Schnüre und -Schläuche sowie vereinzelte kleine Nester bis 1 cm Größe aufweist. Zwei kurze Richtstrecken in der Nähe dieser Kammer stehen ebenfalls in diesem erzführenden Gestein. Ein bergmännisch geschaffener Hohlraum mit 6 m Höhe auf der 2020 m Sohle zeigt an den Wänden Verkarstungerscheinungen an. Da dieser im Streichen der vorgenannten Abbaukammer liegt, scheinen auch diese tiefer liegenden Vererzungen an Karsthohlräume gebunden zu sein.

Allerdings gibt es auf der 1030 m Sohle, die aus einem 5 bis 15 m hohen und 6 m breiten Abbauraum besteht, Hinweise darauf, daß auch Störungen und Störungsbreccien Erz enthielten, da die Bergleute an dieser Stelle 15 m hoch einer Störung folgten. Erz konnte keines gefunden werden.

Abb. 3.19 Saigerriß durch den Bergbau im Igelskar. Der Hermann-Stollen (1745 m) und der Oberbau-Stollen (2040 m) verlaufen zum Großteil im Wettersteinkalk. Eingezeichnet

nur wichtige Aufschiebungen.

Anders sind die Verhältnisse am Welschen Loch (0238), wo das Erz an der Oberfläche ausbeißt. Dort existieren vererzte, dolomitisierte Breccien, sowie ein dunkler, geschichteter mudstone, in denen die Blei- und Zinkerze auftreten. Das Nebengestein ist rhythmierter Wettersteinkalk mit Großoolithstruktur. In dem etwa 2 m nach Norden abzweigenden Stollen des 4 m tiefen Schachts kommt in einer Störungszone Bleiglanz vor, der bis zu 5 cm mächtig wird. Auf den Halden erkennt man vor allem vererzte Breccien in denen die Erzlösungen bevorzugt an den Grenzbereichen der Komponenten wanderten. Sowohl der Bleiglanz als auch die Zinkblende kommen in den Breccien ausschließlich an den Trennflächen vor. In keinem Anschliff konnte beobachtet werden, daß die Vererzung auch in die Komponenten hineingreift. Vielmehr bleibt die Erzführung auf die permeableren Zwischenräume begrenzt (4 238). Daneben existieren Blei- und Zinkerze auch in Schläuchen und Nestern bis 5 cm Durchmesser.

A 238b

Abb. 3.20 Längs Korngrenzen vererzte Breccie aus Wettersteinkalk. Zinkblende: dunkelbraun bis gelb, Bleiglanz grau (3 238b). Maßstab: 5 cm.

Abb. 3.20a Erzanschliff des nebenstehenden Gesteins. Maßstab: 1 mm; weiß: Bleiglanz; grau: Zinkblende; schwarz: Nebengestein (4 238).

Die Zinkblende hat dunkelbraune und rötliche bis gelbe Farben und zeigt mitunter Ausbildung als Schalenblende. Der Bleiglanz ist häufig idiomorph ausgebildet. Während die häufigere Zinkblende meist in den dunklen Gesteinen auftritt, ist der Bleiglanz meist in den hellen Kalken vorhanden. Beide gemeinsam kommen in den hellen Breccien vor. Sekundärminerale sind Dolomit, Calcit, Hydrozinkit, Hemimorphit und Greenockit. Auf den Halden wächst *Silene vulgaris* als Erzzeiger.

3.2.10 Schwarzbachkar (Wildes Kar)

Da der Abbau nicht mehr lokalisierbar ist, sind keine Beobachtungen möglich gewesen.

3.2.11 Ehrwalder Alm

Da der Abbau nicht mehr lokalisierbar ist, sind keine Beobachtungen möglich gewesen.

3.2.12 Immaplatte (Immensee-Stollen)

_____| | Phase | Farbe | Ausbildung

_____| | | I braun bildet das Gestein

|| II gelb sattelförmige Kristalle || III weiß Rhomboeder |||

Tab. 3.2 Wichtige Kennzeichen der Dolomitgenerationen I-III des Immensee-Stollens.

Da der Schacht und der Stollen verbrochen sind, kann über die Lagerungsverhältnisse des Vorkommens nichts gesagt werden. Auf den Halden finden sich Ankerit, Malachit und selten Azurit. Bleiglanz ist bisher nur aus einem Einzelfund bekannt, Zinkblende konnte nicht gefunden werden. Daneben kommen Quarz, Calcit und Limonit vor. Die Einbaue befinden sich in einer Störungszone aus stark dolomitisiertem und ankeritisiertem Wettersteinkalk (Dolomitisierung I), in dessen Kleinhöhlen (1–2 cm) frei ausgebildete Dolomitkristalle in Generationen II und III vorkommen, über deren typischste Kennzeichen Tabelle 3.2 einen Überblick gibt. Die starke Verwitterung des Haldenkörpers

läßt Aussagen über primäre Erzgefüge leider nicht zu. Im allgemeinen fallen die Ähnlichkeiten mit dem Vorkommen Brendlkar (Kap. 3.2.8) auf, das die gleiche Paragenese hat.

Am Immensteig, dem Weg durch die Seebenwände zur Immenplatte, gibt es einige „Löcher“ im Bereich einer WNW-ESE streichenden Störung, bei denen es sich möglicherweise um Schürfe handelte. Erz konnte keines gefunden werden.

Das Vorkommen der Immenplatte (0244) kann abschließend als eine an einen dolomitisierten Störungsbereich gebundene Fe-Cu-(Pb) Vererzung beschrieben werden.

3.2.13 Seeben

Zu den Erzen waren keine Beobachtungen möglich, da in den drei Stollen des Bereichs Seeben kein Erz nachgewiesen werden konnte.

Der Stollen bei Aufschluß 0125 (vgl. Abb. 2.15) verläuft längs einer WNW—ESE streichenden Störung (25/81°) in stark brecciertem Wettersteinkalk, der innerhalb des Störungsbereichs rötliche Schlieren aufweist und dolomitisiert ist. Im Dünnschliff (2 125) handelt es sich um einen gleichkörnigen (Ø 0,05 mm) crinoide mudstone mit Drucklösungssuturen, an denen es zur Anlösung von Crinoiden kam. Daneben kommen Schalenreste mit Fasercalcit vor. Idiomorphe Dolomitkristalle (Ø 0,2 mm) zeigen auch im Dünnschliff die Dolomitisierung des Gesteins an. Der Wettersteinkalk ist nördlich und südlich der Störung undeutlich gebankt und ist dort von vielen Calcitklüften durchzogen. Etwa 100 m NE des Stollens sind rötliche Dolomitsteinlinsen mit Mächtigkeiten bis zu einem Meter aufgeschlossen (0126).

Der Einbau N des Seebensees (0129) folgt ebenfalls einer WNW-ESE laufenden, nahezu senkrechten Störung in einem dolomitisierten Wettersteinkalk mit rötlichen Schlieren. Eine Horizontalstörung im Stollen selbst ist etwa 2 cm mächtig mit Lehm gefüllt.

Ein dritter Stollen befindet sich am Nordanstieg zur Sonnenspitze (0197). Auch dort fand der Abbau innerhalb einer breccierten Störungszone des Wettersteinkalk statt. Vermutlich ist diese Störung mit der von 0129 identisch, da die zwei letztgenannten Stollen auf einer WNW-ESE verlaufenden Linie liegen (vgl. Anlage 3).

Zusammenfassend gilt für die drei genannten Stollen im Seeben, daß sie alle auf dolomitisierten Störungszonen mit brecciertem Wettersteinkalk umgingen.

3.3 Die Genese der Erzvorkommen

Immer wieder versuchten Wissenschaftler, neue Erkenntnisse ihres Arbeitsgebiets auf andere Regionen der Erde zu übertragen. Das gilt für die Geowissenschaften genauso, wie für andere Wissenschaftszweige. Besonders deutlich zeigt sich diese „fortschreitende Erkenntnis“ am Beispiel der Plattentheorie, deren Durchbruch in den 80er Jahren unseres Jahrhunderts stattfand. Ganz ähnlich ist es bei der Genese der Lagerstätten des Mississippi-Valley-Typs, die heute zu den bedeutendsten fördernden Lagerstätten der Welt gehören. Einen Überblick über die Mississippi-Valley-Typ-Vorkommen, deren Entstehungstheorien, sowie eine Diskussion dieser Theorien für das Mieminger Gebirge geben die folgenden Kapitel.

3.3.1 Die Vererzung im westlichen Mieminger Gebirge – ein Vorkommen des Mississippi-Valley-Typs

Trotz des nahezu weltweiten Auftretens von Mississippi-Valley-Typ-Vorkommen, trotz ihrer großen ökonomischen Bedeutung, gehören die Vorkommen des Mississippi-Valley-Typs zu den in ihrer Genese am wenigsten verstandenen Erzvorkommen überhaupt. Tab. 3.3 zeigt die Situation, in der sich die Forschung der Mississippi-Valley-Typ-Lagerstätten befindet. Obwohl diese Vorkommen in den vergangenen Jahren wie keine anderen das Ziel von Forschungen waren, obwohl es für kein Vorkommen so viele Theorien gab, wie für die des Mississippi-Valley- Typs, gibt es keine anderen Vorkommen, deren Genese so umstritten ist, wie diese.

Genese vollständig || Placer Au, evaporites bekannt ||

Laterites || Magmatic Sulfides || Phosphorites || Banded Iron Formation ||
Volcanogenic massive sulfides || Porphyric Cu-Mo || Epithermal Au-Ag || Sandstone
U || Sedimentary Mn || Podiform Chromite || Mississippi-Valley Pb-Zn || Sedimentary

Exhalative Zn-Pb || Kipushi Cu-Pb-Zn || Coer d'Alene || Franchin Furnace || Olympic
 Dam || Genese unbekannt _____ Verhältnis des
 bereits gegebenen Aufwandes zu noch notwendigem

Tab. 3.3 Vergleich des relativen Verständnisses einiger wichtiger Lagerstätten-Modell-Typen (nach COX & SINGER 1986, S. 10)

Um sich über das Für und Wider bestimmter Theorien Gedanken machen zu können, ist es erst einmal notwendig, zusammenzufassen, was überhaupt die Gemeinsamkeiten der Mississippi-Valley-Typ-Lagerstätten sind. Aus der Abb. 3.21 ist das weltweite Auftreten von Erzvorkommen des Mississippi-Valley-Typs ersichtlich. Größte Bedeutung fällt heute den Lagerstätten im Südosten der Vereinigten Staaten zu, namentlich dem Tri-State District, dem Lead Belt Südost Missouris und dem Gebiet im Südwesten Wisconsins. Inwieweit die Mississippi-Valley-Typ-Vorkommen der arktischen Inseln und Grönlands, die von australischen Geologen bearbeitet wurden (De GEOFFROY & WIGNALL 1987, S. 283–303), in Zukunft an Bedeutung gewinnen können, hängt von der Entwicklung des Weltmarktes ab. Die europäischen Mississippi-Valley-Typ-Lagerstätten haben zwar eine regionale bis nationale Bedeutung, für den Weltmarkt spielen sie jedoch nur eine geringe Rolle.

Abb. 3.21 Weltweites Vorkommen der bisher bekannten Lagerstätten des Mississippi-Valley-Typ

In der Arbeit von COX & SINGER (1986) über Modelle von Minerallagerstätten ist die kompakteste Definition einer Mississippi-Valley-Typ-Lagerstätte wiedergegeben:

Descriptive Model of Southeast Missouri Pb-Zn (modell 32a)

Stratabound, carbonate hosted deposits of galena, spalerite and chalcopyrite in rocks having primary and secondary porosity, commonly related to reefs on paleotopographic highs. Rock Types is dolomite, locally ore bodies occur in sandstones, conglomerates and calcareous shales. Calcarenites are most common lithology. Tidalites, stromatolite finger reefs, reef breccias, slump breccias, oolithes, crossbedding, micrites are the textures.

Host rocks are shallow water marine carbonates, with predominant facies control by reef growing on flanks of paleotopographic basement highs. Deposits commonly occur at margins of clastic basins.

Ergänzend zu diesem beschreibenden Modell sei auf die Abbildung 3.21 verwiesen, der die Stellung der Vererzung im Gesteinsverband entnommen werden kann.

Abb. 3.21 Darstellung der verschiedenen geologischen Stellungen, in denen an Karbonate gebundene Blei-Zink-Lagerstätten des Mississippi-Valley-Typ vorkommen (verändert nach SAWKINS 1984 und CALLAHAN 1967). 1: Lösungs-Einsturz Breccie in Verbindung mit Karsterscheinungen an der Oberfläche; 2: Einsturz Strukturen; 3: Fazieswechsel mit und ohne Riff an der Grenze; 4: Weitungszonen an Störungen; 5: Riffkörper; 6: Kuppe mit Sandsteinauskeilung; 7: Hangschutt oder Auskeilen von Schichten; 8: In Tonsteinfolgen

SAWKINS (1984, S. 201) stellt die Mississippi-Valley-Typ-Lagerstätten lediglich in eine Untergruppe von „Carbonate-Hosted Lead-Zinc Deposits in Relating to Rifting“, in der die Vorkommen der Alpen („Alpine-type deposits“) und der Irlands („Irish-type deposits“) als weitere Untergruppen auftauchen. Da SAWKINS im Gegensatz zu COX & SINGER von einer plattentektonischen Gliederung der Erzvorkommen ausgeht, mag diese Unterteilung sinnvoll sein. Es soll hier auch nicht auf die Vor- und Nachteile der verschiedenen Gliederungsmöglichkeiten eingegangen werden. Verfasser jedoch möchte von der Unterteilung SAWKINS Abstand nehmen, da verständlicherweise jedes Vorkommen Eigenheiten aufweist, die eine Abgliederung zu anderen möglich machen, was schließlich zu dem bereits in der Einleitung angesprochenen Problem der „nationalen“ Gliederung von Erzvorkommen und einem entsprechenden Chaos führt. Schon 1959 bemerkte OHLE (zitiert aus GUILBERT & PARK, 1986):

(...) a principal thesis (...) is that there is so much similarity in all these deposits that it seems necessary for all of them to have had a similar mode of origin, whatever that might be. Variations in shape, size, and mineralogy of the orebodies give each district some individuality, but there are enough of the „typical“

characteristics present in all cases to make classifications in the Mississippi Valley type agreeable to many geologists.

Die Gemeinsamkeiten aller Mississippi-Valley-Typ-Vorkommen der Erde wurden bereits von COX & SINGER (s.o.) charakterisiert. Während der Geländearbeiten zeigte sich, daß die typischen Merkmale für Mississippi-Valley-Typ-Vorkommen auch für die der Westlichen Mieminger Berge zutreffen. Besonders auffällig sind das Auftreten der Erze im Zusammenhang mit der Dolomitisierung, der Breccierung, den Hohlraumfüllungen sowie dem nahen Sedimentbecken. Das Fehlen eines nahen Intrusionskörpers war für die Vorkommen der Kalkalpen lange Zeit das Problem zur Klärung der Genese überhaupt. Die Betrachtung sämtlicher Blei-Zink-Vorkommen des Mississippi-Valley-Typs in Europa ergibt außerdem eine große Flächenerstreckung, der eine geringe Teufenerstreckung gegenüber steht. Auch das stratiforme Auftreten der Erzhorizonte ist hinreichend bekannt. Wenngleich im Gebiet der Kalkalpen bisher keine Flüssigkeitseinschlußuntersuchungen vorliegen, so kann doch davon ausgegangen werden, daß die dadurch gewonnenen Ergebnisse mit denen aus den Mississippi-Valley-Typ-Lagerstätten der Vereinigten Staaten übereinstimmen würden. Für die Mississippi-Valley-Typ-Lagerstätte Les Malines (SE französisches Zentralmassiv) haben jedoch RAMBOZ & CHAREF (1988) Studien an Flüssigkeitseinschlüssen durchgeführt und zur Klärung der Genese beigetragen. Dabei wurden die Untersuchungen von Lagerstätten des Tri-State Gebietes bestätigt.

Tatsächlich treten die Vorkommen des Westlichen Mieminger Gebirges in enger Verbindung mit Riffstrukturen und Beckenbildungen auf. Der Arbeit BECHSTÄDT & MOSTLERS zufolge waren die drei postulierten Riffe des Mieminger-Wettersteingebirges von mehr oder weniger großen Becken umgeben. Außerdem zeigen die Erzproben sehr häufig eine Breccierung sowie ein gemeinsames Vorkommen mit Störungen an. Sowohl im Oberbau-Stollen und Vorkommen Tajakopf Nord, als auch im Schachtkopf (HÄUSING 1898, S. 103f) treten Karsthohlräume auf, die durch Erze gefüllt waren. Bereits bei der Beschreibung der Einzelvorkommen wurde deutlich, wie eng die Beziehungen zwischen Dolomitisierung und dem Auftreten der Mineralisation sind.

Aus den vorliegenden Gemeinsamkeiten kann geschlossen werden, daß die Erzvorkommen im westlichen Mieminger Gebirge eindeutig den Mississippi-Valley-Typ-Lagerstätte zuzuordnen sind, worauf schon JICHA (1951, S. 708) hinwies, der die Lagerstätten Bleiberg, Mieß (Mezica) und Raibl (Cave di Predil) vergleichend bearbeitete. Daher können Erkenntnisse, die dort gewonnen wurden, jederzeit auf die Vorkommen im Arbeitsgebiet übertragen werden, oder wie OHLE (1959, S. 787) feststellte: „In summary, it is believed that the indications of kinship of the ore deposits of the Mississippi Valley type are so numerous and so demanding that it can be stated with considerable assurance that the basic model of origin of all of them is the same“.

3.3.2 Theorien über die Genese

Bereits mehrfach wurde angedeutet, daß es für die Genese der Blei-Zink-Lagerstätten des Mississippi-Valley-Typs verschiedene Theorien gibt, die heute mehr oder weniger starke Akzeptanz erfahren. Während sich für die Genese der amerikanischen Mississippi-Valley-Typ-Lagerstätten immer mehr die Entstehung über erzangereicherte Salinarlösungen durchsetzt, gilt für die alpinen Mississippi-Valley-Typ-Vorkommen noch immer die syngenetische Entstehung nach TAUPITZ und SCHNEIDER. Bevor Verfasser das Für und Wider dieser Theorien diskutiert, sollen die bisherigen Theorien vorgestellt werden. Eine sehr gute Zusammenfassung stammt von OHLE (1970, zitiert aus GUILBERT & PARK 1986), der sieben verschiedene Ansichten zusammenstellte, die der Tabelle 3.4 entnommen werden können.

| 1 Original syngenetic deposition of PbS-ZnS with the carbonate host rocks. | | 2 Original dispersed, low-grade syngenetic deposition in carbonate sections with later concentration by regional metamorphism. | | 3 Original dispersed syngenetic deposition in carbonates with later concentration by | | groundwater moving upward in artesian flow. | | 4 Original dispersed syngenetic deposition with later concentration by downward-moving groundwater. | | 5 Deposition from fluids of igneous derivation by hydrothermal aqueous or even | | gas-phase transport. | | 6 Deposition from connate basinal water that moved updip in response to compacting | | ion or other loading pressures. | | 7 Deposition-concentration associated with weathering and karst development. | | |

Tab. 3.4 Mögliche Genesemodelle der Vorkommen des Mississippi-Valley-Typs (OHLE 1970 in GUILBERT & PARK; ergänzt durch GUILBERT & PARK 1986, S. 889)

Diese, in den folgenden Kapiteln vorgestellten Modelle, können im wesentlichen zu vier vereinfachten Ansichten zusammengefaßt werden, wobei die ersten vier Modelle OHLES eine Einheit bilden. In Klammern angegeben sind die Modelle OHLES.

- Exogen-sedimentäre Entstehung („Karsttheorie“) (7)
- Hydrothermale Entstehung (5)
- Syngenetische Entstehung (1, 2, 3, 4)
- Entstehung durch erzreiche Salinare (6)

3.3.2.1 Exogen-sedimentäre Entstehung („Karsttheorie“)

Vor allem europäische Geologen galten als Verfechter dieser Theorie, die in erster Linie mit den Namen BECHSTÄDT und BERNARD verbunden ist. Demnach wird die Vererzung „auf eine erste Erzanreicherung in der evaporitischen Phase des Zyklus zurückgeführt sowie auf anschließende Umlagerung in Karsthohlräume während der Trockenlegungsphase, weitgehend entsprechend dem Modell von BERNARD (1973). Diese Verkarstung scheint örtlich größere Ausmaße zu erreichen. Eine hydrothermale Zufuhr von Blei-Zink konnte nicht nachgewiesen werden“ (BECHSTÄDT 1975, S. 91).

BECHSTÄDT (1975) weist mithilfe statistischer Methoden nach, daß es im Wettersteinkalk eine zyklische Sedimentation gab, die seiner Meinung nach zur Anreicherung von im Hinterland erodierten Erzen führte. Durch meteorische Wässer entstandenen während der Trockenlegung Karsthohlräumen, in denen diese Erze abgelagert wurden.

Da diese Theorie, wie sich unten zeigen wird, zu wenige der auftretenden Phänomene der Mississippi-Valley-Typ-Vorkommen erklären kann, soll hier nicht näher auf das „Karstmodell“ eingegangen werden. Insgesamt hat sich das Modell im Laufe der Zeit zu wenig durchgesetzt, als daß es einer ausführlicheren Erläuterung der Vorstellungen BECHSTÄDTS und BERNARDS bedarf. Für weitergehende Informationen sei auf den Originalartikel von BECHSTÄDT verwiesen, der sich auch mit den Ansichten BERNARDS auseinandersetzt (BECHSTÄDT 1975).

Eine Verbindung zwischen der Karsttheorie und der Hydrothermaltheorie suchen DZULINSKI & SASS-GUSTKIEWICZ (1977). Ihrer Meinung nach wären die Karsthohlräume, entgegen der Ansicht BECHSTÄDTS (1975), von „hot mineralizing solutions“ gebildet worden, wobei sie die „combined action of hot and cold waters“ (DZULINSKI & SASS-GUSTKIEWICZ 1977, S. 230) nicht ausschließen. Sedimentären Erzstrukturen werden nicht als syngenetisch gedeutet, sondern „represent the internal cave deposits, and as such are distinctly epigenetic with respect to the enclosing carbonate rocks“ (DZULINSKI & SASS-GUSTKIEWICZ 1977, S. 223). Schließlich kommen sie zu dem Schluß, daß die von ihnen angestellten Beobachtungen „in all essential points with the epigenetic and hydrothermal concept of ore formation“ übereinstimmen, voraussetzt, daß „the term ‚hydrothermal‘ is used (...) for solutions of any origin showing temperatures above that of groundwaters in near surface zones“ „not necessarily derived from magma“ (DZULINSKI & SASS-GUSTKIEWICZ 1977, S. 229 und S. 231).

3.3.2.2 Hydrothermale Entstehung

Erste Versuche, die Entstehung der alpinen Blei-Zink-Lagerstätten zu klären, gehen auf W. PETRASCHER (1926) zurück, der den Begriff der „Alpinen Metallogenese“ einführt. Er erkannte, daß der Gesamtbestand der alpinen Lagerstätten eine Dreierzonierung aufweist, deren Außenzone (herdfernste Zone) von den Blei-Zink-Lagerstätten gebildet wird (W. PETRASCHER 1945, Abb. 4). Daraus leitete er ab, daß es sich bei diesen Metallzonen um Produkte eines Magmen-Herdes handeln müsse, der wegen des Fehlens oberflächennaher Plutone tiefer gelegen hat (W. PETRASCHER 1945, S. 144). Als Wegsamkeiten für Erzlösungen der nach dem vollendeten Deckenbau beginnenden Lagerstättenbildung nimmt er „die großen jungen, noch das Miozän dislozierenden Brüche“, sowie in Nordtirol die „tief eingreifenden Deckengrenzen (...) und Schuppen“ (W. PETRASCHER 1945, S. 130f) an. Für das Alter dieser alpinen Metallogenese schlägt W. PETRASCHER aufgrund seiner Beobachtungen das Oligozän (savische Phase) vor. Abgesehen davon, daß CLAR die Bildung der erzreichen Lösungen zusätzlich auf regionalmetamorphe Vorgänge zurückführt (CLAR 1953, S. 121), unterscheiden sich die Ansichten nicht wesentlich von denen W. PETRASCHERS. In SCHNEIDERHÖHNS zweiter Auflage der Erzlagerstätten (1949) sind die Vorkommen als „Apomagmatische, meso- epithermale Pb-Zn-Erzkörper“ beschrieben.

Auch W. E. PETRASCHER jr. (1957, S. 229) kommt nach dem Studium der Abbildungen TAUPITZ (1954) zu dem Urteil, daß „die dort wiedergegebenen Sedimentärgefüge (...) durch einen Absatz des Erzes aus konzentrierten kolloidalen Lösungen und Suspensionen von epigenetischer (hydrothermaler) Art in Lösungshohlräumen des verfestigten Kalkes erklärt werden können“. Bei der zeitlichen Einordnung der Metallogenese weicht er jedoch teilweise von den Ansichten W. PETRASCHERS ab, indem er möglicherweise eine mesozoische Bildung annimmt (W. E. PETRASCHER jr. 1957, S. 232). In der zweiten Auflage der Lagerstättenlehre (W. E. PETRASCHER jr. & POHL 1982, S. 111f) wendet er jedoch ein, daß die Lagerstätten des Typus Bleiberg-Kreuth (zu denen auch die Lagerstätte der Mieminger Berge gehören) „lange Zeit als typische magmenferne, kühl gebildete metasomatische Lagerstätten tertiären Bildungsalters“ galten und die „derzeitigen Vorstellungen dahin gehen, daß der feine Erzschlamm zur Triaszeit synsedimentär am Meeresboden ausgefällt (...) und die durch die hydrothermale Tätigkeit entstandenen Lösungshohlräume mit intern sedimentiertem Erz gefüllt wurden“.

3.3.2.3 Syngenetische Entstehung

Immer wieder sind in den Mississippi-Valley-Typ-Lagerstätten Gefüge vorhanden, die auf eine sedimentäre Bildung der Erze schließen lassen. Des weiteren ist bemerkenswert, daß die erzreichen Partien stratiform im Kalk eingelagert sind und somit eine Horizontbeständigkeit aufweisen. SCHNEIDER (1953) und TAUPITZ (1954) wiesen in den Nördlichen Kalkalpen erstmals nach, daß die Blei-Zink-Erze synsedimentär gebildet wurden und erklärten dadurch die sedimentären Erzgefüge sowie die viermalige Wiederholung der Vererzung im Wettersteinkalk.

(I) Sedimentäre Mineralisationsphase | Hydratisch gebildete Erze und Gesteine |

(II) Diagenetisch-hydratische Mineralisationsphase

(III) Syntektonisch-hydratische Mineralisationsphase

(IV) Deszendent-oxydierende Mineralisationsphase

Tab. 3.5 Die Mineralisationsphasen der Blei-, Zink- und Schwefelerzlagerstätten der nördlichen Kalkalpen (aus TAUPITZ 1954)

TAUPITZ (1954, S. 107) bemerkt, daß „die Gefüge dieser sedimentären Erze (...) eng mit den Gefügen der umgebenden Kalke und Dolomite verwandt sind.“ Die wesentlich häufiger beobachtbaren „rinnen-, trichter- oder kolkartigen Vertiefungen (...) waren offensichtlich schlechter belüftet, so daß dort lokal Faulschlammfazies bestand. Durch Bakterien und Fäulnis konnte H_2S entstehen, wodurch Metallgehalte des Meerwassers als Sulfide ausgefällt wurden“ (TAUPITZ 1954, S. 107f). Für die Herkunft der Metallgehalte des triassischen Meeres werden auf der einen Seite Verwitterungslösungen der variskischen Schwellen (TAUPITZ 1954, S. 51), auf der anderen submarine Thermen „im Zusammenhang

mit dem anisch-ladinischen Vulkanismus“ (TAUPITZ 1954, S. 84 u. S. 108) in Erwägung gezogen. Insgesamt weist TAUPITZ vier in Tabelle 3.5 zusammengefasste Mineralisationsphasen nach, von denen lediglich Phase I synsedimentär ist. Bald nach der Sedimentation setzt die diagenetisch-hydratische Phase II ein, die mit vortektonischer regionaler Dolomitisierung verknüpft ist. Phase III (syntektonisch-hydratisch) schließlich weist eine Erzführung auf, die Verbindungen zur Mittelkreide-Tektonik nahelegt. Als Phase IV stellt TAUPITZ die deszendent-oxydischen Bildungen einer tertiären Landoberfläche an das Ende der Genese (TAUPITZ 1954, S. 109f).

Auch SCHNEIDER kommt zu dem Ergebnis, daß die Genese der Blei-Zink-Lagerstätten primär auf syngenetisch-sedimentäre Prozesse zurückzuführen ist. „Layered parts which exhibit many criteria for a syn-sedimentary origin“ (SCHNEIDER 1964, S. 43) bestätigen SCHNEIDERS Ansichten, wenngleich er bemerkt, daß „Replacement fabrics are, in fact, very common“. Dennoch folgert er aus den Beobachtungen, daß die Syngeneese bedeutender gewesen sein muß, da die „replacement fabrics do not indicate the nature and geological time of supply“ (SCHNEIDER 1964, S. 33). Einen weiteren Hinweis auf eine syngenetische Bildung sieht SCHNEIDER in dem Auftreten von Flourit-Rhythmiten, die er sich nur durch hydrothermale Herkunft in Verbindung mit einem submarinen Vulkanismus erklären kann.

HEGEMANN (1960) setzt sich recht ausführlich mit dem Trias-Vulkanismus als Erzbringer auseinander. „Das Primat unter den vielen Bildungsfaktoren der syngenetischen Erzlager kommt dem Trias-Vulkanismus mit seinen submarinen hydrothermen Abfolgen zu“ ist eine Erkenntnis HEGEMANNS (1960, S. 82). Bei der Erklärung der diskordanten nicht synsedimentären Erzvorkommen greift HEGEMANN auf die Hydrothermaltheorie zurück. Als Quelle der Hydrothermen gilt ihm jedoch nicht ein tiefliegender Pluton, sondern der Trias-Vulkanismus. Er vereint gewissermaßen zwei Modellvorstellungen, bleibt dabei jedoch Syngenetiker. Zur Lösung des Problems, daß nebeneinander diskordante und konkordante Lagerstätten auftreten, bemerkt HEGEMANN (1960, S. 83), „daß nach der submarinen Zufuhr der Thermallösungen und der anschließenden synsedimentären Erzbildung später (nach erfolgter Diagenese der Karbonatgesteine) auch noch subvulkanische hydrothermale Lösungen in die betreffenden Gesteine unter Bildung von erzführenden Lagergängen oder diskordanten Erzgängen eingedrungen sind“.

Element	Cd	Fe	Cu	Ag	Ge	Ga	Th
Mieminger Süd	4000	4000	670	250	150	10	260
Silberleithen	3430	3130	480	670	240	15	30
Schartenbaue	3160	1300	180	225	240	10	30
Tajakopf	1890	5120	420	410	150	15	180
Brendlekar	1040	3030	640	160	120	15	–
Marienberg	920	1300	370	335	80	15	120
Griesspitze Nord	830	5000	1300	115	80	10	–
Welsches Loch	740	2000	110	150	50	25	370
Drachensee	680	5900	145	7	105	150	–

Tab. 3.6 Spurenelementgehalte von Zinkblenden ausgewählter Vorkommen im Mieminger Gebirge (aus FRUTH 1966, S. 108f)

FRUTH weist anhand von Spurenelementanalysen, deren Ergebnisse für die Vorkommen des westlichen Mieminger Gebirges in Tabelle 4.6 angegeben sind, nach, daß aufgrund der Schwankungen der Spurenelementgehalte innerhalb von Zehnerpotenzen das Angebot extrusiv exhalativer Metallsulfide über lange Zeiträume und horizontale Erstreckung gleich bis ähnlich war (FRUTH 1966, S. 123). Einzelne Spurenelementanalysen, so FRUTH (S. 121), können zur Beschreibung von Erzvorkommen nicht herangezogen werden, da die Einzelproben jeweils eine große Bandbreite aufweisen (große Standardabweichung).

Eine letzte Bearbeitung der Vorkommen in den Kalkalpen stammt von SIDIROPOULUS (1980), dessen Schwerpunkt der Vererzung in den Breccienzonen galt. Im wesentlichen handelt es sich bei dieser Arbeit um eine Zusammenfassung verschiedenster Publikationen. Da sowohl der Hinweis darauf, daß es sich bei den von ihm bearbeiteten Vorkommen um Mississippi-Valley-Typ-Vorkommen handelt, als auch eine Auseinandersetzung mit amerikanischer Literatur fehlt, kann das Ergebnis seiner Arbeit kein anderes sein, als daß sein „Befund die der derzeit meist vertretenen Ansichten submariner triassischer Erzanlagerung bestätigt“ (SIDIROPOULUS 1980, S. 156).

3.3.2.4 Entstehung durch erzreiche Salinare

Erste Überlegungen, die Quelle der erzreichen Lösungen nicht magmatogen abzuleiten, sondern sie auf rein sedimentogene Vorgänge zurückzuführen, stammen von D.E. WHITE (1958). Sein Modell wies bereits die wesentlichsten Punkte auf, die auch heute noch für die Genese der Mississippi-Valley-Typ-Lagerstätten herangezogen werden. Seine Untersuchungsergebnisse fordern zwingend, „that the liquid inclusions and presumably, therefore, the mineralizing solutions are connate“ (D.E. WHITE 1958, S. 1661).

KLEMD (1988) faßt die derzeit gültigen, zuletzt vor allem durch Studien an Flüssigkeitseinschlüssen bestätigten Ansichten zusammen. Aufgrund der bestehenden Ähnlichkeiten zwischen „Flüssigkeiten von Ölfeldern und den Porenwässern von Sedimenten (...) wird angenommen, daß es sich bei den Erzlösungen der MVT-Lagerstätten Mississippi-Valley-Type-Lagerstätten, Anm. d. Verf. um erhitzte modifizierte Beckenwässer (evolved connate) handelt (...). Diese hochsalinaren Flüssigkeiten wanderten aus den Becken entlang von tektonischen Schwächezonen und nahmen durch die Wechselwirkung von Wasser und Gestein Metalle und Schwefel auf“ (KLEMD 1988, S. 184). Über die durch „Fluid inclusion studies“ gewonnenen Ergebnisse gibt Tab. 3.7 einen Überblick.

Art 2 Phasen (wässrige Lösung + Gasblase) || 3 | Dichte immer 1.0 g/cm || | Salinität 15—30% Massenanteil NaCl äquivalent || | Gelöste Salze Hauptsächlich Ca- und Na-Chloride || o | T Mittelwerte bei 100—150 C | h | p < 1000 bar | Ae | T: Temperatur der | Tochterminerale selten | h | Homogenisierung | Org. Bestandteile oft, in Form von Gasen oder Bitumen | | p: Außendruck bei | Sieden nie | Ae | | | | Entstehung

Tab. 3.7 Merkmale von Flüssigkeitseinschlüssen aus Mississippi-Valley-Typ und Porphyry Copper-Typ-Lagerstätten (Verändert nach KLEMD 1988, Tab. 1)

Obgleich in Hinblick auf die „Salinartheorie“ noch nicht alle Fragen ausreichend geklärt sind, lieferten neuere Arbeiten (CATHLES & SMITH 1983, BETHKE 1986, RAMBOZ & CHAREF 1988) Ergebnisse, die in der Lage sind, alle in den Mississippi-Valley-Typ-Vorkommen zu beobachtenden Merkmale weitgehendst zu klären.

Grundlegende Vorausbedingungen zur Entstehung einer Mississippi-Valley- Typ-Lagerstätte sind das Vorhandensein großer, flachmariner Becken, an deren Ränder es bei der Diagenese zur Entstehung von Lagerstätten kommt. Desweitern müssen tektonische Schwächezonen vorhanden sein, an denen die bei der Diagenese entstehenden erzreichen Salinare in die „Speichergesteine“ („host rocks“) eindringen können. Diese müssen eine gewisse Anfangsporosität aufweisen, damit die im Gestein eine Migration der Lösungen stattfindet. Die Dolomitisierung schafft allerdings hinter der Dolomitisierungsfront neue Porosität, so daß weitere Lösungen nachdringen können. Durch die Reaktionen, die eine Dolomitisierung verursachen, kommt es zur Erhitzung des Gesteins, so daß sich die Temperaturen der Flüssigkeitseinschlüsse erklären (GUNATILAKA 1988, S. 319)

3.3.3 Diskussion der Ergebnisse

Jede der zuvor genannten Theorien erklärt gewisse Erscheinungen, die in Mississippi-Valley-Typ Lagerstätten vorkommen. Das gilt für die Hydrothermaltheorie genauso wie für die Karst- oder die syngenethische Anschauung. Gerade diese allerdings taten sich schwer, wenn es darum ging alle Strukturen in den Lagerstätten umfassend zu klären. So kann die Karsttheorie nicht erklären, wie es dazu kam, daß die Vererzung häufig in Zusammenhang mit dolomitisierten Rhythmen auftritt; der Hydrothermaltheorie fehlt der Pluton, auch wenn er sehr tief liegen soll. Und wie könnte diese Theorie die Einschlüsse organischen Materials oder die hohe Salinität in den fluid inclusions erklären? Den Syngenetikern fiel auf, daß die Menge der primär syngenetischen Erze sehr gering ist, wenn die Erscheinungen in Betracht gezogen werden, die sich nicht primär syngenetisch erklären lassen (Vererzung an Störungen, Kluftfüllungen). Immer wieder wurde deshalb bei den Verfechtern der ersten drei Anschauungen versucht, über andere Prozesse zu erklären, wie die für ihre Theorie unerklärlichen Merkmale zustandegekommen seien.

Beim Versuch, die Theorie der erzreichen Salinare auf die Lagerstätten des westlichen Mieminger Gebirges anzuwenden, lassen sich die meisten Lagerungsverhältnisse sehr leicht verstehen. Auffälligstes Merkmal ist die Dolomitisierung, die stets in der Nähe der Erze auftritt. Dabei gibt es zum einen Dolomitsteinlinsen, zum anderen Rhythmithe und schließlich als jüngste Bildung Dolomitkristalle, die meist als Sattel-Dolomit ausgebildet sind. Dabei muß beachtet werden, daß die Dolomitsteine und Dolomite nicht gleichzeitig gebildet wurden. Die Dolomitsteine und Rhythmithe stellten allerdings aufgrund ihrer besseren Porosität Wegsamkeiten für die Erzlösungen dar. Anfängliche Porosität durch Dolomitstein gab also den Erz-Salinaren die Möglichkeit der Migration, diese wiederum schafften, da sie auch Magnesium enthielten die Bedingungen für eine jüngere Dolomitbildung, die wiederum eine Vergrößerung des Porenraums bewirkte. HÄUSING (1889) wies darauf hin, daß die Vererzung zu den Störungen hin regelmäßig zunahm. Mit der Salinartheorie läßt sich diese Situation jederzeit klären. Die mit Erz angereicherten Salinarlösungen drangen aus den in Diagenese befindlichen Becken (im vorliegenden Fall das Becken der Partnachschichten, das ja neben dem Wettersteinkalk abgelagert wurde) über die Störungen in die Kalke ein. Dort migrierten die Lösungen durch Zonen erhöhter Permeabilität, die in vielen Fällen konkordant zu der Schichtung vorlagen, und schieden bei den entsprechenden Verhältnissen aus. In den Breccien geschah dies natürlich in erster Linie dort, wo Hohlräume bestanden, wenngleich die heißen Lösungen sicher auch in der Lage waren, Gestein aufzulösen. Nur so gibt es eine Erklärung für die Einsturzstrukturen, die BERNARD zur Aufstellung seiner Karsttheorie veranlaßten.

Im Pine Point Gebiet (USA) wurden in den 60er Jahren Wasserbohrungen durchgeführt, die heiße (325 °C), salinar (30 %)- und erzreiche Thermen aufschlossen (SKINNER, WHITE, ROSE & MAYS 1967, S. 316—330). Im Laufe der Zeit bildeten sich im Bohrgestänge sedimentäre Erze („scales“), die eine Schichtung aufwiesen. Analysen bestätigten die Vermutung, daß diese Schichtung durch den Gehalt verschiedener Schwermetallverbindungen hervorgerufen wird. Aktuogeologisch heißt das, daß noch heute Thermen vorhanden sind, die hochsalinare Erzlösungen fördern, die Lagerstättenbildend sein können. Die Autoren bemerken dazu: „The volume of the geothermal brine field is apparently so great, however, that even this small fraction would form a large deposit“ Die Quelle dieser Thermen wird jeweils in nahegelegenen (bis zu 200 km) Sedimentbecken vermutet, aus denen die Metalle herausgelöst werden. Innerhalb der drei Monate dauernden Pumpversuche wurden in den Rohren 5 bis 8 Tonnen Erz abgelagert, die bei Temperaturen von 130—220 °C entstanden. Der Metallgehalt betrug 25 % Cu, 5 % Fe, 3 % Ag und 0,012 % Pb. In den geschichteten Erzen wurden Digenit, Bornit, Stromeierit, Arsenopyrit, Tetraedrit, Chalkopyrit und Pyrit nachgewiesen, also Minerale, die auch in Mississippi-Valley-Typ-Lagerstätten vorkommen. Durch diese Daten werden die theoretisch errechneten Modelle zur Entstehung der Mississippi-Valley-Typ-Lagerstätten bestätigt.

Die feingeschichteten Erze in den Breccien oder Karstfüllungen können also ohne Zuhilfenahme der Syngenesethorie und einem späteren Umlagern der Erze erklärt werden. Die Argumente der Hydrothermalentstehung gewinnen im Hinblick auf diese Bildungsweise wieder an Bedeutung, da die Erz-Salinare die gleichen Wegsamkeiten benutzen, wie die Hydrothermen magmatogenen Ursprungs.

Dennoch muß eine deutliche Unterscheidung zwischen diesen beiden stattfinden (der Begriff Hydrotherme wird leider in der Literatur auch für die Erz-Salinare verwendet).

Wenngleich es im Rahmen dieser Diplomarbeit nicht möglich war, die Vorkommen im Hinblick auf die Salinartheorie ausführlichst zu behandeln, sondern vielmehr die vorliegenden Merkmale beschrieb, sieht das Ergebnis doch so aus, daß für die Vorkommen der westlichen Mieminger Berge die syngenetische Entstehung nicht aufrechterhalten werden kann. Alle Anzeichen weisen darauf hin, daß die Vorkommen durch Mechanismen entstanden, die mit der Beckenentstehung und daraus bedingt der Bildung erzreicher Salinare zu tun haben. Zukünftige Bearbeiter sollten jedoch vor allem Detailkarierungen der alten Gruben durchführen, um die Lagerung der Erze besser erfassen zu können. Nur mithilfe solcher Lagerstättenkarten können dann gezielt Proben entnommen werden, um die Genese der Lagerstätten im westlichen Mieminger Gebirge zu klären.

4 Geologische Kartierung

4.1 Lage des Kartiergebietes

Der kartierte Bereich liegt im zu den Nördlichen Kalkalpen Tirols gehörenden westlichen Mieminger Gebirge. Seine Nord- und Westgrenzen werden durch die Hauptüberschiebung der Inntal- auf die Lechtaldecke gebildet, was morphologisch etwa dem Verlauf des Gaisbachtals im Norden und der Fernpaßfurche im Westen entspricht. Im Süden findet das Gebiet seine Grenze im Gratverlauf des

Mieminger Hauptkammes, längs der Linie Östliche Grießspitze-Grünstein-Marienbergspitze-Rotschrofen. Abgegrenzt wird es im Osten durch die Linie Östliche Grießspitze-Ostfuß der Vorderen Tajaköpfe.

Das Kartiergebiet umfaßt somit von Westen nach Osten das Zunterkopfplateau, die Sonnenspitze, die Silberleite (Schachtkopf), den Wamperten Schrofen, die Grünstein-Nordwand, das Schwärzkar, die Drachenköpfe, die Grünsteinköpfe sowie Grießspitzen, die Seebenalpe mit dem Drachenkar und die Tajaköpfe.

Im Durchschnitt weist das Kartiergebiet eine Höhe von 2000 m auf, wobei der höchste Punkt die Östliche Grießspitze (2747 m) und der tiefste der Knappensteig zum Schachtkopf (1200 m) ist. Die maximale Nord- Süderstreckung beträgt 2 3200 m, die von Westen nach Osten 5000 m, was einer Gesamtfläche von 15 km entspricht.

Ausgangspunkt für die sieben Wochen dauernden Kartierarbeiten im Sommer 1988 war die 1917 m hoch gelegene Coburger Hütte der Sektion Coburg des Deut- schen Alpenvereins. Die Silberleite wurde zum Großteil bereits im Dezember 1987 kartiert.

4.1.2 Geomorphologie der Mieminger Hochfläche

Die Morphologie der westlichen Mieminger Berge wird durch Süd-Nord verlaufende Kare bestimmt, deren Anlage auf präglaziale Täler zurückzuführen ist. Dabei mögen die steilstehende Störungen für die Eintiefung der Gebirgsbäche die bedeutendste Rolle gespielt haben. Sowohl das Drachen- als auch das Schwärzkar sind zum überwiegenden Teil von glazialen Ablagerungen bedeckt, der vor allem im Schwärzkar verfolgbare, sichelförmige Moränenwälle aufbaut.

Durch die erosive Tätigkeit der Lokalgletscher wurden die Kare an ihren Enden übertieft, was im Drachenkar zur Bildung des Drachensees führte. Eine Eintiefung im Schwärzkar ist wegen des Fehlens einer Felsbarriere nicht mit Wasser gefüllt. Die heute sichtbaren Tröge sind sicherlich schon vor dem Beginn der Eiszeiten angelegt worden, was die massive Felsbarriere, auf der die Coburger Hütte steht, beweist. Wenn der Lokalgletscher im Drachenkar die Mulde des Drachensees ausräumen konnte, warum sollte er dann nicht auch in der Lage gewesen sein, die Felsbarriere einzuebnen.

Die Gliederung der Gipfelkämme wird durch Störungen auf der einen, durch leichter verwitterbare Gesteine auf der anderen Seite hervorgerufen. Abgesehen von der Grünsteinscharte sind die Nord-Süd Rinnen primär durch Störungen angelegt, die Ost-West Scharten (Hinteres Tajatörl, Vorderes Tajatörl, Hintere Drachenscharte, Vordere Drachenscharte, Schwärzscharte, Biberierer Scharte) zusätzlich durch leichter verwitterbare Dolomitsteine der Reichenhaller Schichten.

Aus zwei verschiedenen Gegebenheiten heraus sind die beiden Verebenungen im Norden des Kartiergebiets, die Seebenalpe und das Zunterkopfplateau, entstanden. Während die Seebenalpe, durch Gletscherschrämme nördlich des Seebensees belegt, von Lokalgletschern abgeschliffen wurde, ist das Zunterkopfplateau zusätzlich zu einer primär flach nordfallenden Lagerung des Wettersteinkalks vom Inntal/Loisach-Gletscher überfahren worden.

Der Seebensee ist wie der Drachen- und Grünsteinsee ein glazial überprägter Felsbeckensee mit Tiefen um die 30 m. Am westlich des Seebensees gelegenen See kann die Entstehung eines glazialen Moränen- und Felsbeckensees studiert werden, dessen Entstadium der Brendlesee im östlich anschließenden Brendlekar darstellt.

Eine weitere morphologische Form stellen die Dolinen dar, die auf dem Zunterkopf plateau und auf dem Weg von der Coburger Hütte zur Scharte (2000 m) erkennbar sind (s. Abb. 4.4). Durchschnittlich weisen sie eine Tiefe von 2 m und einen Durchmesser zwischen 1 und 10 m auf. Besonders auffällig ist, daß die Dolinen nahe der Scharte in E-W Richtung aufgereiht sind. Dies stimmt mit der Richtung der Aufschiebung B (s. Kap. 4.4) Abb. 4.1 überein.

4.1.2 Das Entwässerungssystem

Das Hauptentwässerungssystem folgt den großen Störungen, die der tektonischen Karte entnommen werden können. Im Grünsteinsee sammeln sich etwa bis Anfang Oktober die Schmelzwässer aus den hoch gelegenen Mulden zwischen der Grünsteinscharte und dem Hinteren Tajatörl sowie den östlichen Firnflächen der Grünsteinwände. Eine weitere Zufuhr von Schmelzwässern erfolgt von den

Grünstein köpfen. Die Wasser des Grünsteinsees infiltrieren in das Moränenmaterial um den See und stürzen nach etwa 200 m unter D 5.18 24 terirdischem Fluß über einen Wasserfall und steilem Bachlauf dem oberflächlich abflußlosen Drachensee zu. Dort vereint Abb. 4.2 Periodische Karstquelle südwestlich des Drachensees. Bildbreite: 1.30 m. sich das Wasser mit Quellwäs

sern, die im Süden und Westen des Drachensees als periodische Quellen hervortreten. Die Temperatur des austretenden Wassers schwankt um die 8 °C und es wärmt sich im See bis auf 13.5 °C. Diese im Vergleich zum Seebensee recht hohe Temperatur ist durch die Verwendung des Drachenseewasers zur Kühlung des Dieselgenerators der Coburger Hütte bedingt. Bereits wenige Stunden nach starken Regenfällen nehmen diese Quellen sichtbar an Schüttungsvolumen zu und halten dann für etwa 3 Tage eine erhöhte Wassermenge zur Abgabe bereit. Zusätzlich wird der Drachensee von unterirdischen Quellen gespeist, die sich im Frühjahr dadurch bemerkbar machen, daß das Eis an bestimmten Stellen früher abschmilzt, als an anderen. Ein Teil des Wassers, das vom Grünsteinsee zum Drachensee fließt, wird in einem Hochbehälter gefaßt und der Coburger Hütte als Trinkwasser zugeführt.

Der unterirdisch entwässernde Drachensee führt sein Wasser zum einen dem Seebensee, zum anderen über tief greifende Kluftsysteme dem Gaisbachtal zu. Im Seebensee, dessen kleiner Nebensee im Verlauf des gesamten Sommers nahezu vollständig zugefroren war, vereinigt sich das Wasser des Drachensees mit Wässern aus dem unterirdisch entwässernden Schwärzkar und den oberflächlich entwässernden Rinnen der Tajaköpfe. Wie der Drachensee wird auch der Seebensee unterirdisch gespeist. Lediglich einige kleine Quellen im Süden des Sees, mit Wassertemperaturen um die 8 °C beim Abfluß, führen dem See oberflächennahes Wasser zu. Der Seebensee ist mit 11 °C nur wenig kälter als der Drachensee. Die se Situation mag sich vielleicht aus der Zufuhr von -1 °C kaltem Wasser des <Kleinen Seebensee> erklären. Im Bereich der 10 m breiten Endmoränen-Barriere, die beide Seen voneinander trennt, wurden Temperaturen gemessen, die 3-4 K unter denen des Seebensee Durchschnittes lagen.

Die Entwässerung des Seebensees erfolgt zum einen Oberflächlich über den Geißbach, zum anderen über Kluftsysteme, an denen das Verschwinden sowie das Hervorkommen von Wasser beobachtbar ist (Schwinde am Nordwestlichen Seeufer, Quelle nahe der Überquerung des Geißbaches durch die Fahrstraße). Nach 500 bis 600 Metern fällt das Wasser über eine fast 200 m hohe Wand in das Geißtal hinab, nachdem es vom Verlassen des Seebensees bis zum Wasserfall bereits einen Höhenunterschied von 100 m überwunden hat. Das über Kluftsysteme abgeflossene Karstwasser wird in Hochbehältern, die auf etwa 1200 m am Geißbach liegen, gefasst und der Gemeinde Ehrwald als Trink- und Brauchwasser zugeführt. Gerade deshalb ist es notwendig, auf der Coburger Hütte und der Seebenalm Maßnahmen zu treffen, die eine eventuelle Verunreinigung des Trinkwassers verhindern. Über

die möglichen Wege (Kläranlage, Ersetzen der Dieselgeneratoren durch Wasserkraftwerke oder Sonnenkollektoren) zum Schutz des Trinkwassers hat EHM (1988, S. 16f) zusammenfassend berichtet. So muß zum Beispiel auch der Bau einer Fahrstraße oder Sommerrodelbahn auf die Coburger Hütte im Hinblick auf die Trinkwasserqualität in jedem Fall unterbleiben.

Zur Trinkwasserversorgung der Seebenalm (1575 m) wurde 1987 durch den Wasserobmann der Gemeinde Mieming eine Quelle gefasst, die jedoch nicht den Erwartungen entspricht. Wiederholte Gespräche mit dem Obmann und Hirten der Seebenalm zeigten die Problematik der Trinkwasserversorgung in Karstgebieten auf. Die Quelle schüttet vom Beginn der Schneeschmelze bis etwa Ende August Trinkwasser und versiegt dann genauso wie die Wasserversorgung der Coburger Hütte (Versiegen der Quelle etwa Anfang Oktober). Ähnliche Probleme weist die Trinkwasserversorgung der Gemeinde Mieming auf, deren 11 m³/min schüttende Quelle auf der Südseite der Grießspitze an der Kapazitätsgrenze angelangt ist. Die Gemeinde hat ihren Bürgern die Verschwendungen von Wasser unter Strafe angedroht. Der Versuch Verfassers, auf der Mieminger Südseite im Stöttl eine neue Quelle für dieses Gebiet aufzufinden schlug bisher fehl.

Im Westen erfolgt die Entwässerung in das schmale Tal der Loisach. Dort fließt das Wasser in erster Linie unterirdisch im Hangschutt und Till Richtung Norwesten ab. Lediglich bei Regenfällen kommt es zur Oberflächenentwässerung. Am Fuß des Schachtkopfes, Trinkwasserfassung SE der Rochuskapelle wenig oberhalb der Rochuskapelle (1017 m) wurde 1983 ein 730 m großer Trinkwasserbrunnen (1080 m) gebaut, dessen Wasser aus der Störungszone der Wasserkluft (s. Kapitel 1.3) und dem

Hangschutt der Sonnenspitze kommen dürfte (Abb. 4.3). Inwieweit das Wasser aufgrund der Herkunft aus dem Bergaugebiet Silberleite und Wamperter Schrofen erhöhte Schwermetallgehalte aufweist, ist nicht bekannt.

Die Stollen am Schachtkopf werden durch den Max-Braun-Stollen entwässert. Am Stollenmundloch befindet sich ein Wasserbehälter, der das ausströmende Wasser auffängt und über eine Rohrleitung mit der Turbine des Elektrizitätswerkes an der Loisach verbunden ist. Nach der Stromgewinnung fließt das Wasser in den Vorfluter Loisach.

Im allgemeinen fällt die bei alle Gewässern festzustellende grünlich-blaue Farbe der Flüsse und Seen im Kartiergebiet auf, deren Ursprung in Kalkgebieten liegt. Einer mündlichen Mitteilung MOHRs zufolge (Einführungsbegehung) wird diese Farbe durch die Adsorption des Lichts an der kalkigen Schwebfracht des Wassers verursacht.

4.1.3 Aufschlußverhältnisse

Das Kartiergebiet befindet sich zu etwa 50% in hochalpinem Gelände mit vegetationsfreien, steil aufragenden Gipfelwänden. 20 % werden von Geröllhalden und fluviatile Ablagerungen eingenommen. Die verbleibenden 30 % entfallen auf zum großteil vegetationsbedeckte Kare oder Verebnungsflächen.

Im alpinen Bereich sind die Aufschlußverhältnisse stets sehr gut, wenngleich ein erheblicher Teil aufgrund der Schwierigkeit des Geländes ohne Zuhilfenahme von Sicherungen mit Seil nicht erreichbar ist. Es zeigte sich jedoch, daß die Grenzen geologischer Einheiten von höher gelegenen Punkten, sowie vom Luftbild aus gut faßbar sind. Lediglich im Bereich des Grünsteins war es notwendig, Grenzen durch das Ersteigen einer steinschlaggefährdeten Schneerinne zu erfassen.

Die aagedehnten, vegetationsarmen bis -freien Geröllhalden an den Füßen der Berge lieferten eine Anzahl von Fossilfunden, die im ausgesetzten Fels nicht gewonnen werden konnten. Sobald eine Begehung wegen Steinschlags nicht möglich war, wurde die Abgrenzung zum anstehenden Fels aufgrund von Luftbildern sowie der Alpenvereinskarte durchgeführt.

Dank der kurzanhaltenden, starken Regenfälle des Juli und August 1988 und der sich daraus ergebenden Erosion konnte an den Geröllhalden häufig das unterlagernde Gestein auskartiert werden.

Die Kare und Verebnungsflächen bieten nur selten die Möglichkeit, das Anstehende zu bestimmen. Zum Großteil haben glaziale Ablagerungen und fluviatile Ablagerungen den Untergrund überdeckt. Wie bei den Geröllhalden hat eine Erosion durch die Gewitter die Humusdecke abgetragen, oder Bachrinnen freigespülht.

Die Hauptstörungen der westlichen Mieminger Berge treten als Rinnen und Scharten hervor. In fast allen Fällen war es möglich, die Störungsdaten ohne Zuhilfenahme bergsteigerischer Techniken zu bestimmen. Durch vergleichende Luftbildkartierungen wurden für das Kartiergebiet die von LIST (1968) für das Heiterwandgebiet westlich Nassereith gewonnenen Ergebnisse bestätigt. Demnach werden steilstehende Störungen im Luftbild sehr gut wahrgenommen, während flache Störungen im Luftbild kaum hervortreten. Durch eine Kluft/Störungsmessung im Schartenstollen (Stollenmeter 320.0 bis 362.3) konnte gezeigt werden, daß die meisten Störungen Einfallsraten um die 75 Grad aufweisen. Damit war gezeigt, daß es innerhalb des Kartiergebietes möglich ist, Störungen aus dem Luftbild in die Karte zu übertragen.

4.2 Petrographie und Stratigraphie (siehe Anlage 1)

In der vorliegenden petrographischen Beschreibung taucht immer wieder der Begriff Dolomitstein auf. Dabei handelt es sich um die Übersetzung des Begriffs "dolostone", der in der angelsächsischen Literatur für das Gestein Dolomit verwendet wird. Es ist eine Ironie des Schicksals, daß es in der deutschen Sprache keine Unterscheidungsmöglichkeit zwischen Dolomit als Mineral und Dolomit als Gestein gibt. Aufgrund dessen hat Verfasser in Anlehnung an das englische "dolostone" und die allgemeine Namensgebung für Gesteine (Sand-stein, Kalk-stein, Ton-stein) den Begriff Dolomit-stein eingeführt. Dies scheint im Hinblick auf eine leichtere Unterscheidbarkeit, auch wenn der Begriff im ersten Moment ungewohnt wirkt, sinnvoll und sollte auch in der anderen deutschsprachigen Literatur durchgeführt werden.

Damit dürfte das uns von SAUSURRE bereitete Problem entgültig gelöst sein (SAUSURRE benannte das Gestein Dolomit nach seinem Hauptbestandteil, da DOLOMIEU, der im Jahre 1791 die Karbonate Tirols beschrieb, die Zusammensetzung des Gesteins nicht erkannte und deshalb keinen Namen einführte)

4.2.1 Quartär

4.2.1.1 Quartäre Lockergesteine

Vorweg sei erwähnt, daß während der Kartierarbeiten im Sommer 1988 in einigen Teilbereichen noch eine Schneedecke lag, auf der häufig eine Millimeter dünne, rote Schneeschicht erkennbar war. Dabei handelt es sich um "Blutschnee", ein mit Saharasand vermischter Schnee. Der Sand wird durch Deflation in großen Höhen über das Mittelmeer hinweg bis in den Alpenraum transportiert, wodurch es beim Zusammentreffen mit Schnee- oder Regenfall zu rotem Niederschlag kommt.

4.2.1.1.1 Glaziale Ablagerungen

Geradezu beispielhaft kann man im Schwärzkar die Endmoränen verschiederner Gletscherrückzugsstadien sowie deren Seitenmoränen studieren. Morphologisch treten diese als sichelförmig gebogene Wälle hervor, während die Grundmoränen von rezentem Schutt überdeckt sind. Im Schwärzkar bilden zwei großen Moränen D 2.26 27 wälle die Umgrenzung von durch Gletscher übertiefeter Mulden. SENARCLENS-GRANCY (1935, Taf. 1) hat für diese Moränen ein Daun-Egessen Alter bestimmt. Auch im Drachenkar gibt es Moränen des Daun Vorstoßes, wenngleich sie dort kaum morphologisch hervortreten. Die Mittelmoräne der Lokalgletscher aus dem Drachen- und Schwärzkar ist als langge Abb. 4.4 Glazial gebildeter, von Moränen umgebener Trog. Im Vordergrund eine Doline. (Schwärzkar). streckter Wall erkennbar, der westlich der Coburger Hütte hinabzieht. Alle diese Wälle sind von Pflanzen bewachsen, was auf Abb. 4.4 für den Fall des Schwärzkars sichtbar ist.

Wesentlich jünger sind die Moränenwälle im oberen Drachen- und Schwärzkar. Obgleich keine lichenometrischen Bestimmungen durchgeführt wurden, steht aufgrund vergleichender Beobachtungen fest, daß die obersten Moränen rezent sind, da ihnen ein Flechtenbewuchs (Landkartenflechte, Schildkrötenflechte) völlig fehlt. Im obersten Drachenkar, nahe der Hinteren Drachenscharte, befand sich im Sommer 1988 ein Firnfeld, dessen Begrenzung von Wällen umgeben war, die aufgrund der inhomogenen Zusammensetzung der Gerölle als Endmoränen bezeichnet werden können.

Am Weg von der Coburger Hütte zur Scharte (0211) befindet sich im Wettersteinkalk eine Stelle mit Gletscherschliff der eine NNE Richtung aufweist. Dies entspricht auch dem Verlauf des Gletschertrogos im Schwärzkar.

D 9.23 24

Abb. 4.5 Wettersteinkalk mit Gletscherschliff in Richtung NNE Aufschluß 0211

Die Gesteine der End- und Randmoränen sind von unterschiedlichster Rundung und Korngröße. Im oberen Schwärzkar treten in der Moräne Blöcke mit mehreren Metern Durchmesser auf, während am Weg vom Seebensee zur Coburger Hütte eine Moräne mit viel toniger Grundmasse angeschnitten ist. Etwa 60% des an der Oberfläche sichtbaren Moränenmaterials ist Muschelkalk, 30% Wettersteinkalk und 10% nicht bestimmbar. Die Größe der Komponenten zeigte sich nicht vom Ausgangsgestein abhängig, was aufgrund der gleichen Lithologie hervorgerufen wird.

4.2.1.1.2 Fluviatile Ablagerungen

Die fluviatilen Ablagerungen treten gegenüber den glazialen flächenmäßig stark zurück, da die Entwässerung stets in mehr oder weniger tief eingeschnittenen, steilen Rinnen stattfindet. Dadurch wird die Bildung großer alluvialer Flächen oder Fächer unterbunden. Aus der geologischen Karte ist ersichtlich, daß sich die alluvialen Ablagerungen hauptsächlich dort bilden, wo bei Regenfällen Bergbäche

in die flacheren Hangbereiche eintreten. Da das Wasser dort jedoch sehr schnell im Hangschutt versickern, findet die Ablagerung der Alluviolen nur in eng begrenzten Bereichen statt.

Gegenüber den anderen quartären Ablagerungen zeichnen sich die Alluvialablagerungen dadurch aus, daß sie stets an den Enden von Rinnen oder in Bachläufen auftreten und eine Abnahme der Korngröße von oben nach unten aufweisen. Auffallend ist die gute Rundung der Kalkgerölle, obwohl die Transportweiten selten größer als 2000 m sind.

Da diese Ablagerungen bei starken Wasserführung nach Regenfällen einer Umlagerung unterliegen, ist der Pflanzenbewuchs gering ausgebildet.

4.2.1.1.3 Limnische Ablagerungen

Sowohl am Drachensee, als auch am Seebensee (Abb. 4.6) treten limnische Ablagerungen auf, die sich auf der einen Seite durch die flache Morphologie, auf der anderen Seite durch ihren Pflanzenbewuchs von den umgebenden Festgesteinen bzw. quartären Lockerablagerungen unterscheiden. Südlich des

Seebensees sind die limnischen Ablagerungen durch den Bewuchs von Gelbem Enzian (*Gentiana lutea*), auf der Verflachung östlich der Coburger Hütte ("Fußballplatz") durch die Kohl-Kratzdistel (*Cirsium oleraceum*) gekennzeichnet.

Der "Fußballplatz" ist ein völlig verlandeter See, der sich in einem Moränenwall bildete, dessen westliche Begrenzung später erodierte. Nach starken Regenfällen ist diese Verflachung etwa 5 cm hoch mit Wasser gefüllt, das innerhalb weniger Stunden unterirdisch zum Drachensee abläuft. Die Vertiefung ist einige Dezimeter hoch mit tonigem Kalkschlamm bedeckt, der durch einen vom D 8.17 36 Hinteren Tajatörl hinunterziehenden Bachlauf transportiert wird.

Ebenfalls eine Verlandung stellen die Ablagerungen am Seebensee dar, die nach Norden hin vorwachsen. Da der Seebensee heute keinen Abb. 4.6 Seebensee und Vorderer Tajakopf von der Sonnenspitze aus gesehen. Südlich des Sees, rechts Zulauf mehr hat, kann man und links des Fahrweges, limnische Ablagerungen. Vom Vorderen Tajatörl, im Bild rechts, ziehen allu sich die Bildung der südlichen viale Fächer und rezente Geröllhalden hinab. Ablagerungen wie die am "Fußballplatz" vorstellen. Die rezente Verlandung des Seebensees ist jedoch durch die natürliche Eutrophierung und dem damit verbundenen Vorwachsen einer Sumpfpflanzengemeinschaft ausgezeichnet.

Die limnischen Ablagerungen südlich des Drachensee bilden sich ausschließlich durch Hochstände des Sees nach der Schnee- und Eisschmelze, sowie bei Regenfällen. Der Wasserspiegel liegt dann über dem durchschnittlichen Wasserspiegel und sedimentiert die tonig- karbonatische Schwebfracht an dieser wenig steil nach Norden einfallenden Uferlinie. An dieser sind limnische Sedimente eng mit glazialen und fluviatilen Ablagerungen verzahnt.

4.2.1.1.4 Rezente Schuttbildung, z.T. Vegetationsbedeckt

Bereits in Kapitel 4.1.3 wurde darauf hingewiesen, daß 30% des Kartiergebietes mit Hangschutt und Pflanzenbewuchs bedeckt ist. Da die pflanzenbewachsenen Teile in den meisten Fällen ältere, inaktive Hangschuttmassen darstellen, wurden sie mit den jungen, rezenten Schuttbildungen zusammengefasst.

Im Gegensatz zu diesen inaktiven Schutthalden werden die Bergflanken von aktiven Schutthalden eingenommen, die sich noch in der Fortbildung befinden. Neben den bekannten Erosionsmechanismen konnte Verfasser während eines plötzlich einsetzenden Gewitters beobachten, daß es beim Einschlagen von Blitzen zum Loslösen von Gestein kommt. Inwieweit das Loslösen an der Einschlagsstelle des Blitzes durch die plötzlich umgewandelte Energie, oder in einer größeren Entfernung davon durch die Druckwelle des Donners ausgelöst wurde, konnte nicht festgestellt werden. Die Schafhirten der Seebalm erzählten davon, daß sie bei Blitzeinschlägen im Gebirge die Steine rollen gesehen hätten.

Die Geröllhalden zeigen eine deutliche Schwerkraft-Sortierung. Vom Fuß einer Halde angefangen, nehmen die Größen der Gerölle nach oben hin stetig ab. Verfasser hat im Laufe der Kartierung an verschiedenen Stellen Neigungsmessungen unternommen, die Werte zwischen 40 und 50 Grad aufwiesen. Besonders schöne Schuttkegel bilden sich an den Nordhängen der Grießspitzen im obersten Brendlkar (Abb. 4.7) und am Ostabfall der Vorderen Tajascharte.

Auffallend an den Schuttbildungen ist, daß sich der Schutt des Alpinen Muschelkalkes von dem des Wettersteinkalkes durch den Bewuchs unterscheidet. Während der Wettersteinkalk-Schutt fast immer frei von Vegetation ist, findet auf dem Schutt des Alpinen Muschelkalk ein Bewuchs durch verschiedenste Pflanzenarten statt, darunter das seltene, geschützte Schwarze Kohlröschen (*Nigritella nigra*, *<Braunelle>*), verschiedene Nelkenarten und im Schutz von Rinnen die

D 3.27 24

Abb. 4.7 Geröllhalden aus Wettersteinkalk im oberen Brendlkar, östlich des Hinteren Tajatörls. Die mittlere Breite der Geröllhalde beträgt 400 m.

ebenfalls unter Naturschutz stehende Türkenglocke (*Lilium martagon*) oder seltene Enzianarten (z.B. *Gentiana asclepiadea*). Der Grund dafür liegt in der Zusammensetzung der Kalke. Die Gesteine des Alpinen Muschelkalk sind kein reiner Kalk, wie der Wettersteinkalk, sondern beinhalten stets Beimengungen von organischen Bestandteilen und anderen Verunreinigungen, die den Pflanzen eine leichtere Ansiedlung ermöglichen. Inwieweit andere Spurenelemente eine Rolle für die Auswahl des Standortes eine Rolle spielen, wurde nicht untersucht, da dies den Rahmen vorliegender Arbeit gesprengt hätte.

4.2.1.1.5 Kriechender Hangschutt

Eine interessante Oberflächenform tritt in der Mulde zwischen dem Hügel NE des Drachensees und dem Westfuß des Hinteren Tajakopf auf. Dort sind leicht gekrümmte, etwa 1 m hohe, mehrer Zehnermeter lange Wälle vorhanden, die gelegentlich aufhören und neu Beginnen. Deren konvexer Teil zeigt stets zum Hang hin, ist also morphologisch zu den Endmoränen, für die sie im ersten Moment gehalten werden könnte, genau umgekehrt. Wie auf Abb. 4.8 zu erkennen ist, sind die oberen Gesteinseinheiten gemeinsam mit der Vegetationsdecke zusammengeschoben. Im linken Bildbereich ist der entblößte, teilweise wieder vegetationsbedeckte Untergrund sichtbar.

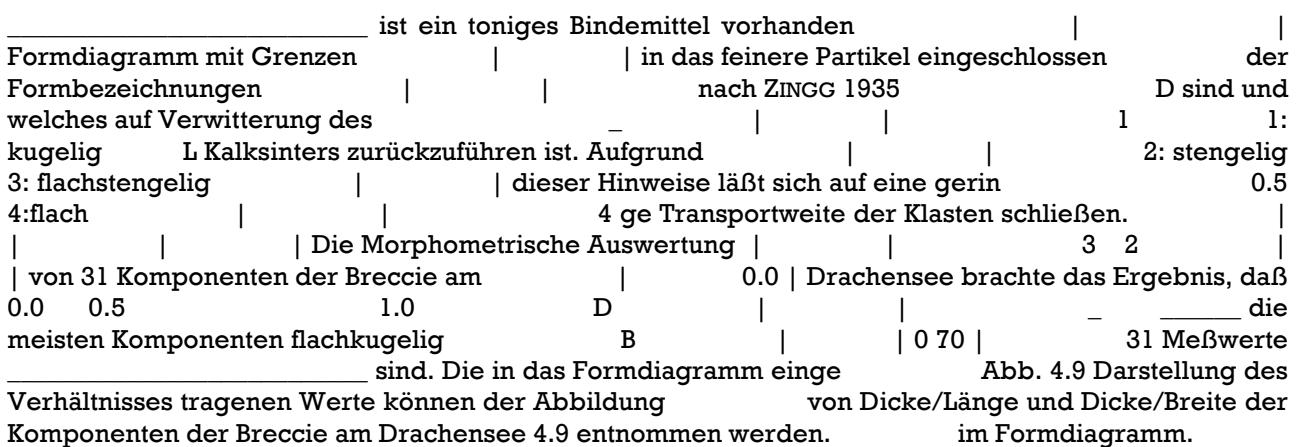
D 3.23 24

Abb. 4.8 Kriechender Hangschutt E der Coburger Hütte. Größenvergleich: Schafe im linken Bildbereich.

4.2.1.2 Festgesteine des Quartär (Breccie am Drachensee)

Einziges Auftreten eines quartären Festgestein ist eine Breccie am Ostufer des Drachensees (070), die von Verfasser erstmals beschrieben wird und den Namen "Breccie am Drachensee" bekommt. Die von der Breccie eingenommene Fläche umfaßt etwa 40 bis 50 m². Das Anstehende ist zum Großteil von jungen, fluviatilen Ablagerungen überdeckt, sodaß die Breccie nur an einem kleinen Abbruch nahe des Seeufers aufgeschlossen ist. Dort liegen einzelne bis zu 1*1 m große Blöcke der Breccie herum.

Die schlecht gerundeten Komponenten der Breccie am Drachensee bestehen aus hellgrauem Alpinen Muschelkalk (75%), ebenfalls hellgrauem Wettersteinkalk (14%), dunkel-braun-grauem Kalk der Reichenhaller Schichten (7%), sowie einigen unklassifizierbaren Fragmenten (4%) die durch Karbonatausscheidungen (Kalksinter) fest miteinander verbucken sind. Im Durchschnitt sind die Komponenten 10 cm groß, bei Minimal- und Maximalwerten von 1 cm sowie 50 cm. Nur gelegentlich



Die Entstehung der Breccie ist durch das Ausfällen von in Wasser gelöstem Karbonat zu erklären. Tatsächlich konnte Verfasser 50 m oberhalb des Vorkommens ein Rinnensal auffinden, daß noch heute Kalksinter ausscheidet. Bei der Quelle des Rinnsales, das sich nach Regenfällen zum Sturzbach weiten kann, findet das Ausscheiden von Kalksinter statt, der dort liegende kleinere Gerölle miteinander verbindet. Der unterirdisch weiterfließende Teil der Quelle, der noch keinen Kalk auscheiden konnte, kommt in dem locker gelagerten Geröll unterhalb der Quelle mit Luft sowie Organismen in Kontakt wodurch es zur Eh und pH Änderung kommt. Diese führt schließlich dazu, daß der chemisch im Wasser gelöste Kalk ausfällt und kristallisiert.

Da die Breccie von einer 1 bis 5 m mächtigen, unverfestigten Geröllschicht bedeckt ist, kann davon ausgegangen werden, daß die Bildung der Breccie heute nicht mehr stattfindet. Das oben beschriebene Verbacken von Komponenten führt jedoch nicht zur Breccienbildung, da die Wasserenergie die neu gebildeten Kalksinter-Geröllaggregat fort transportiert und somit wieder zerstört.

4.2.2 Alpine Trias

Im Kartiergebiet kommen neben quartären Gesteinen ausschließlich Gesteine des nordtirolisch-bayerischen Faziesraumes der Hauptdolomitfazies der Alpinen Trias vor. Eine vereinfachte Gliederung des Faziesraumes gibt die Tabelle 4.1 wieder. Obwohl im Mieminger Gebirge die gesamte Folge der Alpinen Trias aufgeschlossen ist, konnten im Kartiergebiet nur die Schichten des Anis, Ladin und Karn gefunden werden, da die Kartiergrenzen gerade so lagen, daß ausschließlich der Sattelkern aufgeschlossen war.

Schichtfolge der Alpinen Trias im Mieminger Gebirge					Oberrhätikalk
Rhät	Kössener Schichten	Servat	Plattenkalk	Alaun	
Nor	Hauptdolomit	Lac	Tuval	Raibler Schichten	
Karn	Jul	Cordevol		Wettersteinkalk	Langobard
Ladin		Fassan		^	Partnach Schichten
Muschelkalk	^	^ ^ Pelson		^ ^ ^ ^	Ilyr
Anis	^ ^ ^ ^	Hydasp	Reichenhaller Schichten	Campil	Alpiner
Skyth	Buntsandstein	Seis Tab. 4.1	Die Schichtenfolge der Alpinen Trias im Mieminger Gebirge. : Vererzung;		

: Tuffe. Grenzziehung entsprechend der stratigraphischen Tabelle PLÖCHINGERs (1980) und dem ^ Faziesschema BECHSTÄDT & MOSTLERs (1976).

Bedauerlicherweise gibt es in der Alpinen Trias Namen, die zum einen lithologische Einheiten, zum anderen paläontologische Einheiten bezeichnen. Besonders im Anis und Ladin gibt es dadurch Probleme, da zum Beispiel der Wettersteinkalk sowohl eine Gesteinseinheit, als auch eine stratigraphische Einheit darstellt. Solange jedoch die genaue Entwicklung der Riff-Becken-Entwicklung im Anis und Ladin nicht geklärt ist, erscheint es nicht sinnvoll, die International gebräuchlichen Bezeichnungen zu gebrauchen.

Auch die Grenzen lithologischer und fazieller Einheiten sind nicht immer gleichzusetzen. Die Raibler Schichten, früher dem Karn gleichgestellt, beginnen

zum Beispiel erst im mittleren Cordevol, der Alpine Muschelkalk hat seine Basis zwischen Ilyr und Fassan - kann aber auch völlig fehlen.

4.2.2.1 Reichenhaller Schichten (Hydasp - mittl. Pelson) MOJSISOVICS 1869, AMPFERER & HAMMER 1899

Die Reichenhaller Schichten sind eine zum Teil gebankten Kalken und Rauwacken als Abschluß des Hangenden ("Top"). Nir die Basis der Reichenhaller Schichten auf rungen gebunden vorkommen, wie man es Vorderen Tajatörl (084) oder der Grünstein hingegen gehen die Schichten stets kon 28088801 Insgesamt scheint die Mächtigkeit der voll Detailprofil der Grenze Rei

bunt gemischte Abfolge von Dolomitsteinen, sowie einer Sand- und Konglomeratpartie gends im westlichen Mieminger-Gebirge ist geschlossen, da sie ausschließlich an Stö zum Beispiel an der Scharte (043), dem scharte (036, 038) beobachten kann. Im Top kordant in den Alpiner Muschelkalk über. ständigen Abfolge im westlichen Miemin ger sein. Ein vollständiges Profil, durch das Abb. 4.10 man die tatsächliche Mächtigkeit bestimmten chenhaller Schichten- Alpiner Muschelkalk an der Westseite des Vorderen könnte, ist im Kartiergebiet nicht vorhanTajatörls. Deutlich erkennbar ist, wie sich das Milieu des Alpinen Muschel Abb. 4.10 zeigt lediglich den kalk bereits am Top der Reichenhaller Schichten bemerkbar macht. Übergang der Reichenhaller Schichten zum Alpinen Muschelkalk.

Dunkelgraue bis dunkelbraune, seltener ockerfarbene Verwitterung ist kennzeichnend für die im frischen Zustand bräunlich- bis dunkelgrauen Kalke der Reichenhaller Schichten. Beim Anschlagen macht sich immer ein bituminöser Geruch bemerkbar. Die Kalke werden von Calcit-Adern durchzogen die sich mitunter zu cm großen Hohlräumen mit Kristallen weiten. Die Schichtmächtigkeiten, soweit Schichtung vorhanden ist, bewegen sich im Dezimeterbereich. Im allgemeinen weisen die Kalke einen geringen Dolomitgehalt auf. Zum einen treten klastische,

gleichkörnige mudstones auf, deren Risse (0.1-0.2 mm) von Spatit ausgefüllt sind (2 120), zum anderen mikritische Biogen-Klastite, deren Hohlräume zwischen den Biogen-Klasten mit Zement B gefüllt sind (2 149). Hauptbestandteil des Schliffes 2 149 sind Foraminiferen. Komponenten sind Pelloide und Rindenkörper, die vermutlich umkristallisierte Foraminiferen darstellen.

A121 D 149

Abb. 4.11 Bituminöser, tektonisch Be~ mit Lösungs~ denkörpern und dolomitisiertem Sparit sutur. Die Risse sind spätdiagene~ (2 149). m: dunkler Mikrit; M: heller Mikrit; S: tisch mit Calcit gefüllt. (0121). Maß~ dolomitizierter Sparit. Maßstab: 0.1 mm. stab: 5 cm.

Abb. 4.12 Peletoide mudstone mit Rin anspruchter mudstone

Etwa gleich häufig wie die Kalke sind die dolomitreichen Rauwacken aufgeschlossen. Durch die Verwitterung kommt es zur Ausbildung bizarre, zackiger Formen mit vielen Löchern und Höhlungen. Ein gutes Beispiel dafür bilden die Felszacken nordwestlich des Hinteren Tajatörls (s. Abb. 4.42). Die Rauwacken verwittern gelblichgrau und haben frisch eine ockergelbe bis hellgraue Farbe.

Weniger oft kommen reine Dolomitsteine vor, wie sie im Profil der Abb. 4.10 zu erkennen sind. Sie haben im frischen Zustand eine braungraue Farbe und verwittern ockergelb. Gelegentlich kann, wie an der Scharfe, Feinrhythmierung beobachtet werden.

Die 20 bis 100 cm mächtige Sandsteinlinse am Vorderen Tajatörl (0222) besteht aus einem gut geschichteten, rostbraun-grauen, orangen und ockerfarbenen,

Das Profil auf Abb. 4.10 zeigt, wie sich das Milieu des Alpinen Muschelkalk bereits in den obersten Metern der Rei 28088803 chenhaller Schichten andeutet. In jedem Fall wird die Obergrenze der Reichenhaller Schichten durch eine klastische Serie gebildet, die entweder aus Kalksandstein (Hinteres Tajatörl, Grünsteinscharte) oder einem Abb. 4.14 Schuppe aus Reichenhaller bis zu 10 m mächtigen Konglomerat (Schar Schichten NNE der südvergerten Auf schiebung B wk: Wettersteinkalk; mu: Alpite) besteht. Das Konglomerat an der Scharter | ner Muschelkalk; rh: Reichenhaller Schichten; : _ weist ein toniges Bindemittel auf, welches Bankung im Wettersteinkalk.

die 0,5 bis 20 cm großen schlecht gerundeten Komponenten miteinander verbindet. Graduierte Schichtung bildet eine Bankung aus, die zwischen 10 cm und 2 m mächtig ist. Die Komponenten bestehen aus Kalken und Dolomitsteinen des Hangenden.

An Fossilien konnten in den Reichenhaller Schichten Crinoidenstilglieder gefunden werden. Fünf Meter unter der Grenze der Reichenhaller Schichten zum Alpinen Muschelkalk treten zudem die ersten, jeweils 10 cm mächtigen Schichten mit dem Problematikum Rhizokorallium auf. Mikroskopisch wurden lediglich Foraminiferen bestimmt.

Aus den steilen Nordwänden der Grießspitzen bekam Verfasser von E. MÜLLER eine Gesteinsprobe (s. Abb. 4.15), die Ähnlichkeiten mit den Konglomeraten an der Scharte und der Grünsteinscharte aufweist. Der Unterschied besteht darin, daß die Hohlräume mit roten Calcitkristallen ausgefüllt sind, und da neben rote Dolomite sowie Sandsteine als Komponenten vorkommen. Das offene Gerüst der grossen Komponenten ist durch kleinere verfüllt. Weitere Komponenten sind ein dunkelgrauer mudstone und schwarze Tonsteine. Im Schnitt beträgt der Durchmesser der Gerölle 1 cm, A G19 wobei auffällt, daß die Längsachse meist doppelt so groß ist, wie die Querachse. Dies weist, zusammen mit der schlechten Rundung der Komponenten auf eine geringe Transportweite hin. Da im gesamten Konglomerat von der Grießspitzen Nordwand mit rötlichen Dolomitsteinen, roten Alpinen Muschelkalk, als was Sandsteinen, dunkelgrauem mudstone und schwarzen Tonsteinen. (0G19). Maßstab: 5 cm. die von E. MÜLLER beschriebene Stelle kartiert wurde, kein Konglomerat bekannt ist, und im Hangschutt des oberen Drachenkars weiterer Konglomeratfunde gemacht wurden, muß davon ausge-

gangen werden, daß im Bereich der Grießspitzen Nordwände eine bisher unbekannte Schuppe aus Reichenhaller Schichten vorhanden ist. Aus technischen Gründen war ein Besuch der Stelle durch den Verfasser nicht möglich, nachdem das Vorkommen an der Grünsteinscharte (038) jedoch dem von E. MÜLLER angegebenen entspricht scheint sich ein Streifen Reichenhaller Schichten durch die Nordwände der Grießspitzen zu ziehen,

4.2.2.2 Alpiner Muschelkalk (mittl. Pelson - mittl. Langobard) HAUER 1850, HABER 1934

Über die Namensgebung des Alpinen Muschelkalk wurde in der Vergangenheit viel diskutiert, da seine Umgrenzung wegen der Verschiedenheit seiner Schichtglieder nicht überall einfach vorzunehmen ist. Andere Gründe lagen darin, daß es bereits in der Germanischen Trias einen Muschelkalk gibt, der mit dem der Alpen zwar Gemeinsamkeiten hat, sich aber dennoch von ihm unterscheidet. Es gab sogar Bestrebungen, den Namen Muschelkalk in den Alpen völlig zu streichen. MILLER (1965, S. 191f) schlägt hingegen vor, das Problem durch die Einführung des Namens "Anisische Riff-Knollenkalk-Serie" zu umgehen, was sich jedoch nicht durchsetzte, da der Alpine Muschelkalk weder auf das Anis beschränkt ist, noch eine Riffbildung darstellt. Über das Für und Wider der Namensgebung haben BECHSTÄDT & MOSTLER (1974, S. 11f) ausführlich diskutiert. In der vorliegenden Arbeit wird ausschließlich der Begriff "Alpiner Muschelkalk" verwendet, wie er von HABER eingeführt wurde.

Der Alpine Muschelkalk weist innerhalb des Kartiergebietes eine deutliche Dreiteilung auf, die wegen ihrer teilweise geringen Mächtigkeiten für die geologische Karte zusammengefaßt wurden. Dabei beginnt über der klastischenn Serie der Reichenhaller Schichten die Basis des Alpinen Muschelkalk, das Top hingegen am Beginn der grobgebankten, massigeren Kalkfolge (s. Abb. 4.18) des Wettersteinkalk oder der Partnach Schichten. Insgesamt beträgt die Mächtigkeit zwischen 120 m am Nordgrat der Grießspitzen und 160 m im Oberen Schwärzkar.

Unterer Alpiner Muschelkalk

Die Flaser und Wurstel kalke des Unteren Alpinen Muschelkalk haben Mächtigkeiten zwischen wenigen cm und einem dm. Ihre Schichtoberflächen sind uneben gezeichnet, und von ungeordnet verlaufenden, 1 bis 2 cm breiten Wülsten überzogen. Diese wurden von sedimentwühlenden Organismen geschaffen (Rhizocorallium). Die typische Schichtunterseite einer der Wurstelbänke zeigt Abb. 4.16. Man erkennt die wellige Unterseite, Spuren von Sedimentwühlern und einen Brachiopoden oberhalb der Bildmitte.

Die untere, bituminöse Gesteinseinheit ist dunkelgrau Abb. 4.16 Schichtunterseite im unteren Alpinen bis braun und verwittert okMuschelkalk mit Fossilien (s. Pfeil). kergelb bis hellgrau. Oft tritt Feinschichtung hinzu, die durch Algen-Stromatolith-Rasen hervorgerufen wird. Dolomitisierung ist, wie im oberen Drachenkar, ebenfalls recht häufig. Dort ist eine etwa 5 * 10 m große, hellbraun verwitternde Dolomitsteinklinse vorhanden, die Breccierung aufweist. Im Dünnenschliff (2 56a) zeigt sich, daß die Dolomitisierung in einer Dolomitfront vorangeschritten ist. Entlang von Frakturen durchdringt Goethit das Gestein, der zusätzlich fein verteilt in der Karbonatmatrix auftritt.

Die meist Zentimetermächtigen Bänke der Flaser und Wurstelkalke weisen gelegentlich Kleinfalten auf, deren Wellenlängen und Amplituden ebenfalls im Zentimeterbereich liegen (096).

Mittlerer Alpiner Muschelkalk

Der mittlere Alpine Muschelkalk ist dicker gebankt, als die beiden anderen Einheiten, wobei Mächtigkeiten von mehreren Dezimetern bis Metern und insgesamt massigere Bereiche auftreten. Seine Farbe ist hellgrau bis braungrau mit hellen Verwitterungsfarben. Dolomitisierung, die mitunter parallel der Schichtung verläuft, ist im gesamten mittleren Alpinen Muschelkalk vorhanden. Im Handstück ist es meistens nicht möglich, die Gesteine des Mittleren Alpinen Muschelkalk von denen des Wettersteinkalk zu unterscheiden, da ihre Ausbildung sehr ähnlich ist. Erst der stratigraphische Zusammenhang im Gelände macht eine Zuordnung eindeutig möglich.

Abb. 4.16a Oncoide Rudstone aus umkrusteten Bivalvienschalen des oberen Alpinen Muschelkalk (3 80). Maßstab: 5 cm.

Gelegentliche Hohlräume enthalten Calcit und Dolomit in Zentimetergrößen, zum Teil rosafarbenen Kristallen (056, 0188). Im Oberen Drachen- (056) und Schwärzkar (0108) konnten idiomorphe, bis zu 1 cm lange, authigene Rauchquarzkristalle gefunden werden, die gelegentlich Zonarbau aufweisen und

aus dem Kalk herauswittern. Die Kristalle sind Lagenweise angeordnet, ohne jedoch parallel der Schichtung zu verlaufen. Im Dünnschliff eines Geröllstücks (2 69) wurden die Längsachsen von 63 Quarzkristallen gemessen. Dabei ergaben sich drei Maxima, deren größtes bei 0.1 mm liegt. Zwei weitere Maxima befinden sich bei 0.35 mm

und bei 1 mm. Im Gegensatz zu den ersten beiden Maxima sind die Quarze des Maximums bei 1 mm undeutlicher in ihrem Umriß. Daraus ergibt sich die Folgerung, daß diese Quarze als Klasten in den Mudstone kamen, während die idiomorph ausgebildeten authogene Bildungen darstellen.

D 69

Abb. 4.17 Peletoide mudstone mit authigenem Quarz (Q) und einer mit Spatit verfüllten Fraktur (2 69). Weit gepunktet: heller Mikrit. Eng gepunktet: dunkler Mikrit. Schraffiert: Calcit-Spatit. Maßstab: 0.1 mm

Im wesentlichen stellt das Gestein einen bioclastic rud/grainstone dar, dessen Fossilinhalt weitgehend mit dem des Oberen Alpinen Muschelkalk identisch ist. Herausgewitterte Crinoidenstilglieder und kleine, bis 7 mm große Brachiopoden (*Rhynchionella* sp.) sind am Nordgrat der Östlichen Grießspitze, wenig südlich des Hinteren Tajatörls, vorhanden

Trockenrisse in einem Geröllstück NW des Drachensees weisen auf ein zeitweiliges Trockenfallen im unteren Alpinen Muschelkalk hin.

Abb. 4.18 Profil des Oberen Alpinen Muschelkalk im oberen Drachenkar. wk: Wetter steinkalk; muo: Oberer Alpiner Muschelkalk; mum: Unterer Alpiner Muschelkalk
Oberer Alpiner Muschelkalk (Reiflinger Knollen- und Bankkalke)

Die durch ihre Kieselknollenführung gekennzeichneten Knollenkalke (Reiflinger Knollenkalk) verwittern ocker bis dunkelgrau und sind im frischen Zustand dunkelgrau. Auf den im cm bis dm Bereich gebankten Schichtoberflächen findet sich häufig ein hellgrüner, tonig-mergeliger Überzug, der den Grünen Mergeln ähnlich sieht. Ursache für die uneben-wellige Oberfläche der Knollenkalke sind die schwarzen bis dunkelbraunen, gelblichweiß verwitternden, von Rissen durchzogenen Kieselknollen, die meist eine Größe zwischen 5 und 10 cm haben. In der Grießspitzen Nordwand gibt es einen wenigen Zehnermeter mächtigen Streifen deutlich rot gefärbter Knollenkalke, für deren Entstehung keine gesicherte Erklärungen vorhanden ist. MILLER (1965, S. 195) will beobachtet haben, daß die roten Kalke ausschließlich unter tuffreichen Horizonten vorkommen und vermutet damit einen Zusammenhang zwischen Tuffbildung und Rotfärbung. Umgekehrt stellt sich jedoch die Frage, weshalb nicht unter allen Tufflagen rot gefärbte Kalkhorizonte auftreten. Aus diesem Grund scheint ein direkter Zusammenhang zwischen Tuffbildung und Rotfärbung nicht erkennbar. Vielmehr sind diese rötlichen Knollenkalke auf ein oxidierendes Milieu zurückzuführen.

Im Dünnschliff sind accessorisch Lepidokrokit, als Überzug auf Calcitkristallen Goethit und Titanit vorhanden. In Kleinsthöhlen (0.4 mm) kommt es zur Sprossung von Kristallen. Häufig treten in den mudstones Rindenkörper mit Ø von 0.15 bis 0.2 mm auf, die vermutlich umkristallisierte, dolomitisierte Foraminiferen sind. Der Obere Alpine Muschelkalk besteht sehr oft aus bioclastic filament wackestones und crinoidal pack/rudstones mit Filamenten, Peloiden, Rindenkörpern, Bivalvien, Foraminiferen, Pellets, Diploporen, Ostracoden, phylloiden Algen und Schwebcrioniden. Im allgemeinen ist der Detritus schlecht gerundet, was auf eine geringe Transportweite hindeutet. Auf Abb. 4.16a ist ein oncoide rudstone erkennbar, der umkrustete Schalenreste enthält. Die Onkoide weisen auf eine hohe Wasserenergie während der Entstehung hin. Diese Anzeichen weisen bereits auf die über dem Oberen Alpinen Muschelkalk einsetzende Riffentwicklung hin, in der Wassertiefe und -energie zunehmen. Im oberen Schwärzkar treten stellenweise bis zu 50 cm mächtige Horizonte auf, die vollständig aus Crinoidenstilgliedern bis 0.4 cm Ø und Zweischalern (Bivalvien, Brachiopoden) bestehen (0107).

Über die Herkunft der Kieselknollen wurden bereits umfangreiche Diskussionen geführt (ULRICH, 1960, S. 122ff), deren Ergebnis im wesentlichen darin besteht,

daß keine allgemeingültige Theorie aufgestellt werden kann. Vielmehr muß von Fall zu Fall geklärt werden, was die Hornsteinbildung verursachte. Wenn davon ausgegangen wird, daß es sich bei den Grünen Mergeln um Tuffe handelt, ist die Kieselknollenbildung auf das Überangebot an Kieselsäure im Meerwasser aufgrund des Vulkanismus zurückzuführen. Dies würde dann das gemeinsame Vorkommen von Grünen Mergeln und Knollenkalk erklären.

Durch die Faltung der Knollenkalke kommt es besonders an der Grünsteinscharte oder der Scharte (2000 m) zur Boudinage des Gesteins. Die einzelnen Boudins haben im Querschnitt eine Länge von etwa 30 cm und eine Breite von 10 cm. An der Hinteren Drachenscharte findet sich Kleinfaltung mit Amplituden und Wellenlängen im Meterbereich. Ein Beispiel dieser möglicherweise synsedimentären Gleiftaltung liefert Abb. 4.41.

In die Kalke des oberen Alpinen Mu
geschaltet (s. Abb. 4.19), die allgemein als
Mächtigkeit schwankt zwischen einem Zen
Verfasser eine Typengliederung der Grünen
brauchbarer Dünnschliffe nicht weiter aus
können der Tabelle 4.3 entnommen
Mergeln, die oft durch unterschiedliche Ty
Nordwand der Grießspitzen zu sehen (0194).
Grünen Mergel im Hinblick auf die Typen
keine Beziehung der einzelnen Typen zu
nachgewiesen werden. Vielmehr er se
horizontal als auch vertikal. Abb. 4.19 Profil :
Vorderen Tajakopf. I, II, III, V: Grüne Mergel de
sich die

schelkalk sind häufig Grüne Mergel ein Tuffe oder Tuffite gedeutet werden. Ihre timeter und 20 Dezimetern. Erstmals konnte Mergel aufstellen, die jedoch mangels zuwerten war. Die Unterschiede der 5 Typen werden. Die Schichtung in den Grünen 12088801 Typen gebildet wird, ist besonders gut in der Obwohl an verschiedenen Stellen Profile der gliederung aufgenommen wurden, zeigte sich einander. Eine Abfolge der Typen konnte nicht setzen sich die Typen gegeneinander so wohl im oberen Alpinen Muschelkalk der Westrinne zum s ieweiligen Typs. Im Dünnenschliff erweisen

Grünen Mergel als basische Kristalltuffe. Die Plagioklase haben einen Zonarbau, löschen undulös aus und zeigen beginnende Serizitisierung. Die Biotite zeichnen sich durch einen deutlichen Pleochroismus von dunkelbraun bis gelblichbraun aus und sind oft verbogen. Daneben gibt es in einigen Schliffen Dolomititisierung, die auch die Plagioklase angreift.

Gefüge	Bruch	Karbonat			Häufigkeit	Typ	Farbe
homogen zerreiblich	ohne Karbonat **** ++		I	dunkelgrün		feinstkörnig,	
gesprenkelt feinkörnig, braune	splittrig, hart	wenig Karbonat ** ++				II grün,	
Komponenten (Biotit)		II hellgrün	feinkörnig, ohne	weich	vorhanden	** +++	
			Komponenten				
IV grün, ausgebleicht	feinkörnig, absandend	leicht brechbar	viel Karbonat	*	+++		
V dunkelolivgrün	extrem feinkörnig	tonig	kein Karbonat	****	+		Häufigkeit

Tab. 4.3 Makroskopische Merkmale der Grünen Mergel im oberen

Alpinen Muschelkalk		D 55		Mineral
Modalbestand/Name				Plagioklas 50%
basisch Basischer	Serizit 10-15%	Kristalltuff	Biotit 5-10%	
Pyroxen 5-10%	Grundmasse 10-15%	Accesorien Karbonat, Quarz, Apatit, Chlorit, Erz,		
Epidot, Zirkon				Tab. 4.4

Mergel im Oberen Alpinen Muschelkalk. 120888801/3

Abb. 4.20 Zwischen zwei Bänke von Alpinem Muschelkalk eingefaltete Grüne Mergel. mul: Liegendbank; mu2: Hangendbank; o: Typ V; : Typ I; ^: Kalkmergel.

An etlichen Stellen in der Rinne, die zum Vorderen Tajakopf hinaufzieht, sind die Grünen Mergel in die Kalke eingefaltet (Abb. 4.20). Dort kommt auch eine 20 cm mächtige Kalkmergel-Grüne Mergel Bank vor, deren Zeichnung und Photo auf die Abbildungen 4.21 und 4.22 wiedergeben. Eine Einschaltung Grüner Mergel gleichen Aussehens und Mächtigkeit, das sich mit dem der obigen Rinne parallelisieren lässt, befindet sich NNE der Scharte (0224).

Neben diesen Grünen Mergeln kommen vereinzelt ockerfarbene und gelbliche Mergel vor, wie dies zum Beispiel S des Hinteren Tajatörl der Fall ist.

12088801/2

Abb. 4.21 & Abb. 4.22 Einschalung Grüner Mergel im oberen
 Alpinen Muschelkalk der Westrinne des Vorderen Tajakopftung Grüner Mergel im oberen
 rechts. KM: Kalkmergel, sT: sandiger Ton, I: Grüner Mergel Typ I; pyr:
 Pyritaggregat; II: Grüner Mergel Typ II. Eine identische Abfolge befindet sich 2
 km weiter westlich an der Scharte. Bildbreite von Abb. 4.22: 22 cm.

4.2.2.3 Partnachschichten (ob. Illyr - mittl. Cordevol) GÜMBEL 1858

Der Aufschluß Schwärze SW des Wamperten Schrofen (031) ist der
 größte Aufschluß von Partnachschichten im Kar tiergebiet (Abb. 4.23). BECKE
 (1980, Abb. 2.2a und 2.2b, Seite 10) hat von dort ein gutes Profil geliefert, das
 keiner Ergänzung bedarf. Weitere Vorkommen wurden während des
 Bergbaus im Inneren des Schachtkopf aufgeschlossen.

Neben diesem Auftreten D 1.7 28 von Partnachschichten existieren im
 Kartiergebiet weitere je 2 weils 10 bis 100 m große Vorkommen,
 die wegen ihrer Kleinräumigkeit von früheren Bearbeitern zum Teil übersehen
 wurden. Zum einen handelt es sich dabei um das Vorkommen Abb. 4.23 Das Vorkommen
 "Schwärze" SW des Wam E der Coburger Hütte (073), perten Schrofen von W aus gesehen.
 Deutlich erkennt man die dunklen, durch Kalke voneinander getrennten welches auch BECKE
 (1980, S. 10 Partnach-Bankkalke. Im Vordergrund fluviatile Ablagerungen. (031). 9) erwähnt,
 zum anderen

konnten bisher nicht bekannte Stellen mit Partnachschichten am Nordabhang des Schartenkopfes auskariert werden, wo sie sich jeweils an Störungen versetzt aneinander reihen (Abb. 4.24, 00214, 215).

Aus dem Faziesschema Tab. 4.1 geht hervor, daß die Beckenbildung der Partnachschichten neben der Riffentwicklung des Wettersteinkalk vorkommt. Sie können sich also gegenseitig ersetzen. Das Profil Abb. 4.18 zeigt, wie der Alpine Muschelkalk direkt in die dickgebankten unteren Einheiten des Wettersteinkalk übergeht. Obgleich MILLER (1965) und AMPFER & OHNESORGE (1924) für diese

Abfolge den Namen Partnachkalk verwenden und den Partnach Schichten zuordnen, hält es Verfasser für sinnvoller, diese zum Unteren Wettersteinkalk zu stellen, da sich in diesen Zwischenschichten bereits die Riffentwicklung des Wettersteinkalk zeigt.

4.2.2.3.1 Partnachkalke

Die Partnachkalke kommen in drei verschiedenen Ausbildungen vor. Zum einen als ein bis zwei Meter mächtige Bankkalke, welche zum Beispiel beim Vorkommen Schwärze die Partnachmergel voneinander trennen, zum anderen als Kalkknollen und schließlich als 5 cm mächtige Lagen in den Mergeln. Die mächtigeren Bankkalke können die Partnachmergel vollständig vertreten. Der Übergang von Mergeln in Kalke und das Auskeilen der Partnach-Bankkalke in Wetterstein kalk kann bei der Lokalität Schwärze beobachtet werden.

Beide Kalke verwittern ockerfarben oder hellgrau wobei ihre Verwitterungsrinde nicht dicker als einen halben Zentimeter ist. Im frischen, muschelartigen Bruch sind sie bläulichschwarz bis schwarzgrau und weisen eine große Härte auf. Während in den Partnach-Bankkalken Mikro- und Makrofossilien vorkommen, sind die Knollenkalke stets fossilfrei. Die Bankkalke sind außerdem von Calcit-Klüften durchzogen, die maximal 5 mm dick werden. Im

Dünnschliff zeigt sich, daß D31a | | | Mineral Modalbestand/Name |
 | | die Kalke mikritische peletoidic | Karbonat 90-95% |
 micritic peletoidic | | Kohlige wacke/mudstone | mudstones sind, die 95% |
 Karbonat | Substanz 5% | | Accesorien < 1% Quarz enthalten. Die Feinschichtung |
 wird | | | Filamente, Foraminiferen | durch |
 eingeregelte Filamente sowie | Peletoide, Rindenkörper | | | durch Anreicherung |
 kohlinger Sub Tab. 4.5 Zusammensetzung der Partnach-Bank- |
 stanz an Styololithen nachgezeichnet. Für den durchschnittlichen Durchmesser der mikritischen Rundkörper (Peletoide, Rindenkörper) ergab sich ein Wert von 0.06 mm. Das gesamte Gestein ist von einem polygonalen, 0.02 mm mächtigem Kluftnetz durchzogen, in dem Spatit auskristallisiert ist (2231a, 31b).

Ein völlig anderes Gestein sind die Kalkknollen in den Mergeln. Sie stellen reine mudstones mit einem Komponentenanteil (Rindenkörper) < 1% dar. Die organische Substanz wird größtenteils von Erz (Eisenoxide) ersetzt, das sowohl diffus

als auch in Haufen akkumuliert auftritt. Insgesamt nimmt die Feinschichtung geringere Abstände ein (0.06 mm) und ist gleichmäßiger als in den Partnach-Bankkalken.

4.2.2.3.2 Partnachmergel

Im frischen Zustand haben die Mergel dunkel schwarzgraue Farbe mit einem Stich ins bläuliche. Sie verwittern ockerfarben, seltener dunkelbraun, wobei die ausgehärten Mergel polygonal auseinanderbrechen. Während die Partnachmergel am Vorkommen Schwärze in griffelartige, bis zu 3 cm lange Stücke zerfallen, ist dies bei den kleineren Vorkommen an der Scharte (0214) und SE der Coburger Hütte D 9.27 28 (073) nicht der Fall, da die Mergel dort weich sind. Sie führen neben den Kalkknollen auch Linsen mit härteren Tonnen. Dies hat bei tektonischer Beanspruchung die Folge, daß die weichen Mergel plastisch Abb. 4.24 Partnachmergel am Aufschluß 0215. Die weißen Gerölle sind Wettersteinkalk. gefaltet sind, während die härteren Mergel Staffelbruch aufweisen, der zusätzlich durch gelegentlich eingelagerte Schichtkalke nachgezeichnet wird.

Die Mächtigkeit der tektonisch angeschuppten Mergel an der Scharte beträgt ein bis vier Meter. Sie überlagern stets einen hellgrauen bis weißen Kalkstein und sind selbst wiederum von ein bis zwei Meter mächtigem Geröll überlagert. Die Mächtigkeit der fünf durch Kalksteinbänke voneinander getrennten Mergelpakete in der Schwärze schwankt zwischen 10 und 12 Metern.

4.2.2.4 Wettersteinkalk (ob. Ilyr - mittl. Cordevol) GÜMBEL 1861

4.2.2.4.1 Beschreibung der Gesteinseinheiten

Der Hauppgipfelbildner im Kartiergebiet, der Wetterstein kalk nimmt flächenmäßig den größten Raum ein. Seine Mächtigkeit beträgt am Wamperten Schrofen etwa 500 m und nimmt gegen Osten hin beständig zu. Bei den Mitterspitzen soll sie bereits 1500 m betragen (BECKE 1980, S. 12).

Die Unterscheidung des Wettersteinkalk vom Wettersteindolomit konnte in der Kar te nicht stattfinden, da die vom D 2.31 27 Wettersteindolomit eingenommenen Flächen zu klein gera ten wären. Das Gleiche gilt für die Gliederung in Unteren, Mittleren und Oberen Wetterstein kalk, die im Mieminger Gebir ge zwar vorhanden ist, für eine Darstellung in der Karte wegen Abb. 4.25 Herausgewitterte Dolomitsteinbänke des der Kleinräumigkeit ebenfalls Oberen Wettersteinkalk am Nordgrat des Schartenkopf. Bildbreite etwa 150 m. Norden ist rechts. zusammengefaßt wurde.

Einheit	Ausbildung	Faziesbereich		
Oberer Wettersteinkalk	Feinschichtung	Lagunenfazies		Mittlerer Wettersteinkalk

Tab. 4.6 Gliederung des Wettersteinkalks im Mieminger Gebirge

Die untersten 50-100 m des Wettersteinkalk sind gelegentlich gebankt. Über die Zuordnung zu Wettersteinkalk oder Partnachkalk bestehen Unsicherheiten.

MILLER (1965, S. 205) hat diese gebankten Kalke, entsprechend AMPFERER & OHNESORGE (1924, S. 15), den Partnachkalke zugestellt. Wie in Kapitel 4.2.2.3 bereits ausgeführt, hat Verfasser diesen untersten Bereich jedoch als Wettersteinkalk kartiert.

Hellgraue bis weiße, seltener, vor allem in den unteren Einheiten, dunkel graue Verwitterungsfarben zeichen den meistens massigen Wettersteinkalk aus. Im frischen Zustand ist der gelegentlich kristalline Kalk mittelgrau bis weiß. Klein höhlen und Drusen mit cm bis dm Durchmesser besitzt zen im Inneren sehr oft Calcit oder Dolomitkristalle, deren Größe kaum über 1 cm geht. Im Dünnschliff Abb. 4.26 Kleinsthöhlen in einem dolomitisierten mudstone. In den Hohlraum wachsen Dolomitkristalle (246). Sie erkennt man, wie in die naturen geben die Orientierung der Kristalle an (gekreuzter Polarisator). Maßstab: 0.1 mm. Kleinsthöhlen (0 bis 0.4 mm) Dolomitkristalle wachsen (s. Abb. 4.26). Ob es sich bei den Kleinsthöhlen um primäre Porosität handelt, oder ob die Kleinsthöhlen aufgrund der Dolomitisierung und der damit verbundenen Volumenzunahme des Gesteins entstanden, konnte nicht eindeutig geklärt werden.

In der Riffazies des unteren Wettersteinkalk kommen häufig Großoolithen vor, die oftmals mehrere Meter mächtige Partien beherrschen. Der Durchmesser der unregelmäßig geformten, stets gleichartig aufgebauten Ooide schwankt zwischen einem cm und 10 cm. Auf eine Hülle feingeschichteten Kalks, der die Ooide umgibt, folgt ein radialstrahliger Calcit, der senkrecht von der Wandung aus in den

Hohlraum wächst. Dabei fällt auf, daß an den engen Rändern der Großooide kein Wachstum stattfindet. Der im Inneren der Strukturen vorhandene Hohlraum ist meistens mit teilweise rot pigmentierten Calcitkristallen ausgefüllt, die frei in den Raum wachsen. Daneben kommen in den Hohlräumen rosa gefärbte, mehrere mm große Dolomite vor, die jünger als der Calcit sind. Beim Aneinanderwachsen mehrerer Großooide bildet sich ein polygonales Muster (Abb. 4.7), das wiederum von Calcit- oder Dolomitkristallen ausgefüllt ist.

D 9.8 27

Abb. 4.27 Großoolith im Unteren
chenkars. Maßstab: 20 cm.

Wettersteinkalk des oberen Dra

D 8.9 21

Abb. 4.28 Feinrhythmierter Bereich aus Dolomitstein und Kalk im Oberen Wettersteinkalk östlich des Schartenkopfs (0122). Maßstab: 7.5 cm.

Im Oberen Wettersteinkalk tritt eine Feinschichtung im Millimeter bis Zentimeter Bereich auf, die durch eine Wechsellegerung von dolomitisierten Lagen und reinen Kalken hervorgerufen wird. Im Bereich dieser rhythmisierten Abfolgen, die jeweils eine Mächtigkeit von 10-20 cm haben (s. Abb. 3.7 und 4.28), sind stets Blei-Zink-Erze vorhanden, die dort als cm, selten dm große Nester auftreten.

Der Wettersteindolomit kommt in den untersten und, gelegentlich verbunden mit Feinschichtung, in den obersten Partien des Wettersteinkalk vor. Zum einen besteht die Dolomitierung aus gebankten, über größere Bereiche aushaltenden Dolomitsteinen mit Mächtigkeiten bis 2 m, wie sie am Grat zwischen der Scharte und dem Schartenkopf auftreten (Abb. 4.26), zum anderen aus bis mehrere Meter langen Linsen, die N und E der Coburger Hütte zu beobachten sind. An Störungen und Bereichen mit brecciertem Gestein kann das Voranschreiten der Dolomitierung längs permeabler Zonen beobachtet werden. Dabei ergibt sich die erhöhte Permeabilität sowohl durch Störungen (Abb. 3.10), als auch durch Breccien (Abb. 4.29), in denen gleichzeitig Calcit vorkommt.

05088804	Abb. 4.29 Breccie	im Wetterstein	kalk,
Hohlräume	durch Calcit und	Dolomit ausgefüllt	(0100).
Matrix ist	massiger, dunkel	grauer, detritischer	rudstone
mit cm	großen Ooiden.		

Die Dolomitsteine verwittern ocker und sind im frischen Bruch gelblichweiß. Bei der Verwitterung kommt es zur Zerstörung des Korngefüges, was dazu führt, daß die Dolomitsteine absanden und der Erosion weniger Einhalt gebieten, als die sie umgebenden Kalke ("zuckerkörnige" Ausbildungen). Im Dünnschliff

zeigt sich, daß die Dolomitierung als Dolomitfront voranschreitet. Die primären Korngefüge und die Fossilien werden dadurch verwischt. Gelegentlich kommen auch idiomorphe Dolomitkristalle vor. Im Schliff 2 117, einem dolomitisierten peloid mudstone mit Schalenfragmenten und Foraminiferen, erscheint ein mittelkörniger Dolomit 1 (0.05 mm), der einen feinkörnigen Dolomit 2 (0.002 mm) durch Sammelkristallisation ersetzt. Dunkle, mikritische Peloide werden von außen nach innen durch die Dolomitierung umgewandelt, wobei es im Kern zur Neusprößung von Dolomitkristallen kommen kann. Daneben treten ein radial-fibröser Zement A und ein sparitischer Zement B auf (s. Abb. 4.30).

D117

Abb. 4.30 Dunkles, mikriti- sches, vom Rand her dolomiti- siertes
Peloid, randlich von ra- dial-fibrösem Zement A umge- ben und in spätischem
Ze- ment B eingebettet (2 117). Maß- stab: 0.1 mm.

Ob die Dolomitierung in direktem Zusammenhang mit der Erzbildung steht, kann noch nicht mit Sicherheit gesagt werden. GUNATILAKA (1987, S. 319f) hat für die Dolomitsteine der Mississippi-Valley-Typ-Lagerstätten allerdings einen direkten Zusammenhang zwischen Migration der Erzlösungen und Fortschreiten der Dolomitierung nachgewiesen. Es scheint deshalb aus den bereits in Kapitel 3 genannten Gründen durchaus angebracht, für die Dolomitsteine und Rhythmite des Wettersteinkalks die gleiche Genese anzunehmen, wie für die von GUNATILAKA bearbeiteten.

Ein weiteres Merkmal des Wettersteinkalks sind Stromato lith-Algenrasen, die verbreitet im oberen Wettersteinkalk auf treten. Die Algenrasen sind nicht immer horizontal angeordnet, sondern bilden vielfach Gebilde aus, die kreisförmige Querschnitte aufweisen. Diese resultieren daraus, daß sich die

Algenmatten der unebenen Oberfläche zur Zeit ihres Wachstums anpaßten, was auf Abbildung 4.31 zu sehen ist. Die Stromatolithen wachsen A 47a über den unebenen Untergrund hinweg und zeichen so dessen Oberfläche nach.

An den im Wetterstein Abb. 4.31 Algenstromatolithe überwachsen eine kalk recht häufig auftretenden synsedimentäre Breccie aus Biogendetritus. Maßstab: 5 cm. Druck-Suturen (Styoliten) kommt es zur Anreicherung unlöslicher Bestandteile. Sehr oft ist in Verbindung mit diesen Suturen das Auftreten von Limonithäutchen und Limonit-Knollen, die durch ihre braune bis rötlichbraune Farbe auffallen (Abb. 4.32), oder Blei-Zink-Erzen (Abb. 3.15). Die Eisen-Vererzung nimmt vom Hangendenpartien immer weiter ab. Besonders Knollen auf der Westseite der Hinteren Dra Abb. 4.32 Lösungssuturen mit An verbreitet, wo sie Durchmesser reicherung von Limonit in rythmiertem Wettersteinkalk (0132). bis 5 cm erreichen (0103).

Häufigstes Makrofossil sind Crinoi bei Stollenmeter 306,7, wurde nahe des Aufschluß 01 Brachiopoden (Rhynchionella nach AMPFERER & OHNE sind im Mieminger Hinteren Dra Foraminiferen, gen (Diplopora sp.), Bryozoen?, Fusuli steinkalk. A187. Maßstab: 5 cm. Brachiopoden und Filamente bestimmt. Insgesamt ist der Wettersteinkalk innerhalb des bearbeiteten Gebietes jedoch sehr fossilarm. Fossilien, Komponenten Kalkalken, Foraminiferen, | | Schwebcrinoiden, Gastropoden Fossilien in einem Dünn

denstielglieder. Innerhalb des Scharten- eine 1 cm lange Turmschnecke (0166), konnte Verfasser vor Jahren im Hang sp.) bestimmen. Von den Ammoniten, die

SORGE 1924, S. 17f) aus dem Wetterstein A 187 Gebirge keine entdeckt worden. Daneben chenkopfs Korallendetritus (s. Abb. 4.33). Echinodermen, Schwebcrinoiden, KalkalAbb. 4.33 Korallendetritus im Wetter

gen (Diplopora sp.), Bryozoen?, Fusuli steinkalk. A187. Maßstab: 5 cm. Brachiopoden und Filamente bestimmt. Insgesamt ist der Wettersteinkalk innerhalb des bearbeiteten Gebietes jedoch sehr fossilarm.

D 65 | | |

Stollens, gefunden und schutt einen

REIS (zitiert

gebirge beschrieb,

gibt es am Nordgrat des

Im Dünnschliff wurden

nen?, Bivalvien,

schliff des

schliff des

An vielen Stellen im westlichen Mieminger Gebirge

neigt der Wettersteinkalk zur Verkarstung. Dabei werden die Kluftkarren bis zu 2 m tief und 50 cm breit. An den Flanken der maximal 1 m großen Spitzkarren treten Rillenkarren auf, deren Breiten selten 1 cm übersteigen. Als Ausgang der Verkarstung können die Cocklings (kleine, runde Vertiefungen mit rauher Oberfläche) angesehen werden, die sich aufgrund des längeren Festsetzens von Wassertropfen auf dem Gestein bilden. Die starke Verkarstung ist der Ausgangspunkt für die Entwässerung, der das Kapitel 4.1.2 gewidmet ist.

4.2.2.4.2 Vererzung im Wettersteinkalk

Da die Vererzung des Wettersteinkalk bereits in Kapitel 3 ausführlich abgehandelt wurde, soll hier nur noch eine kurze Übersicht und eine Tabelle gegeben werden.

Stratigraphische Position	Paragenese	Horizont Minerale
Wettersteinkalk Fe Limonit	Mittlerer Oberer Wettersteinkalk Pb-Zn-(Cu-Mo-V) Galenit, Sphalerit	Oberer Oberster
Malachit, Azurit, Ankerit	Unterer Unterster Wettersteinkalk Cu-Fe-(Pb-Zn)	
		Tab. 4.8 Die Vererzungen im

Wettersteinkalk des Mieminger Gebirges.

Man kann innerhalb der Abfolge des Wettersteinkalks drei Erzhorizonte voneinander trennen, die sich in ihrer Metallführung voneinander unterscheiden. Nur der mittlere Horizont erlangte wirtschaftliche Bedeutung, während die anderen, obgleich sie abgebaut wurden, eine untergeordnete Rolle spielten.

Der untere Horizont besteht aus einer Cu-Fe-Paragenese mit idiomorphen Quarzen und viel Ankerit (0244). Bleiglanz und Zinkblende sind selten, nur in wenigen Fällen zu beobachten. Besonders gute Beispiele dieser Vererzung befinden sich 20-50 m oberhalb der Grenze zum Oberen Alpinen Muschelkalk in den Nordhängen der Grießspitzen (0194), im Brendlkar und auf der Immenplatte (0244). Besonders auffällig sind Malachit- und Limonit-Anflüge sowie braune Ankeritkristalle. Die Vererzung ist wie die des mittleren Horizonts an Breccien und Störungen gebunden.

Von hauptsächlichem ökonomischen Interesse war der mittlere Horizont, mit seiner reichen Blei-Zink-Vererzung des Mississippi-Valley-Typs. Die Erze treten stratiform, in Spalten, Karstschlotten, Breccienzonen und als cm bis dm große Nester auf. Stets sind sie an dolomitisierte Bereiche gebunden, die während der Kartierarbeiten als Hinweis für das mögliche Vorhandensein eines Erzausbißes verwendet wurden. Erzminerale sind silberhaltiger Bleiglanz, Zinkblende und Galmei. Daneben treten verschiedenste Oxidationsminerale auf, darunter Molybdän- und Vanadiumverbindungen (Wulfenit, Desclozit).

Den obersten Horizont bilden Pyrite, die zu Limonit verwittern. Dabei kommt es zur Knollenbildung auf der einen Seite, zur Anreicherung an Suturen auf der anderen. Die verschiedenartigst geformten Limonitknollen erreichen mitunter Größen bis 10 cm (Geröllbrocken im Drachenkar). Im Durchschnitt liegt die Größe der Knollen bei 2 cm. Außer dem Limonit und Pyrit konnten noch keine anderen Minerale nachgewiesen werden. Möglicherweise handelt es sich bei dem Pyrit des Oberen Horizont schon um erste Anzeichen der pyritreichen Schiefertone ("Kiesschwarze") des mittleren Cordevol.

4.2.2.5 Raibler Schichten (mittl. Cordevol - Tuval)

2

Das Vorkommen von Raibler Schichten ist auf ein kleines, etwa 50 m großes Gebiet SW des Hinteren Tajatörl beschränkt (085), welches zum Großteil aus kalkigem Dolomitstein besteht. Es fällt im hellgrauen Wettersteinkalk durch die ockerfarbene Verwitterung auf, die zum einen auf Dolomit- zum anderen auf Pyritverwitterung zurückzuführen ist. Das Kriterium zur Abgrenzung gegenüber den Reichenhaller Schichten, die ja ebenfalls Dolomitsteine enthalten, ist deshalb möglich

	D 86	Mineral Modalbestand/Name
	Quarz 60%	stark sandiger, Serizit
10-20% erzreicher Schiefer-	Glimmer 3-8% ton mit schlechter Karbonat	
1-2% Komponentenrundung	Erz 5-10% Accesorien 1% Turmalin, Zirkon	
		Tab. 4.9 Zusammensetzung der Schiefertone in

D86a den Raibler Schichten (2 2 86a, 86b)

Abb. 4.34 Markasitkristalle wachsen unregelmäßig in einer karbonatisch-sandigen Matrix (2 86a). Maßstab: 0.1 mm.

lich, da dunkelschwarze, pyritreiche im 1-5 mm Abstand geschichtete Schiefertone vorkommen, die aus den ersten nicht bekannt sind (086). Aufgrund der Dünnschliffuntersuchungen (s. Tab. 4.9) und einem Vergleich der von JERZ (1966, S. 10 für die Raibler Schichten beschriebenen Eigenschaften ließ sich die Zuordnung des Vorkommens eindeutig vornehmen. Dabei handelt es sich bei den schwarzen, pyritreichen Schiefertonen um Gesteine des Raibler Grenzlagers ("Kiesschwarze" nach SCHULZ 1970, S. 189), das im Mieminger Gebirge nach JERZ (1966, S. 11) eine Mächtigkeit von etwa 30 m aufweist. Im Anschliff (3 86) ist eine Feinschichtung erkennbar, in die Pyrit und Markasit in mm dicken Lagen eingeschaltet ist (Abb.

4.34) Teilweise bildet der Pyrit ein

D 85

	Mineral Modalbestand/Name	dichtes Netzwerk, das Schrum- pfungsrisse des Schiefertons durch	Quarz 40-50% stark toniger Sand
			Serizit 20-30% mit karbonatischem
		Karbonat 10-20% Bindemittel setzt.	Muskovit
2%	Erz 1%		Accesorien Glaukonit, Lepidokrokit,
Turminal	4%		Neben diesen Tonschiefern
		gibt es dunkle, griffelartig brechen	Tab. 4.10

Zusammensetzung eines Sandsteines der Raibler Schichten. de Mergel, sowie wenig Sandstein mit kalkigem Bindemittel und einen dunkelgrau verwitternden Kalkstein. Sämtliche Gesteine dieses Gebietes sind stark tektonisch zerstört und ohne stratigraphischen Zusammenhang, was dessen Schuppencharakter belegt.

Über die Mächtigkeit der Raibler Schichten kann nichts ausgesagt werden, da das Vorkommen dafür zu klein ist. Andere Autoren geben die Mächtigkeit mit 200 bis 250 m an.

4.3 Tektonik (siehe Anlage 2, Tektonische Karte)

Die tektonische Entwicklung des westlichen Mieminger Gebirges nach der Deckenüberschiebung, die in Kapitel 1.2 behandelt wurde, lief im wesentlichen in drei Phasen ab, der en Elemente man der vereinfachten und ergänzten tek

tonischen Karte entnehmen kann (Abb. 4.36). Obwohl die 21088804 Tektonik bei oberflächlicher Betrachtung kompliziert wirkt, vor allem im Abb. 4.35 Bruchhafte Verformung im Kleinbereich an den kleintektonischen Be-Nordwänden des Grünsteins (0203). Signaturen stellen verschiedene Bänke im oberen Alpinen Muschelkalk dar. reich (s. Abb. 4.35), können die tektonischen Phasen relativ leicht voneinander getrennt und so die Entwicklung des Gebirges aufgezeichnet werden.

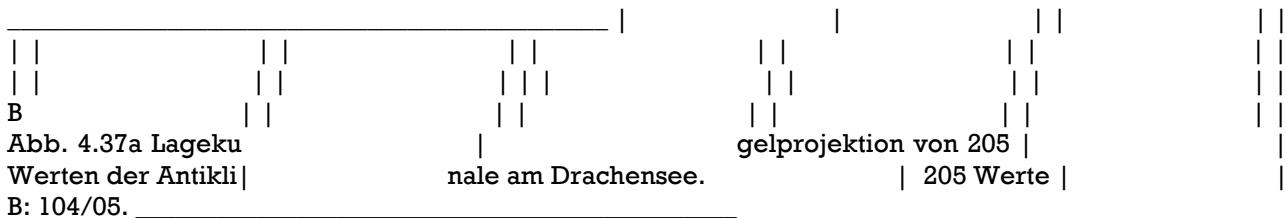
Abb. 4.36 Vereinfachte und ergänzte tektonische Karte des westlichen Mieminger Gebirges (Ergänzt nach TOLLMANN 1969, BECKE 1980 und Luftbildauswertungen; Erläuterungen im Text).

Zunächst kam es nach der Deckenüberschiebung zu weiterer Faltung des Mieminger Gebirges. Durch die Hauptaufschiebungen "A" (nordvergent), "B" (südvergent), und "C" (nordvergent) wird das Gebirge in drei Schollen gegliedert, die nach MILLER (1963, S. 298ff) Südscholle, Zentralscholle und Nordscholle genannt werden. Die Gliederung ist jedoch nur im Westen vollständig, da sich die Überschiebungen im E, etwa ab dem Brendlkar, gegenseitig tektonisch unterdrücken. Jede der einzelnen Schollen besteht aus einer Sattel-Mulden Folge, die besonders deutlich auf der Linie Marienbergspitzen-Rauher Kopf beobachtbar ist.

Der südliche Teilsattel, der von den Marienbergspitzen über den Drachensee und dem Hinteren Tajatörl verläuft, ist am besten südlich und westlich des Drachensees, dort als Drachenseeantiklinale, aufgeschlossen (s. Abb. 4.37). Die Sattel

D 2.10 29

Abb. 4.37 Drachenseeantiklinale südlich des Drachensees. Aufgrund des Schnitteffekts scheint die Achse SE-NW zu streichen! o achse streicht nahezu E-W und taucht mit 5 nach ESE ab (Abb. 4.37a). An der Hinteren Drachenscharte wird der Sattel, dessen dazugehörige Mulde nirgends vollständig aufgeschlossen ist, durch eine nordvergente Aufschiebung abgeschnitten (s. Abb. 4.38). Nur das systematische Einmessen von Schichtflächen ermöglicht es, den Verlauf der südlichen Teilmulde zu rekonstruieren. Insgesamt fallen die Schichten der südlichen Teilmulde steil nach Norden oder Süden ein, wie zum Beispiel in der Umgebung des Schartenkopfs, wo der Wettersteinkalk gebankt ist.



29078803

Abb. 4.38 Profil im oberen Drachenkar. mu: Alpiner Muschelkalk; wk: Wettersteinkalk; | : Lage der Bankung; Kreuz/Querstriche: Geröllhalde.

Zwischen der Aufschiebung B und der Aufschiebung A liegt die Zentralscholle MILLERS. Der jeweiligen Teilsattel und die Teilmulde sind tektonisch stark eingeengt. Dies gilt vor allem für die mittlere Teilmulde an der Scharte, die erst nördlich des Vorderen Tajakopf besser aufgeschlossen ist. Dort kann man erkennen, daß die Schichtung des Alpinen Muschelkalk am Fuß D 5.10 37 des Vorderen Tajakopf flacher wird, bevor sie durch die Aufschiebung A abgeschnitten wird (vgl. Abb. 4.39). Der mittlere Teil Abb. 4.39 Vorderer und Hinterer Tajakopf von sattel ist ausschließlich im We Westen gesehen. Die südvergente Aufschiebung B, die von rechts oben nach links unten durch die sten aufgeschlossen. Dort ist er Bildmitte verläuft trennt die Zentralscholle von der Südscholle. Zwischen linkem Bildrand und jedoch tektonisch ebenfalls stark Aufschiebung B kann man die Mittlere Teilmulde erkennen. Von links nach rechts: Vorderer Tajakopf, eingeengt und durch Aufschie Vorderes Tajatörl, Hinterer Tajakopf bung B abgeschnitten.

Auch die Nordscholle setzt sich aus einem Sattel und einer Mulde zusammen. Der Sattel ist am Ostfuß der Sonnenspitze zu erkennen, wo eine Scholle von Alpinem Muschelkalk gefalten ist. Östlich des Seebensees hingegen, ist dieser Sattel zwischen zwei Störungen stark eingeengt, wie auf Abbildung 4.40 zu erkennen ist. Die nördlichste Teilmulde schließlich verläuft durch das Zunterkopfplateau, ohne im östlichen Kar 12088805 tiergebiet Aufschlüsse zu liefern.

Auf die Faltung folgte schließlich eine weitere Einengung des Gebirges, die durch die Abb. 4.40 Eingeschuppter nördlicher Teilsattel östlich des Seebensees. Die SSW Aufschiebung ist Entstehung von Aufschiebungen gekennzeichnet ist, was man außer auf der tektonischen Karte Aufschiebung C. mu: Alpiner Muschelkalk; wk: Wettersteinkalk. auch auf Abbildung 4.38 erkennen kann. Die

meisten der mittelsteil bis steil stehenden Störungen fallen nach Süden ein. Ein Beispiel für Einfalten nach Norden ist die Hauptaufschiebung B (Abb. 4.39) oder flache Überschiebungen östlich der Hinteren Drachenscharte (s. Abb. 05088808 4.41). In der Störungsrose macht sich bemerkbar, daß diese meist E-W streichenden Störungen am häufigsten im Kartiergebiet vertreten sind. Dies ist umso verständlicher, wenn Abb. 4.41 Flache Überschiebung an einer Südvergenten Störung im oberen Alpinen Mu man bedenkt, wie stark diese Stöschelkalk westlich der Hinteren Drachenscharte. Möglicherweise synsedimentär. rungen das Gebirge verschuppten.

Die Einengung ging schließlich so weit, daß es zur Herausbildung des für das westliche Mieminger Gebirge so typischen Schuppenbaues kam. Die einzelnen Schuppen sind teilweise nicht mächtiger als 20 m. Eine genaue Übersicht über den Schuppenbau des Mieminger Gebirges gibt BECKE (1980, S. 31ff). Besonders kompliziert ist die Situation nördlich des Hinteren Tajatörl, wo es zu mehrfacher Verschuppung gekommen ist (s. Abb. 4.42).

ohne nummer profil ht. tajatörl

Abb. 4.42 Verschuppung durch nordvergente Störungen am Hinteren Tajatörl. Die Aufschiebung NW der hohen Felsspitze aus Wettersteinkalk ist Aufschiebung A. (Legende siehe Abb. 4.38).

Am Ende dieser Einengung kam es zur Bildung von NNE-SSW verlaufenden Störungen im Sinne der Loisachstörung, die das Kartiergebiet als einzige Störung vollständig von N nach S durchzieht (vgl. Abb. 4.36) und in der Störungsrose (Abb. 4.45) als zweitbedeutsame Richtung herauskommen. Diese senkrecht stehenden Blattverschiebungen versetzen die östliche Scholle jeweils um 50 bis 300 m

nach Norden. Da die Zentralscholle wegen ihrer Lage in schwer zugänglichem Gelände und die Nordscholle wegen der schlechten Aufschlußverhältnisse keine ausreichenden tektonischen Beobachtungen zuließen, scheint es, als würden die Blattverschiebungen nördlich Aufschiebung "B" nicht mehr auftreten. Einzelbeobachtungen in der Nordscholle (nordöstlich des Wasserfalls, südwestlich des Rauen Kopfs) sowie das Durchhalten der Loisachstörung sprechen jedoch gegen diesen Anschein.

Bei den Störungen muß es sich um die Durchpausung alter tektonischer Strukturen handeln. Das Sattelitenbild zeigt nämlich, daß die Loisachstörung von nördlich München bis ins Engadin hinabzieht, ohne ihre Richtung wesentlich zu ändern, obwohl die Gebirgsseinheiten sehr unterschiedlich sind. Möglicherweise wurden diese Störungen auch erst durch spätogenetische Prozesse ausgelöst, was da durch zu begründen ist, daß sie mehrere verschiedene Gebirgsseinheiten durchdringen.

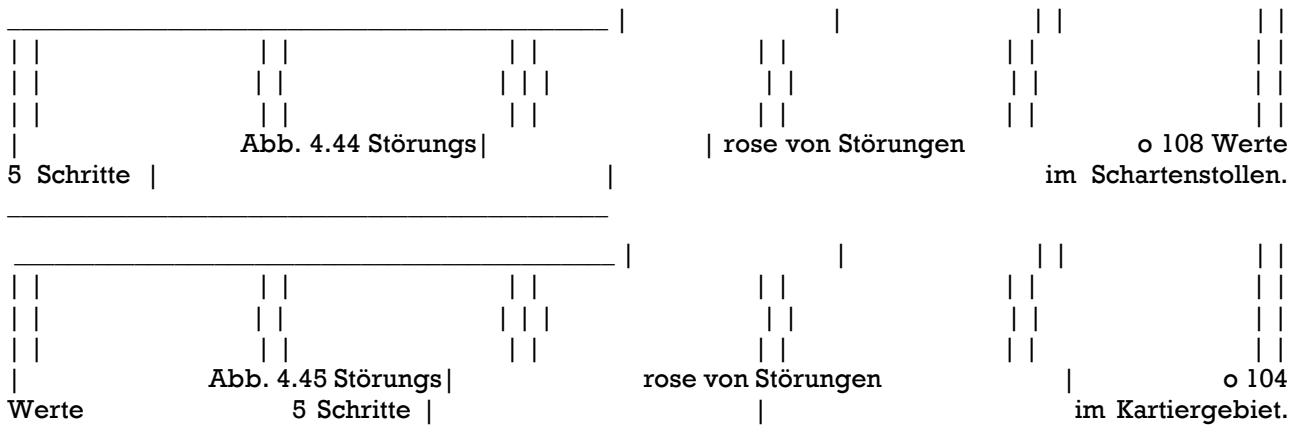
Das Mieminger Gebirge ist auch heute noch tektonisch aktiv. Unter dem zentralen Mieminger Gebirge befanden sich in den vergangenen Jahr 7.28 26 en immer wieder die Epizentren verschiedener Erdbeben, die für den Menschen noch spürbar waren. Interessanterweise konnte im Hermann-Stollen. Weststoß, etwa Stollenmeter 100. Maßstab: ca 3.5 cm. Abb. 4.43 Aktive Störung im Hermann-Stollen des Brendlkars eine horizontale Störung gefunden werden, an der es innerhalb der vergangenen 87 Jahre zu einer Horizontalverschiebung von 4 cm in Richtung Norden gekommen ist. Dies entspricht immerhin einem Jahresmittel von einem halben Millimeter. Aus der Abbildung 4.43 ist zu erkennen, daß die obere Gesteinspartie an einer horizontalen Fläche über die untere Gesteinspartie hinweggeschoben wurde, wobei es dort, wie an anderen Stellen, zu vorstehenden Kanten kam, die beim sprengtechnischen Vortrieb abgesprengt worden wären. Ähnliche Beobachtungen ließen sich in den anderen Stollen des Kartiergebietes nicht feststellen.

Die Abbildungen 4.44 und 4.45 zeigen zwei Störungsrosen, die im westlichen Mieminger Gebirge aufgenommen wurden. Die erste entstammt der Auswertung von 108 Daten des Schartenstollen, die zweite von 104 Mittelwerten im gesamten Kartiergebiet (vgl. Aufschlußliste). Als erstes fällt auf, daß die E-W Richtung im Schartenstollen praktisch nicht vorhanden ist, während sie bei den im Gelände gemessenen Werten ein Maximum ausmacht. Umgekehrt ist das Maximum der Stollenwerte im Gelände kaum erkennbar. Die vier anderen Hauptrichtungen

o o o o (175-0 , 15-25 , 55-60 , 115-135) decken sich in beiden Diagrammen. Aus diesen jeweils korrespondierenden Kluftsystemen erkennen wir zwei Beanspruchungsphasen. In beiden Diagrammen kommt am deutlichsten die Loisachrichtung (Loisachstörung, NNE-SSW) zum Ausdruck. Die Hauptrichtung im zweiten Diagramm entspricht den E-W verlaufenden Aufschiebungen, die zur tektonischen Unterdrückung der Falten führte. Das Diagramm zwei stimmt in jedem Fall mit den wichtigsten tektonischen Elementen im westlichen Mieminger Gebirge überein.

Wie können nun die Unterschiede der beiden Diagramme erklärt werden? Ausschlaggebend für das Ergebnis einer Auswertung von Daten ist die Lage der Meßpunkte, wobei auf deren gleichmäßige Verteilung geachtet werden sollte. Bei der Arbeit im Kartiergebiet hingegen konnten tektonische Daten nur gewonnen werden, wenn Störungen frei zugänglich und einmeßbar waren. Im Stollen sind jedoch alle Störungen gleich gut aufgeschlossen. Dort konnten innerhalb des 42 m langen Profiles alle vorhandenen Störungen gemessen werden. Da desweiteren die E-W verlaufenden Störungen die einzelnen Schollen voneinander abtrennen, der Schartenstollen jedoch innerhalb einer solchen isolierten Scholle liegt, ist es verständlich, daß diese Richtung in der Störungsrose nicht erscheint.

Die innerhalb eines kleinen Bereichs aufgenommenen Daten im Schartenstollen sind somit gut mit den Werten im gesamten Kartiergebiet korrelierbar, wenn die Art der Datenaufnahme berücksichtigt wird und die sich daraus ergebenden Verschiedenheiten herausfiltert werden.



4.4 Auswertung der Ergebnisse aus der geologischen

Kartierung

Insgesamt brachte die geologische Kartierung für das bereits intensiv bearbeitete westliche Mieminger Gebirge keine wesentlichen neuen Erkenntnisse. Die Arbeiten der anderen Bearbeiter wurden weitgehend bestätigt, wenngleich es bezüglich des Verlaufs von geologischen oder tektonischen Grenzen Unstimmigkeiten gibt, die aus der jeweiligen Genauigkeit der Bearbeitung oder der Definition einzelner Schichtglieder resultiert.

Verfasser entdeckte jedoch östlich des Drachensees das Vorkommen einer bisher nicht beschriebenen Breccie aus Alpinem Muschelkalk, Wettersteinkalk und Reichenhaller Schichten, die durch Kalksinter verbacken ist. Außerdem konnte eine Typengliederung der Grünen Mergel des oberen Alpinen Muschelkalk durchgeführt werden. Unter Verwendung dieser Gliederung wurden innerhalb des Kartiergebietes etliche Profile in den Grünen Mergeln aufgenommen, ohne eine Beziehung der Typen untereinander erkennen zu können. Daneben konnte die Anzahl der Vorkommen von Partnach Schichten erhöht werden. Desweiteren wurde in den Nordwänden der Grießspitzen ein Konglomerat gefunden, daß den Verdacht nahelegt, daß sich dort eine Schuppe aus Reichenhaller Schichten befindet.

Eine Kluftmessung im Schartenstollen brachte das Ergebnis, daß die korrigierten Streichrichtungen der Hauptstörungen im Gelände mit den Untertage gemessenen im wesentlichen übereinstimmen. Das Maxima der Einfallsinkel ist ebenfalls identisch mit dem im Gelände gemessenen.

Im Hinblick auf die Tektonik des westlichen Mieminger Gebirges konnten keine neuen Erkenntnisse gewonnen werden. Die Befunde Verfassers decken sich vollständig mit früheren Bearbeitungen, die jedoch weiter ins Detail gingen.

Für die Genese der Blei-Zink-Vorkommen jedoch waren die Beobachtungen während der Kartierung von größter Bedeutung, da nur durch eine genaue Aufnahme der mit der Vererzung gemeinsam

auftrtenden tektonischen Elementen und Gefügemerkmaile eine Aussage über die Stellung der Vorkommen und deren Entstehung möglich war. Dadurch konnte nachgewiesen werden, daß die Ähnlichkeiten der einzelnen Vererzungungen größer sind, als bisher angenommen wurde.

Abschließend sei bemerkt, daß es für das westliche Mieminger Gebirge durchaus sinnvoll scheint, weitere Kartierungen durchzuführen. Dabei sollten zukünftige Bearbeiter vor allem auf die Entwicklung des Wettersteinkalks achten. Der Wettersteinkalk ist zwar im Kartiergebiet nirgends in seiner vollen Mächtigkeit aufgeschlossen, die Übergänge des Alpinen Muschelkalk oder der Partnach Schichten in den Wettersteinkalk sind jedoch so hervorragend, daß mikrofazielle Untersuchungen hier eine gute Basis hätten. Auch über die Entstehung der Grünen Mergel ist noch nicht genügend Datenmaterial vorhanden. Vor allem wäre zu untersuchen, ob die von MILLER beobachtete Rotfärbung der Kalke in der Nähe der Mergel tatsächlich mit den Grünen Mergeln in Zusammenhang steht, oder ob die in vorliegender Arbeit beschriebene Theorie der Entstehung durch Oxidation stattgefunden hat.

5 Aufschlußverzeichnis zur Aufschlußkarte (Anlage 3)
Erläuterungen der Abkürzungen am Ende des Kapitels.

Nr.	Gestein	Probe	s-Fläche	Störung	sonst. Meßwert	Bemerkungen
1	Hangschutt				außerhalb des Kartiergebiets	
2					Bodenfeuchte	
3					Creszentia-Stln	
4	bg K	1		cct xx		
5	hgb, wv T	1			Michaeli-Stollen	
6	gb, hgv K			lim		
7	gb K	1				
8	hgb K			cct xx		
9	hgb K (grM)	1 2			Jacobi-Stollen, cer, hyd	
10	dol K					
11	gb K		188/86			
12			Ab SW	, 6m		
13			Ab WSW	, 10m		
14			Ab SW	, 5m		
15						
16	gb K					
17	1				Aloisia-Stln H	
18	(grM)	1			Aloisia-Stln	
19	gb, gv K		282 84			
20	TM				Quelle am Kontakt K-TM	
21	1			H		
22	hgv K		044/81 aL: 314/11			
23	h K		270/85			
24	1		Ab ESE			
25	1		Ab E			
26			Ab S			
27		267/46 Ab S			Schurfbau	
28		290/63				
29			Doline	5m		
30	g, gbv K; KM	1 009/51			WK, cct	
31	olivg, dgbv M	1 2 018/62				
	g, hgv K	020/81		5		
32			Ab ESE		Friedrich-Hammacher-Stln	
33						
34	G					
35	1		sph, gal, Scharten-Stln			
36	dbg bi K	1 124/77 123/75	B: 172/60	Sst L, (grM)		
37	=^K	114/87		mal, lim, dol, azu		
38	bg, gbv bi K	1 2 091/83				
39	og, gv dol K	138/76 180/61		cct xx		

40 wg K 180/49 , cct, dol xx, hyd
Pflanzen, *Thlaspi alpestre*
41 wg, hgv K 040/86 DolL
42 Dolinen und EndMo
43 bg, bgv dol K 168/42
bg, ov bi K
o T Kon, bi
44 mg =^8 K 1 025/81 auf den = M
45 1 3 Ab SW Scharten-Stln, 363m lang,
9 35, 117, 166
46 o, wgv =r K 1 2 249/56 339/89
47 gew, ov Kon 1 3 198/88 xx ? , 5
48 DolL Tkl, Fsm
49 183/57 , ZbV
50 g, wv K, Dols 295/63
297/55
299/45
51 Aufnahme von Schichtflächen
52 =K 007/84
53 262/12 224/22 pyr im am
54 bg, mgv K 318/76 285/64 cct Klüfte, DolL
55 1 2 012/70 116/80 Rauchqz xx in G
56 dbg, gv bi ^K 1 2 3 195/26 DolL, 5
57 1 3 Mo
58 003/70 266/35 B: 277/05 Profil
191/60
59 dg, gv =K 294/44 100/46 cct Klüfte
60 1 2 3 5 , Crinoiden, lim
61 dg, hgv bi =K 021/84
62 hg-w dol K 271/86
63 dbg,.dgv bi 8 K
64 mg dol K DolL, Dols r
65 w K DolL 1 2 3 152/50 5 , Crinoiden; 6
66 gw, hgv K 1 3 4 204/82 , gal, sph, cct
67 bg, gv bi R pyr
bg, bv bi =K
68 w K DolL 254/75
69 b, wv K 1 2 332/53
312/83 dol an St
70 B T 1 3 "Breccie am Drachensee"
71 031/78
72 bg, hgv dol K 002/77 286/81 DolL
73 dg, ov K 1 2
o-b M Wasserstauer
74 dol =K 315/64
75 dol Kat 285/65 4m
76 DolL 5
77 1 gal,
78 wg, wv K 1 3 rosa dol xx, cct xx, ?5
79 r Kon 138/74 285/52
80 bg, hgv ^K 1 3
81 b, ov R 1 179/87 cct xx
g KM cct Adern
82 o-r Sst 1 359/86 z.T. Grobkies, Schräg~
schichtung
83 1 5
84 bg,.dgv K 1 034/76 331/18
Rau 187/88
85 Dol, K, M, Sst 1 2 lim
86 G 1 2 ds M, pyr

87 Dols ?
88 bg, gv K DolL 352/75 179/81 rosa DolL
89 Mo
90 g Dols K 039/24
91 g Dols =8 K 6 1 3 009/32 172/80
92 284/81
93 g =K 048/41 cct Adern
94 g ^8 K 016/32 Ab NE , 7
95 g K 1 3 , azu, mal, lim, dol, gal
96 ^K Kleinfaltung
97 w, gv K 1 092/85 289/85 5 , Dols, St Bereich
98 Kat 283/48 Harnischfläche
99 g, gwv K 1 297/75 5 , Echinodermen, DolL
100 dg K 6 1 5
101 g K, Dols 1 , Suturen
102 , St Bereich
103 g K, Kat 1 153/80 113/70 lim
104 am Falte
105 pyr, lim
106 161 56 Aufschiebung
107 dg, mgv K 1 3 003 64 5 , Crinoiden
108 dg, hgv K 012/51
109 g, hgv K Dols 331/33 265/85 ? , lim
dg, ov ^8 K
110 gal
111 gb, hbgv K 251/89 Dols
112 gal, Tkl, H
113 bg, wv K 202/80
114 035/84 , Dols längs St
115 =rK 1 228/62 , gal, Tkl, Dols
116 wg, wv =rK , gal, Tkl, Dols
117 1 2 Scharten-Stln
118 1 3 gal , Tkl
119 hw, wgv K Dols
120 dg, hov bi K 1 2 303/36 cct Adern, lim, pyr
121 dg, gv bi =K 1 3 024/59
122 =K 187/65
123 dg, hgv K Dols, Suturen
124 g K, r Rau 1 3 Sinter
125 g K 087/84 , cct, Kat
126 Dol L
127 dg ^8 K (grM) 149/60 193/72 zwischen = TM
128 100/63
129 Kat, Dols 1 4m, 5 Crinoiden
130 dbg, dbv bi K 1 2 330/23 cct Adern, 8 ,
131 dg, gv 8 K 024/48 zwischen = M, qz xx,
Kleinfaltung
132 gr =rK 090/32 Suturen, lim
133 =r K Erz _____
134 db, ov K 158/85
302/78
135 hgbv =rK, Dols 033/37 282/54
dg, bgv =rK
136 hg K 1 3 , gal, sph, lim, 9 231
137 4m, gal, sph, cct
138 6m, lim, hyd, gal, sph
139
140 284 82
141 dg, hbgv =K 022/77 298/80 Dols
db, ov K

- 142 hgb, bgv K ? , lim, Breccie, 9 232
 143 hb, gv K Dol in St, lim, gal, dol, 9 233
 144 ^8 K (grM) 353/65
 145 g, hgv K
 146 1 am r durch r M
 147 , azu, mal, lim, cct,
 dol, 9 230, 334
 148 1 181/73 Profil
 152/33 Tkl, =rKm, gal
 144/84
 110/85
 149 db, ov Gestein 1 2 160/81 bi, splittriger Bruch, cct xx
 150 Hinweis zur St bei 148
 151 =r DolL 031 69
 152 B, Dol 236/76
 153 B, w, ov Dol 1 3 , Tkl, gal, hem, lim, gal,
 cct, dol,
 154 w Dol 20m, , gal,
 155 DolB 105/69 , Sph, cct, dol
 156 b, hgv Dols K 226/86 , gal, lim, cct,
 B
 157 1 4 143/60 , gal, sph, hyd, qz,
 lim, =rsph, Tkl
 158 ov Dol 209/58 dol xx, cct xx, wk Dol,
 =r ?Toteislöcher
 159 dg bi ^K, Dol 183/84 7 , wenig 8
 dg 8 K
 160 200/56 Spiegelharnisch
 161 grM 002/87 B: 145/60 5 Rhynchionellen,
 162 004/82
 163 Felssturz, Lilium martagum
 164 186/49 Lilium martagum
 165 (grM) 190/50 Profil
 084/65
 166 Stollenaufnahme
 167 DolB, =rDol dol xx
 168 DolB, =rDol 041/83
 169 hg, gv K
 170 R, Dols 1 3 dol xx
 171 1 3 , hyd, gal, sph, dol, ?flu
 172 =rK 030/80 gal
 173 , gal, lim, spa
 174 1 am Trockenrisse, pyr
 175 9 115, 116
 176 hb, gv 6 K 204/75
 177 hg, bgv 6 K 204/64 Dols, cct, B
 178 DolB 183/82
 wr, wv K 056/88
 179 hbg, gv K 3m, im St Bereich rötlich
 180 hg 6 K 1 3 188/71 cct Ädern, r dol xx
 r B 236/76 r cct xx
 011/75
 181 , lim
 182 gr, z.T =rK 1 3 , gal, sph, lim, ?flu
 183 gr, z.T. =rK 1 2 3 , gal, sph, lim, cct, hyd,
 Schalenblende
 184 =rK 1 3 4 , gre, hyd, ?flu, sph,
 gal, lim
 185 1 4
 186 1 Cu-Pb-Zn Erz

187	1 3	5 , Crinoiden, Rhynchionellen
188 (grM)	8 1	129/83 gal, mal, zwischen = M
		cm große cct xx
189 hg K		Östliche Grießspitze, 2747m
190	143/42	
191	114/86	
192	277/86	
193	128/80	
194 Dols St	1	136/84 hem, hyd, mal, lim, ankerit, (grM) cct, dol
195	1	
196 r 8 K	1 2	115/76 254/84
197		
198 bg, hgv K, Dols		3m
199 Dols St		122/89
200 bg, gv z.T. r K		Kleinhöhlen (dm-cm)
201 B	167/57	
202 B	1 3	319/75
203 =^8 K	1 3	327/20 084/75
204	172/35	280/83 5 Crinoiden
205 DolB	1	? , cct, gal
206 s bi Gestein	155/39	002/81 pyr, (grM)
207	290/86	gal, 7
208 db, bv Dol	1 3	lim, dol, gal+cct+dol
209	156/46	, Quellen
	008/36	
210	299/84	6 , cct
	186/81	
		o
211	020/86	185/71 Gletscherschliff 32 NE
	022/67	
212 w K	1	5
213 r, ov Dol	1	126/89
	043/72	
214 bo, blau, bv M		Dols
215 bo, bv M, TL	306/75	M gefaltet, in St
db, ov bi K		
216 ^8 K	025/86	180/84
	187/84	
217	180/30	278/86
	018/40	171/39
218		6
219		
220		178/79
221	317/25	286/78
	101/80	
	047/89	
222	1 2 3	
223		156/76
224 (grM)	9 161	037/76
	082/47	Profil
225		,
226	1 3	25m,
227 dsg M, KL	330/52	333/37
	079/55	
228		Profil
229	1 3	
230	9 234	azu, mal, gal, lim, cct, dol
231	1 224/56	,
232 Dol, w K	1 3	? , gal, sph, cer, hyd, cct

233 1 000/80 , , Verkarstung
 s B T M
 234 1 3
 235
 236 1 Kartierung Hermannstln
 237 Kartierung Hermannstln,
 238 h K 1 3 4 , "Welsches Loch", gre
 dg, gv =Dol gal, sph, dol, cct, hyd, hem
 Tkl, 6
 239 107/82
 067/76
 240 1 3
 241
 242 001/80 B: 262/60
 243 w K 047/74 aL: 314/05
 032/71 aL: 005/40
 244 Immensee-Stln

Abkürzungsverzeichnis

aL: a-Lineal Stln Stollen
 Ab Abbau T Ton
 am Alpiner Muschelkalk (oder mu) Tkl Taubenkropf Leimkraut
 azu Azurit v verwitternd
 B Breccie verf verfallen
 b braun w weiß
 B: B-Achse wk Wettersteinkalk
 bi bituminös xx Kristalle
 cct Calcit z.T. zum Teil
 cer Cerussit ZbV Zweiblütiges Veilchen
 d dunkel = Bankung
 dol Dolomit (Mineral) =r Rhythmierung
 Dol Dolomitstein ^ wurstelige Oberfläche
 Dols Dolomitisierung Abbildung
 flu Fluorit 3 Anschliff (oder A)
 Fsm Frühlingsmiere 0 Aufschluß
 2 Dünnschliff (oder D)
 G Gerölle
 4 Erzanschliff
 ge gelb Fallstück
 g grau 5 Fossilien
 gr grün 6 Großooloidstruktur
 gre Greenockit 1 Probennahme
 H Halde 7 Rhizokorallium
 h hell 9 siehe

hem Hemimorphit
8 SiO₂-Konkretion
hyd Hydrozinkit
Stollen
K Kalkstein
Kat Kataklastit
Kon Konglomerat
L Linse
lim Limonit
M Mergel
mal Malachit
Mo Moräne
o ocker
ps Partnach Schichten
pyr Pyrit
qz Quarz
R Rauwacke
r rötlich, rosa
rh Reichenhaller Schichten
rs Raibler Schichten
s schwarz
sph Sphalerit
Sst Sandstein
St Störung

4 Literaturverzeichnis

Die mit * gekennzeichnete Literatur wurde als Hilfsmittel benutzt, ohne ausdrücklich in der Arbeit zitiert zu werden.

4.1 Bücher und Zeitschriften

- ABELE, G.: Die Fernpaßtalung und ihre morphologischen Probleme. Tübinger geographische Studien 12, S. 1-123, Tübingen 1964
- AGRICOLA, G.: De re metallica libri XII in: Agricola. Ausgewählte Werke. VEB Deutscher Verlag der Wissenschaften, S. 53-723, Berlin 1974
- * AICHELE, D.: Was blüht denn da? Ein Führer zum Bestimmen von wildwachsenden Blütenpflanzen Mitteleuropas. Franck'sche Verlagshandlung Stuttgart, 400 S., 36. Auflage, Stuttgart 1973
- AMPFERER, O.: Grundzüge der Geologie des Mieminger Gebirges. Verh. k. k. geol. R.-A. 1902, S. 170-180, Wien 1902
- AMPFERER, O.: Geologische Beschreibung des Seefelder, Mieminger u. südl. Wettersteingebirges. Jb. k. k. geol. R.-A. 55, S. 451-562, Wien 1905
- AMPFERER, O. & OHNESORGE, T.: Erläuterungen zur Geologischen Spezial-Karte der Republik Österreich 1:75.000, Blatt Zirl-Nassereith (5046). Geol. B.-A., 68 S., Wien 1924
- AMSTUTZ G.C.: Introductionary Talk. Soc. Mining Geol. Japan. Spec. Issue 3, 1971; Proc. IMA-IGOD Meetings '70, IAGOD Vol.
- AMSTUTZ G.C. & BERNARD A.J.: Ores in Sediments. Springer Verlag, Int. Union of Geol. Sciences, Series A, Nb. 3, 350 S., Berlin, Heidelberg, New York 1973
- BAUMGÄRTEL, H.: Vom Bergbüchlein zur Bergakademie. Zur Entstehung der Bergbauwissenschaften zwischen 1500 und 1765/1770. Freiberger Forschungshefte D 50, S. 5-162, Leipzig 1965
- BECHSTÄDT, T.: Lead-Zinc Ored Dependent on Cyclic Sedimentation. Mineralium Deposita 10, S. 234-248, Berlin 1957

- BECHSTÄDT, T. & MOSTLER, H.: Mikrofazies und Mikrofauna mitteltriadischer Beckensedimente der Nördlichen Kalkalpen. *Geol. Paläont. Mitt. Innsbruck* 4, H. 5/6, S. 1-74, Innsbruck 1974
- BECHSTÄDT, T. & MOSTLER, H.: Riff-Becken-Entwicklung in der Mitteltrias der westlichen nördlichen Kalkalpen. *Z. dt. geol. Ges.* 127, S. 271-289, Hannover 1976
- BECKE, M.: Geologisch-tektonische und paläomagnetische Untersuchungen im Mieminger Gebirge (Nördliche Kalkalpen, Tirol). *Unveröff. Diss.*, 106 S., Innsbruck 1980
- BECKEL, L; TOLLMANN, A.; ZWITTKOVITS, F.; NORDBERG, W. (NASA): Österreich im Satellitenbild. Otto Müller Verlag, Salzburg 1976
- Berghauptmannschaft Innsbruck: *Mappe Silberleithen* Zl. 2495/69, Zl. 1610/72, Zl. 1794/72, Zl. 2004/75, Zl. 590/77, Zl. 1833/84
- BERNARD, A.J.: Metallogenic Processes of Intra-karstic Sedimentation. S. 43-57 in: AMSTUTZ & BERNARD (Eds): *Ores in Sediments*. (s.d.)
- BETHKE, C. M.: Hydrologic Constraints on the Genesis of the Upper Mississippi Valley Mineral District from Illinois Basin Brines. *Econ. Geol.* 81, Nr. 2, S. 233-249, El Paso 1986
- BEUST, F.E. v.: Ueber das Blei- und Zinkerzvorkommen im Oberinnthale. *Ö. Z. f. Berg- u. Hüttenwesen* 19, S. 113-115, Wien 1871
- BODECHTEL, J. & LAMMERER, B.: New Aspects on the Tectonic of the Alps and the Apennines revealed by ERTS-1 Data. Symposium on significant Results obtained from the Earth Resources Technology Satellite 1. Volume I: Technical Presentations Section A. National Aeronautics and Space Administration, 8 S., Washington D.C. 1973
- BOGDANOV, J.W. & GOLUBTSCHINA, M.: Die Zusammensetzung von Schwefelisotopen in der Lagerstätte Mirgalimsai. *Geol. Rudn. Mestor* 13, N. 3, S. 61-70, Moskau 1971
- CANAVAL R.: Über den Silbergehalt der Bleierze in den triassischen Kalken der Ostalpen. *Z. f. prakt. Geol.* 22, S. 157-163, 1957
- CATHLES, L. M. & SMITH, A. T.: Thermal Constraints on the Formation of Mississippi Valley-Type Lead-Zinc Deposits and Their Implications for Episodic Basin Dewatering and Deposit Genesis. *Econ. Geol.* 78, Nr. 5, S. 983-1002, El Paso 1983
- CLAR, E.: Über die Herkunft der ostalpinen Vererzung. *Geol. Rdsch.* 42, S. 107-127, Stuttgart 1953
- COX, D. P. & SINGER D. A. (eds.): *Mineral Deposit Models*. US Geol. Survey Bull 1693, S. 1-379, Washington 1986
- DZULYNSKI, S. & SASS-GUSTKIEWICZ, M.: Comments on the Genesis of the Eastern-Alpine Zn-Pb-Deposits. *Mineralium Deposita* 10, S. 219-233, Berlin 1977
- EHM, E.: Energie auf Schutzhütten. *OEAV-Mitteilungen* 43 (114), H. 5, S. 16, Innsbruck 1988
- EHM, E.: Abwasserreinigung auf AV-Schutzhütten. *OEAV-Mitteilungen* 43 (114), H. 5, S. 17, Innsbruck 1988
- FINSTERWALDER, K.: Die Familiennamen in Tirol und Nachbargebieten und die Entwicklung des Personennamens im Mittelalter. *Schlern Schriften* 81, S. 1-418, Innsbruck 1951
- FRIEDRICH, O.M.: Neue Betrachtungen zur ostalpinen Vererzung. *Der Karinthin* 45/46, S. 210-228, Klagenfurt 1962
- FRUTH, I.: Spurengehalt der Zinkblenden verschiedener Pb-Zn-Vorkommen in den nördlichen Kalkalpen. *Chemie der Erde* 25, S. 105-125. Jena 1966
- * FUCHS, F.: *Heimat Außerfern. Außerferner Druck- und Verlagsges.*, 196 S., Reutte 1984
- GASSER, G.: Die Mineralien Tirols einschließlich Vorarlbergs und der Hohen Tauern. Wagnersche Universitätsbuchhandlung, 548 S., Innsbruck 1913
- GEOFFROY, J.G. De & WIGNAL, T.K.: Designing optimal strategies for mineral exploration. Plenum Press, 364 S., New York 1985
- Geologische Bundesanstalt Wien (Hrsg.): *Der geologische Aufbau Österreichs*. Springer-Verlag, 699 S., Wien New York 1980

- GERMANN, K.: Die Erzvorkommen des mittleren Mieminger Gebirges. Unveröff. Dipl. Arbeit, 85 S., München 1963
- GSTREIN, P. & HEISSEL, G.: Endbericht Projekt: Blei-Zink-Lagerstätten in den Nordtiroler Kalkalpen. 1979-1982. 52 S., o.O 1984
- GUILBERT J.M. & PARK jr., C.F.: The Geology of Ore Deposits. Freeman and Company, 993 S., New York 1986
- GUNATILAKA, A.: The Dolomite Problem in the Light of recent Studies. Modern Geology 11, S. 311-324, London 1987
- HÄUSING, A.: Ueber Leistungen beim Stollenbetrieb. Ö. Z. f. Berg- u. Hüttenwesen 38, S. 20-22, Wien 1890
- HÄUSING, A.: Die Grube Silberleithen und die neuen Aufschlussarbeiten im Liegenden der Wasserkluft. Ö. Z. f. Berg- u. Hüttenwesen 46, S. 101-106, Wien 1898
- HÄUSING, A.: Resultate der neuen Aufschlussarbeiten der Grube Silberleithen im Liegende der Wasserkluft. Ö. Z. f. Berg- u. Hüttenwesen 48, S. 67-68, Wien 1900a
- HÄUSING, A.: Bremsberg oder Drahtseilbahn? Ö. Z. f. Berg- u. Hüttenwesen 48, S. 442-443, Wien 1900b
- HANTKE, R.: Eiszeitalter, Band 3. Ott Verlag Thun, 730 S., Thun 1983
- HAASE, E.: Das Problem der Kardefinition und Kargliederung. N. Jb. Geol. Paläont. Abh. 131, S. 33-45, Stuttgart 1968
- HEGEMANN, F.: Über extrusiv-sedimentäre Erzlagerstätten der Ostalpen II. Teil: Blei-Zinkerzlagerstätten. Erzmetall 13, H. 2, S. 79-84, 1960
- ISSER, M. v.: Die Blei- und Zinkwerke der Gewerkschaft Silberleithen zu Biberwier im Oberinntale (Tirol). Ö. Z. f. Berg- u. Hüttenwesen 29, S. 89-91, S. 104-110, S. 129-134, Wien 1881 a
- ISSER, M. v.: Blei- und Zinkwerke der Gewerkschaft "Silberleithen" zu Biberwier im Oberinntale in Tirol. Z. d. Ferdinandeums f. Tirol u. Vorarlberg 25, S. 137-188, Innsbruck 1881 b
- ISSER, M. v.: Mittheilungen über einige alte Erzbergbaue im nordtiroler Kalkalpenzuge. Ö. Z. f. Berg- u. Hüttenwesen 36, S. 187-189, S. 204-206, S. 218-221, S. 231-232, S. 249-251, S. 261-263, S. 273-275, S. 285-288, S. 297-299, S. 312-315, S. 327-328, Wien 1888
- JERZ, H.: Untersuchungen über Stoffbestand, Bildungsbedingungen und Paläontologie der Raibler Schichten zwischen Lech und Inn (Nördliche Kalkalpen). Geol. Bav. 56, München 1966
- JICHA jr., H.L.: Alpine lead-zinc ores of Europe. Econ. Geol. 46, No. 7, S. 707-730, 1951
- KECHT, A.: Aus der Geschichte von Ehrwald. Schlern Schriften 111, S. 177-185, Innsbruck 1955
- KLEBELSBERG, R. v.: Geologie von Tirol. Verlag Gebrüder Borntraeger, 872 S., Berlin 1935
- KLEBELSBERG, R. v.: Außerferner Geologie. Schlern Schriften 111, S. 9-23, Innsbruck 1955
- KLEMD, R.: Flüssigkeitseinschlüsse. Hinweise auf die Bildungsbedingungen von Lagerstätten. Die Geowissenschaften 6, Nr. 6, S. 182-186, 1988
- KÖSTER, R.: DBG Lexikon der deutschen Sprache. Deutsche Buch- Gemeinschaft, 1024 S., Berlin Darmstadt Wien 1969
- * KRONBERG, P.: Photogeologie. Eine Einführung in die Grundlagen und Methoden der geologischen Auswertung von Luftbildern. Enke Verlag, 268 S., Stuttgart 1984
- LINSER, P.: Sagenhaftes Außerfern 11: Die Entstehung des Drachensees. Außerferner Nachrichten - Die Heimatzeitung des Bezirkes Reutte 41/11, S. 4, Reutte 1988
- LIST, F. K.: Zur Technik der photogeologischen Auswertung im kalkalpinen Bereich (Heiterwand-Gebiet, östliche Lechtaler Alpen, Tirol). Geol. Rdsch. 58, S. 196-219, Stuttgart 1968
- MACHATSCHEK, F.: Beiträge zur Glazialgeologie des Oberinntales. Mitt. d. Geogr. Ges. Wien 77, S. 217-244, Wien 1934
- MADER, I.: Ortskunde von Lermoos. Schlern Schriften 111, S. 187-207, Innsbruck 1955
- * MILLER, H.: Zur Geologie des westlichen Wetterstein- und Mieminger Gebirges (Tirol). Unveröff. Diss., 116 S., München 1962

- MILLER, H.: Die tektonischen Beziehungen zwischen Wetterstein- und Mieminger Gebirge (Nördliche Kalkalpen). N. Jb. Geol. Paläont. Abh. 118, S. 291-320, Stuttgart 1963
- MILLER, H.: Die Mitteltrias der Mieminger Berge mit Vergleichen zum westlichen Wettersteingebirge. Verh. Geol. B.-A. 1965, S. 187-212, Wien 1965
- * MILLER, H.: Die Fazies des Partnachkalkes und seiner Äquivalente an der Basis des Wettersteinkalkes (Mitteltrias der Nördlichen Kalkalpen). Mitt. Bayer. Staatssamml. Paläont. hist. Geol. 11, S. 267-277. München 1971
- MOSER, H.: Lermoos. Ortschroniken 40, 108 S., Innsbruck 1979
- MÜLLER, E.: Briefliche und mündliche Mitteilungen über den Bergbau in der Mieminger Kette. 1978 bis 1988.
- MUTSCHLECHNER, G.: Der Erzbergbau in Außerfern. Schlern Schriften 111, S. 25-52, Innsbruck 1955
- N.N: Aus einem Exposé des Betriebsleiters Engelbert Wörz. Im Archiv des Museum Ferdinandeum Innsbruck. Aktennummer KII/114 e, Biberwier 1878
- OBERHAUSER, R.: Der geologische Aufbau Österreichs. (s. Geologische Bundesanstalt Wien)
- OHLE, E.L.: The Mineralization in the Eastern Alps. Econ. Geol. 54, No. 5, S. 769-789, 1959
- PENCK, A.: Die Vergletscherung der deutschen Alpen. 483 S., Leipzig 1882
- PENCK, A. & BRÜCKNER, E.: Die Alpen im Eiszeitalter. Leipzig 1901, 1909
- PERKTOLD, D.: Biberwier. Unveröff. Diss., 102 S., Biberwier 1984
- PETRASCHEK W.: Metallogenetische Zonen in den Ostalpen. Compt.-Renus, XIV. Congr. Géol. International, Madrid 1926
- PETRASCHEK W.: Die alpine Metallogenese. Jb. Geol. B.-A. 90, H. 3/4, Wien 1945
- PETRASCHEK W. E. jr.: Die Gesichtspunkte für eine hydrothermale Entstehung der kalkalpinen Blei-Zink-Lagerstätten. Berg- u. Hüttenmänn. Mh. 102, H. 9, Wien 1957
- PETRASCHEK W. E. & POHL W.: Lagerstättenlehre - Eine Einführung in die Wissenschaft von den mineralischen Bodenschätzten. E. Schweizerbartsche Verlagsbuchhandlung, 341 S., Stuttgart 1982
- PICHLER, A. v.: Beiträge zur Geognosie Tirols. Jb. k. k. geol. R.-A. 16, S. 501-504, Wien 1866
- PLÖCHINGER, B.: Die Nördlichen Kalkalpen. in: Geologische Bundesanstalt Wien: Der geologische Aufbau Österreichs. Springer-Verlag, S. 218-245, Wien New York 1980
- Post- und Telegraphendirektion für Tirol und Vorarlberg: Amtliches Telephonbuch Tirol ohne Innsbruck 1987/88. 802 S., Innsbruck, 1987 Protokoll über die ordentliche Gewerkenversammlung der Gewerkschaft Silberleithen in Innsbruck, Hotel Kreis, Freitag den 27. März 1925, Vormittags 12 Uhr. 4 S., in der Mappe Silberleithen der Bergbaupräsident Innsbruck.
- Revierbergamt Hall i.T., Zl. 828 von 1927, in der Mappe Silberleithen der Bergbaupräsident Innsbruck.
- RAMBOZ, C. & CHAREF, A.: Temperatur, Pressure, Burial History, and Paleohydrology of the Les Malines Pb-Zn Deposit: Reconstruction from Aqueous Inclusions in Barite. Econ. Geol. 83, No. 4, S. 784-800, El Paso 1988
- SAWKINS, F.J.: Metal Deposits in Relation to Plate Tectonics. Springer Verlag, 325 S., Berlin Heidelberg New York Tokyo 1984
- SCHIFFER, J.: Aus der Geschichte des Oberen Lechtales. Eigenverlag, 29 S., Elbigenalp 1985
- SCHMITZ, A.: Silberleithen. Handschriftlicher Bericht im Archiv des Museum Ferdinandeum Innsbruck. Silberleithen, 1839
- SCHNEIDER, H.-J.: Neue Ergebnisse zur Stoffkonzentration und Stoffwanderung in Blei-Zink-Lagerstätten der nördlichen Kalkalpen. Fortschr. Mineral 32, S. 26-30, 1953
- * SCHNEIDER, H.-J.: Bau des Wettersteiner- und Miemingergebirges im Lichte von 100 Jahren geologischer Forschungsgeschichte. Jb. d. Ö.A.V. 87, S. 77-94, Innsbruck 1962

SCHNEIDER, H.-J.: Facies Differentiation and Controlling Factors for the Depositional Lead-Zinc Concentration in the Ladinian Geosyncline of the Eastern Alps. Dev. i. Sed. Vol. 2, Elsevier, S. 29-45, Amsterdamm 1964

SCHNEIDERHÖHN, H.: Erzlagerstätten. 2. Aufl., Gustav Fischer Verlag, 326 S., Jena 1949

SCHÖNHERR, R.: Biberwier im Spiegel der Chronik. 700 Jahre Biberwier 1, Juli 1988, S. 3-7, Biberwier 1988

SENARCLENS-GRANCY, W.: Stadiale Moränen in der Mieminger Kette und im Wetterstein. Jb. geol. B.-A. 88, S. 1-12, Wien 1938

SIDIROPOULUS, L.: Blei-Zink-Vererzungen in Breccienzonen der nordtiroler Kalkalpen (zwischen Telfs-Biberwier-Nassereith und Imst). Unveröff. Diss., 169 S., Innsbruck 1980

SRBIK, R. v.: Überblick des Bergbaues von Tirol und Vorarlberg in Vergangenheit und Gegenwart. Ber. d. Naturwiss. Vereins Innsbruck 41, S. 113-279, Innsbruck 1929

STOLZ, O.: Anfänge des Bergbaues und Bergrechts in Tirol. Savigny Z. f. Rechtsgeschichte (Germanist. Abtlg.) 48, Weimar 1928

TAUPITZ, K.-Ch.: Die Blei-, Zink- und Schwefelerzlagerstätten der nördlichen Kalkalpen westlich der Loisach. Unveröff. Diss., 120 S., Clausthal 1954

TOLLMANN, A.: Tektonische Karte der Nördlichen Kalkalpen 3. Teil: Der Westabschnitt. Mitt. Geol. Ges. Wien 62, S. 78-170, Wien 1969

* TOLLMANN, A.: Geologie von Österreich Band 2. Franz Deuticke Wien, 710 S., Wien 1985

TOLLMANN, A.: Geologie von Österreich Band 3. Franz Deuticke Wien, 718 S., Wien 1986

ULRICH, R.: Die Entwicklung der ostalpinen Juraformation im Vorkarwendel zwischen Mittenwald und Achensee. Geol. Bav. 41, S. 99-151, München 1960

UNTERRICHTER, O. V.; AMPFERER, O. & BEYRER, G.: Die Miemingerkette: Zur Geologie. Z.d.D.u.Ö.A.V. 1902, S. 219-223

* VOHRYZKA, K.: Die Erzlagerstätten von Nordtirol und ihr Verhältnis zur alpinen Tektonik. Jb. geol. B.-A. 111, S. 3-88, Wien 1968

WHITE, D.E.: Liquid of inclusions in sulfides from Tri-State (Missouri-Kansas-Oklahoma) is probably connate in origin abs. . Bull. of the Geol. Soc. of Am. 69, No 12 Part 2, S. 1660-1661, Baltimore 1958

WOLFSTIGL-WOLFSKRON, M. v.: Die Tiroler Erzbergbaue 1301-1665. Wagnersche Universitätsbuchhandlung, 473 S., Innsbruck 1903

ZINGG: Schweiz. Min. Petr. Mitt. 15, 1935

4.2 Karten

AMPFERER, O. & OHNESORGE, Th.: Geologische Spezialkarte der im Reichsrat vertretenen Königreiche und Länder der Österreichisch-Ungarischen Monarchie, Blatt Zirl und Nassereith. SW.-Gruppe Nr. 28, Maßstab 1:75000, Wien 1912

Amt der Tiroler Landesregierung - Landesvermessungsdienst: Arbeitskarte AK 2025-20. Maßstab 1:20000, Innsbruck 1973

Bundesamt für Eich- und Vermessungswesen (Landesaufnahme): Gesamtbeifliegung Tirol 1971. Photo Nr. 30/2658-30/2668, Nr. 31/2839-31/2842, Maßstab ca. 1:16000, o.O. 1971

Deutscher und Österreichischer Alpenverein: Alpenvereinskarte Wetterstein- und Mieminger Gebirge. Mittleres Blatt, Nr. 4/2, Maßstab 1:25000, Wien 1962