Zeitschrift: Schweizerische mineralogische und petrographische Mitteilungen = Bulletin suisse de minéralogie et pétrographie

Band: 14 (1934)

Heft: 1

Artikel: Die Erzlagerstättenzonen der Westalpen

Autor: Huttenlocher, Hrch. F.

DOI: https://doi.org/10.5169/seals-14637

Nutzungsbedingungen

Die ETH-Bibliothek ist die Anbieterin der digitalisierten Zeitschriften auf E-Periodica. Sie besitzt keine Urheberrechte an den Zeitschriften und ist nicht verantwortlich für deren Inhalte. Die Rechte liegen in der Regel bei den Herausgebern beziehungsweise den externen Rechteinhabern. Das Veröffentlichen von Bildern in Print- und Online-Publikationen sowie auf Social Media-Kanälen oder Webseiten ist nur mit vorheriger Genehmigung der Rechteinhaber erlaubt. Mehr erfahren

Conditions d'utilisation

L'ETH Library est le fournisseur des revues numérisées. Elle ne détient aucun droit d'auteur sur les revues et n'est pas responsable de leur contenu. En règle générale, les droits sont détenus par les éditeurs ou les détenteurs de droits externes. La reproduction d'images dans des publications imprimées ou en ligne ainsi que sur des canaux de médias sociaux ou des sites web n'est autorisée qu'avec l'accord préalable des détenteurs des droits. En savoir plus

Terms of use

The ETH Library is the provider of the digitised journals. It does not own any copyrights to the journals and is not responsible for their content. The rights usually lie with the publishers or the external rights holders. Publishing images in print and online publications, as well as on social media channels or websites, is only permitted with the prior consent of the rights holders. Find out more

Download PDF: 22.07.2025

ETH-Bibliothek Zürich, E-Periodica, https://www.e-periodica.ch

Die Erzlagerstättenzonen der Westalpen *)

von *Hrch. F. Huttenlocher* in Bern

VORBEMERKUNG

Veranlasst durch Studien an Erzlagerstätten des Wallis, die vom Verfasser z. T. im Auftrage der Geotechnischen Kommission der S. N. G. vorgenommen wurden, lenkte sich die Aufmerksamkeit recht bald auch auf die ausserhalb der Schweiz gelegenen Vorkommen, wodurch gewisse Zusammenhänge der verschiedenen Lagerstättentypen sowohl miteinander als auch mit tektonischen und magmatogenen Einheiten noch viel markanter in Erscheinung zu treten vermochten.

Es versprach eine lohnende Aufgabe zu werden, diese Zusammenhänge im Gesamtbereiche der Westalpen zu verfolgen, eine Aufgabe, die aber erst befriedigend gelöst werden kann, wenn die einzelnen Lagerstätten genügend bekannt sind, was bis jetzt leider noch nicht der Fall ist.

Die vorliegende Arbeit stellt also erst einen Versuch in grösserem Rahmen dar; erst nach genauen, insbesondere auch mehr geochemisch gerichteten Studien werden sich besser fundierte und präzisere Korrelationen mit Tektonik und Petrographie, mit räumlicher und zeitlicher Gestaltung im westlichen Alpenbogen ergeben können.

In den nachfolgenden Ausführungen sind *vor allem eigene* Beobachtungen und an Ort und Stelle gewonnene Eindrücke niedergelegt und, wo es für die Charakterisierung der Wesenszüge erforderlich erschien, auch eingehender hervorgehoben. Angaben, die aus Arbeiten anderer Autoren übernommen wurden, sind stets als solche bezeichnet. Das auf vielen Exkursionen gesammelte Material, das im Mineralogisch-Petrographischen Institut der Universität Bern deponiert ist, und die zahlreichen Beobachtungen im Gelände erlauben aber trotz mancher Unvollständigkeit zu nachstehenden Darlegungen über räumliche und zeitliche Zusammenhänge der schwermetallischen Mineralisierung in den Westalpen zu gelangen.

Dies hätte aber nicht erreicht werden können ohne die dem Verfasser von der „Stiftung zur Förderung der wissenschaftlichen Forschung an der bernischen Hochschule" gütigst zugedachten Geldmittel, für welche hier der tiefempfundene Dank ausgesprochen sei.

Bern, Min.-petr. Institut der Universität, Ende Dezember 1933.

INHALTSVERZEICHNIS

	Seite
Einleitung	24
I. Übersicht über die Vererzung der Westalpen und ihre Lagerstättentypen	28
A. Einteilung der Lagerstätten nach Inhalt	28
B. Einteilung der Lagerstätten nach ihrer räumlichen Verbreitung .	29

*) Veröffentlicht mit Bewilligung der Geotechnischen Kommission der S. N. G. als „Beiträge zur Geologie der Schweiz. Geotechnische Serie, Kleinere Mitteilungen Nr. 4".

Seite

II. Die einzelnen Mineralisierungszonen und ihre Lagerstättentypen . . 31
A. Die Lagerstätten der hydrothermalen sulfidisch-karbonatischen Externzone (I) 31
1. Die nicht metamorphen Vorkommen 31
2. Die metamorphen Vorkommen. 39
a) Allgemeine Charakteristik 39
b) Kurze Angaben über die wichtigsten Einzelvorkommen . . 44
3. Lagerstätten mit Mn und Fe, deren Konzentrierung für die Externzone nicht typisch ist 53
4. Zusammenfassung über die Vererzung in der hydrothermalen sulfidisch-karbonatischen Externzone 58
B. Die Zone der medianen Grünschiefermetallisation (II) . . . 60
1. Die oxydischen Eisenlagerstätten 61
a) Allgemeiner Charakter 62
b) Kurze Angaben über die wichtigsten Einzelvorkommen . . 62
2. Die sulfarsenitischen Lagerstätten des Binnentals 64
3. Die Kieslagerstätten der Grünschiefer 66
a) Allgemeiner Charakter und Natur der Grünschiefer . . . 66
b) Kurze Angaben über die wichtigsten Einzelvorkommen . . 70
4. Die Manganlagerstätte vom Val di S. Marcel 77
a) Allgemeines 77
b) Äussere Beschaffenheit und Situation 78
c) Innere Beschaffenheit, mineralische Zusammensetzung . . 79
5. Die serpentinischen Magnetitlagerstätten 85
6. Zusammenfassung der medianen Grünschiefermetallisation . . 89
C. Der Golddistrikt des Mte. Rosagebietes (III) 90
1. Allgemeine Verbreitung 90
2. Einzelheiten über Bau, Zusammensetzung und Struktur verschiedener Vorkommen 93
a) Pestarena 93
α) Allgemeines und Beziehungen zum Nebengestein . . 93
β) Innere Gangverhältnisse, Mineralisation und Gefüge . . 93
b) Die Vorkommen nördlich Ponte Grande - San Carlo (Miniera dei Cani) und des Val Bianca 95
α) Allgemeines 95
β) Innere Gangverhältnisse, Mineralbestand und Gefüge . . 96
c) Valle d'Antrona 102
d) Brusson (Val d'Evancon) 102
e) Astano-Malcantone 104
3. Zusammenfassung über die Mineralisierung der goldhaltigen Quarz-Pyritgänge 106
D. Die Magnetkieslagerstätten der diorito-kinzigitischen Zone Ivrea-Verbano (IV) 109
1. Allgemein petrographisch-geologischer Charakter 109
2. Die einzelnen Magnetkieslagerstätten 115
a) Magnetkies in Begleitung peridotitisch-pyroxenitischer Gesteine 116
α) Gula im Mastallonetal 116
I. Situation 116

Seite

II. Die petrographische Umgebung der Lagerstätte . . 116
III. Die Erzführung 117
β) Monte Capio 122
I. Feldspatfreie Gesteine 122
II. Feldspatführende Gesteine 123
γ) Campello-Monti 125
I. Die verschiedenen Gesteinstypen 125
II. Die Erzführung 126
b) Magnetkies in Amphibol- und Pyroxengneisen der Kinzigitserie 127
α) Cuzzago 127
β) Nibbio 129
γ) Migiandone 129
δ) Val di Mengo 130
3. Zusammenfassung über die Vererzung der diorito-kinzigitischen Zone Ivrea-Verbano 131
E. Die eisenoxydischen und -sulfidischen (sulfarsenidischen) Kontakterze 133
1. Nördliche Autochthonmassive 134
a) Aarmassiv (Puntaiglas) 134
b) Mt. Blanc-Massiv (Mt. Chemin) 134
c) Aiguilles Rouges-Massiv (Salanfe) 135
2. Dioritkontakt von Brosso-Traversella 136
a) Allgemeines 136
b) Traversella 138
c) Brosso 138
Schlusswort. Literatur- und Kartenverzeichnis 140
Namensverzeichnis der auf der Karte eingetragenen Erzlagerstätten . . 144
Tafelerklärung 146

EINLEITUNG

Die Westalpen nehmen im Bau des mediterranen Kettengebirges eine bevorzugte Stellung ein; sie entsprechen demjenigen Teil des Alpenzuges, in welchem alpidischer und dinarischer Stamm gänzlich miteinander verschweisst sind, wo das ganze Kettengebirge die engste Scharung seiner Teilelemente und auch innigste Verfaltung seiner Deckenglieder erlitten hat (R. STAUB 74).

Die Erfahrung hat gezeigt, dass einem jeden Erdrindenstück je nach seiner geschichtlichen Entwicklung eine ihm eigentümliche Mineralisierung zukommt; so darf auch erwartet werden, dass uns in jenem als Westalpen bezeichneten Teilstück des mesoiden Gebirgszuges eine Mineralisierung entgegentritt, die in ihrem Mineralinhalt und in ihrer räumlichen Anordnung mit den besonders gearteten gebirgsbaulichen Eigenheiten dieses Gebirgsabschnittes die engste Beziehung aufweist. Die näheren Betrachtungen bestätigen denn auch diese Vermutung durchaus.

Von den mesoiden Gebirgen weist der mediterrane Zug gegenüber dem zirkumpazifischen Anteil einen unvergleichlich spärlicheren Schwermetall-Gehalt auf. NIGGLI (50) hat darauf hingewiesen, dass man diese Unterschiede als Folgeerscheinungen der grundsätzlich verschiedenen gebirgsbildenden Vorgänge in den beiden Orogenzonen ansehen darf. Tatsächlich liegen dem pazifischen Gebirgsgürtel ganz andere Baupläne und Aufbaumaterialien zu Grunde, als wir sie aus unseren europäischen, jungen Kettengebirgen kennen.

Vor allem sind es dort die überreichen *magmatogenen Produkte,* die während der Orogenese geliefert wurden und die gerade in der *mediterranen Zone so bescheiden entwickelt* sind. Damit steht zweifellos auch die *allgemeine Erzarmut der mediterranen Gebirge* im Zusammenhang.

Wenn nun schon die mediterrane orogene Zone sich gegenüber der pazifischen als erzarm erweist, so lässt sie in den fixierten Schwermetallmengen beträchtliche Unterschiede hinsichtlich Qualität und Quantität erkennen, wobei es für uns bemerkenswert ist, dass die Natur damit gerade den *Abschnitt der Westalpen ganz besonders spärlich* bedacht hat. Auch diese Unterschiede sind durch *grosstektonische Anlage* bedingt.

Wir machen die Beobachtung, dass die erzarme Zone der Westalpen einmal im *Westen* von einer ausgesprochenen Metallprovinz flankiert wird, zu der die catena metallifera und Elba gehören, und die schliesslich ihre Fortsetzung in der tunesisch-algerischen Provinz findet. Diese *tyrrheno-afrikanische* Metallprovinz setzt gerade da ein, wo von Osten her die enggescharten Alpiden und Dinariden zu divergieren beginnen, wo sich zwischen den aufgelockerten Faltenzügen die tyrrhenische Zwischenmasse zusammen mit ausgiebigem jungem Vulkanismus einstellt, der bis hinaus an den Atlantischen Ozean zu verfolgen ist.

Dann begegnen wir aber auch im *Osten* der Westalpen einer flankierenden Metallprovinz, derjenigen der *Ostalpen* selbst. Auch hier wieder ist Virgation der tektonischen Einheiten, Auftreten von Zwischensenken und von grösseren jungen Eruptivprovinzen typisch. Zwischen diesen beiden Knotenpunkten des mediterranen Kettengebirgssystems dehnt sich der gedrängte Faltenkomplex der Westalpen aus, der durch eine besonders ausgesprochene Dürftigkeit seines Schwermetallgehaltes auffällt.

Es ist also schon aus dieser kurzen Übersicht sofort erkenntlich, dass für die Ausbildung reichlicherer Erzmengen ein einfacherer tek-

tonischer Bau, Auseinandertreten der Faltenzüge, Zwischenschalten senkungsartig beschaffener Schollenmassen (Zwischenschollen) und ausgiebige Eruptivherde die günstigen grosstektonischen Faktoren darstellen. Ohne diese konnten keine nennenswerten hypogene Lösungsmengen zur Wirksamkeit gelangen, wie es das Beispiel der eigentlichen Westalpen aufs deutlichste zeigt.

Zu diesen gewissermassen „äussern" Bedingungen für die Metallisation treten noch die „innern" hinzu, die vornehmlich in der petrographischen Beschaffenheit der die betreffenden Zonen charakterisierenden Gesteine begründet liegen; nicht nur ist die petrochemische Zusammensetzung der magmatischen Produkte, die für die Abgabe von Metall-Lösungen verantwortlich sind, massgebend, sondern es ist dies auch der Fall für die sedimentäre Abfolge in bezug auf die Fixierungsmöglichkeit für die Erzlösungen. In dieser Beziehung erscheinen die Ostalpen mit ihren bedeutenden Kalkmassen gegenüber den Westalpen ganz ausserordentlich bevorzugt.

Die Abhängigkeit der Erzverteilung von der Bauanlage des betreffenden Erdrindenstückes macht sich aber nicht nur in der grosstektonischen Anordnung der verschiedenen getrennten Erzprovinzen (tyrrheno-afrikanische und ostalpine Provinz) geltend, sondern sie kommt in noch viel kleineren Ausmassen in klarer Weise zum Ausdruck, wie wir es gerade in der Verteilung der bescheidenen Erzmengen innerhalb der westalpinen Zonen selbst aufs vortrefflichste beobachten können. Die Westalpen sind ein ausgezeichnetes Beispiel, wie die *tektonische Geschichte und die Auswirkung der tektonischen Phänomene* innerhalb eines relativ eng umschriebenen Gebietes zu einer *zonalen Verteilung der Stoffe* führten; *die Metallisation gestaltet sich zu einer typischen Begleiterscheinung* der faltenden und tektonisierenden Vorgänge während der alpinen *tektonischen Orogenese;* die reiche Erzdurchsetzung der westlichen Amerika dagegen ist eine solche der reichen Magmendurchbrüche der *magmatischen Orogenese* des zirkumpazifischen Orogens. In den Westalpen sind es vor allem die einzelnen von Bewegungen bevorzugten Linien, welche für die Fixierung des Stoffe massgebend geworden sind, in den erzreicheren Provinzen ausserhalb der Westalpen sind es vor allem die Magmazentren, welche die Verteilung der Erze dirigieren. Dies gilt natürlich nur für die hauptsächlichsten Verteilungsprinzipien, denen sich noch solche magma-provinzieller Natur hinzugesellen, doch lässt sich bei genauerer Betrachtung feststellen, dass auch letztere von der Gestaltung des tektonischen Rahmens, in

welchem sich die gebirgsbildenden Vorgänge mit ihren Magmenintrusionen abspielen, in engstem Abhängigkeitsverhältnis stehen. Immer mehr stellt sich heraus, dass die Vererzung der Westalpen fast ausschliesslich mit den Deckenüberschiebungen erfolgte oder sich eng an die während der Tektonisierung sich vollziehenden interkristallinen Stoffumsätze anschloss, und dass sie so zu einem wohlcharakterisierten Begleitphänomen der alpinen Faltungsgeschichte selbst wird, was auch vom Tektoniker nicht unberücksichtigt bleiben darf.

Dem Studium der Anordnung der wesentlichsten Metallisierungserscheinungen ist in den Westalpen relativ noch wenig Aufmerksamkeit geschenkt worden, entsprechend dem Umstande, dass bis vor wenigen Jahren die Lagerstättenkunde mehr rein deskriptiv behandelt wurde, ohne auf die bestehenden engen Beziehungen zu Petrographie, Geochemie und Tektonik einzugehen. Immerhin hat doch schon seit 1883 DE LAUNAY auf eigens dafür unternommenen Studienreisen durch die Alpen von der Dauphiné bis in den Karst und in die Bosnischen Alpen hinein versucht, das Studium der Erzlagerstätten nach regionalgeologischen Gesichtspunkten zu betreiben und dabei die tektonischen und petrographischen Momente hervorzuheben, welche die charakteristischen Züge der betreffenden Lagerstätten ausmachen. 1892 erschienen die ersten Resultate in „Traité des gîtes minéraux et métallifères" und nachher 1895 und 1896 die Aufsätze über „Les gîtes métallifères des Alpes Occidentales et Centrales". 1906 legte DE LAUNAY (42) dem internationalen Geologen-Kongress in Mexiko die schöne Zusammenfassung „La Métallogénie de l'Italie et des régions avoisinantes" vor, eine Arbeit, die bis heute in ihrer Grosszügigkeit durch keine weitere erreicht worden ist. (Siehe auch DE LAUNAY, Traîté de Métallogenie etc. 43.)

Die namhaftere Erzführung der Ostalpen brachte es mit sich, dass von dort aus weitere Studien in dieser Richtung einsetzten; so erschien 1903 von B. GRANIGG (28) eine Übersicht „Über die Erzführung der Ostalpen", welche zum ersten Mal versuchte, die eben bekannt gewordenen Deckenauffassungen des Alpenbaues in Beziehung zu der Verteilung der Erzlagerstätten zu bringen.

In neuerer Zeit befassen sich vor allem PETRASCHECK (58) und TORNQUIST (79, 80) mit solchen Fragen. Die systematischen Untersuchungen durch TORNQUIST und seine Mitarbeiter CLAR und FRIEDRICH (11, 24) lassen die grosse Bedeutung der jungen Vererzung in den Ostalpen deutlich erkennen.

Dem Versuch von BRINCKMANN (7), die Lagerstätten stockwerkartig zu gliedern und sie mit der Gipfelflur der Alpen zu parallelisieren, stehen so viele Abweichungen gegenüber, dass entsprechenden Gesetzmässigkeiten wohl kaum grössere Bedeutung zugeschrieben werden darf. Die alpine Zone war während ihrer Metallisationszeit vom Mesozoikum bis ans Ende des Tertiärs immer wieder neuen Umwälzungen und Umstellungen mit stetig sich ändernden Bedingungen unterworfen.

1926 unternahm HUTTENLOCHER (35) den ersten Versuch, einen kurzen Gesamtüberblick der alpinen Metallogenese zu geben; die weiterhin folgenden Gelegenheiten, sich mit verschiedenen Erzlagerstätten zu beschäftigen, führten zu nachstehender Zusammenfassung der Verhältnisse im westlichen Alpenbogen.

I. Allgemeine Übersicht über die Vererzung der Westalpen und ihre Lagerstätten

Schon ein rascher Blick auf eine *Lagerstättenübersicht* (siehe Tafel I) der Westalpen zeigt, dass hinsichtlich des Mineralinhalts die Verteilung eine ausgesprochen *zonenhafte* ist und diese weitgehend mit der tektonischen Gliederung zusammenfällt. Selbst wenn vereinzelt Lagerstätten in der Zonengliederung eine Ausnahmestellung einnehmen, so nötigt doch die grosszügige Anordnung zur Annahme, dass die Vererzung im allgemeinen mit den die tektonische Gliederung schaffenden Vorgängen aufs engste verbunden ist. Stoffliche Einheitlichkeit in der Mineralisierung fällt weitgehend zusammen mit der Einheitlichkeit im Bauplan des Gebirges, einheitlich gleiche Mineralisation wird charakteristisch für die verschiedenen tektonisch analog beschaffenen Zonen; so bilden sich *zonentypische Mineralisierungen* heraus, ohne dass die Erscheinungen zu sehr schematisiert zu werden brauchen.

Sehen wir von ganz vereinzelten kleinen und nebensächlichen Erzvorkommnissen ab, so lassen sich die Erzlagerstätten der Westalpen zunächst stofflich in folgende Typen einteilen, welchen eine ganz bestimmte räumliche Verbreitung zugeordnet werden kann:

A. EINTEILUNG DER LAGERSTÄTTEN NACH INHALT

1. Bleiglanz-Zinkblende-Lagerstätten. Sie machen wohl den Hauptanteil der Lagerstätten aus. PbS und ZnS in durchaus wechselnden Mengenverhältnissen. Gangart ist vorwiegend Quarz, häufig auch Calcit, dann Fluorit, Baryt und seltener auch Siderit, stets mit recht wechselnden Mengenververhältnissen accessorisch neben Galenit und Blende sind Pyrit, Chalkopyrit, Fahlerz, vereinzelt Arsenopyrit und Magnetkies.
2. Siderit-Lagerstätten.
   a) Siderit ohne Erzaccessoria, eigentliche Siderit-Lagerstätten.
   b) Siderit mit PbS, ZnS und Chalkopyrit, Übergänge zu den vorerwähnten Blei-Zink-Lagerstätten.
   c) Siderit mit wesentlichen Cu-Erzen (Chalkopyrit und Fahlerz).
   d) Siderit mit wesentlichen Co- und Ni-Erzen.
   e) Siderit mit Hämatit.

   1. und 2. kommen bald als echte Transversalgänge, bald als Lagergänge und fahlbandartige Lagerstätten vor. Im ersten Falle erscheinen sie als junge, völlig nicht metamorphe Bildungen, wie ausseralpine Gangvorkommnisse gewöhnlich aussehen; im zweiten und häufigeren Falle tragen sie alle Anzeichen meta-

morpher Erscheinungen in struktureller, textureller wie auch mineralinhaltlicher Hinsicht.

3. Oxydische Eisen-Lagerstätten, in metamorphen Dolomiten zusammen mit Hornblenden, seltener mit Pyroxenen und geringer Mn-Führung.
4. Sulfarsenitische Lagerstätten von Pb, Cu, zum Teil Tl-haltig in metamorphen Dolomiten mit Pyrit und Zinkblende.
5. Kies-Lagerstätten, vorwiegend Pyrit mit zementierendem Chalkopyrit und wechselnden Mengen Bornit, Magnetit, Pyrrhotin; eng vergesellschaftet mit Grünschiefern, ihnen stratiform zwischengelagert und stark mit Fe- und Al-Silikaten vermischt.
6. Manganlagerstätten, vorwiegend Mn-oxydische und Mn-silikatische Mineralassoziationen in Grünschiefer eingelagert und eng mit ihnen verknüpft.
7. Magnetitlagerstätten. ± reine Magnetitmassen an serpentinöse Gesteine gebunden.

   3. bis 7. sind ausnahmslos metamorphe Lagerstätten, wie es besonders aus ihrem Mineralinhalt hervorgeht.
8. Goldhaltige Quarzpyritgänge. Quarz als Hauptmineral, Pyrit und Arsenopyrit mit Pyrrhotin und seltener mit Galenit und Sphalerit als Erz, meist als echte junge Transversalgänge, häufig aber auch als Lagergänge.
9. Magnetkies-Lagerstätten. Ni-haltige sulfidische Nester in pyroxenitisch-peridotitischen Gesteinen; Ni-arme oder Ni-freie, Cu-reiche und Zn-haltige Imprägnationen in Hornblende-, Pyroxen- oder Glimmergneisen.
10. Eisen-oxydische und -sulfidische Mineralassoziationen mit Skarnmineralien als Kontakterze.

B. EINTEILUNG DER LAGERSTÄTTEN NACH IHRER RÄUMLICHEN VERBREITUNG (MINERALISIERUNGSZONEN)

Die in vorstehender Übersicht nach stofflichen Gesichtspunkten zusammengestellten Lagerstätten lassen sich nun grösstenteils in derselben Reihenfolge von der Externseite des Alpenbogens nach der Internseite anordnen, unter Zusammenfassung einzelner Lagerstättentypen zu gemeinsamen Lagerstättenzonen.

In der Lagerstättenzone vereinigen sich Mineralassoziationen, deren Zusammensetzung verwandte Züge aufweist und die genetisch aufs engste mit der erdgeschichtlichen Entwicklung der betreffenden Zone verknüpft sind. Parallel damit besitzt auch in der Regel das

die verschiedenen Lagerstätten einer Zone einschliessende Milieu in tektonischer und petrographischer Hinsicht einen gemeinsamen Charakter.

1. *Die hydrothermale sulfidisch-karbonatische Externzone* (Zone I). Ihr Bereich umfasst die ganze Externseite des Alpenbogens von der bündnerischen Grenze Ostalpen/Westalpen bis hinunter an die Meeresküste zwischen Albenga und Savona. Die Lagerstätten sulfidischen oder karbonatischen Charakters (Mineralisierungstypen 1—2) stellen sich sowohl in den externen Autochthonmassiven als auch in den benachbarten penninischen Komplexen der St. Bernhard-Decke ein. In den Autochthonmassiven sind nicht nur, obwohl vorwiegend, die vorpermischen kristallinen Anteile, sondern auch die jüngeren mesozoischen Mäntel vererzt.

Das gemeinsame tektonische Merkmal dieser Zone, zwei verschiedene heterogene Bestandteile (autochthon und penninisch) einschliessend, ist die *Schuppenstruktur,* die besonders in den autochthonen Anteilen entwickelt ist und ihr Analogon in den benachbarten Stirnzerschlitzungen der St. Bernhard-Decke findet. Diese Struktur ist in ausgesprochenem Masse der Ausdruck von alpeneinwärts *in die Tiefe weisenden Bewegungs- und Zirkulations-Bahnen.*

Die Lagerstätten sind in einzelnen Fällen ganz jung, Ausfüllungen letzter grosser Zerrspalten an den alleräussersten Teilen des weit nach aussen gespannten Alpenbogens, vereinzelte können hercynisch schon angelegt sein, die Grosszahl ist zweifellos alpin, mit der alpinen Tektonisierung selbst angelegt worden (paratektonisch). Die beiden letzteren haben selbstverständlich metamorphes Aussehen im Gegensatz zu den ganz jung entstandenen.

2. *Die Zone der medianen Grünschiefermetallisation* (Zone II). Sie fällt zusammen mit dem gewaltigen Ausbreitungsbereich der triasisch-mesozoischen Ablagerungen, die sich zwischen den Altkristallkernen der Mte. Rosa-, Dt. Blanche- und St. Bernharddecke ausdehnen. Nennenswerten Vorkommnissen von Metallisationstypen, wie wir sie in der vorerwähnten Aussenzone angetroffen haben, begegnen wir in dem ganzen grossen Areal nicht. Die Lagerstätten sind alle postpermischen Alters und ohne Ausnahme stark metamorph, ihre mineralogische Gestaltung ist sehr mannigfaltig (Typen 3—7).

3. *Der Golddistrikt des Mte. Rosa-Gebietes* (Zone III) hat regional eine lokalisiertere Verbreitung als die beiden vorgenannten Zonen; seine tektonische Bedingtheit ist eine ganz ausgesprochene: Die steil gestellten Wurzelelemente der Mte. Rosa- und der Dt.

Tabelle I. **Erzlagerstättentypen und -Zonen der Westalpen.**

Lagerstättentyp	Zeichen auf der Übersichtskarte	Charakteristischer Mineralinhalt	Regionales Auftreten, Erzzone	Zeitliche Stellung
1. Bleiglanz-Zinkblende (Pyrit)-Lagerstätten	▲	Erze: Galenit, Sphalerit, Pyrit (Chalkopyrit, Pyrrhotin, Arsenopyrit) Gangart: Quarz, Calcit, Baryt, Fluorit (Siderit). Wenn metamorph mit Silikaten	Externrand des Alpenbogens, Autochthonmassive (Kristallin + postpermischer Sedimentmantel), Stirnzone der St. Bernharddecke	hercynisch, alpin-orogen und postorogen-insubrisch
2. Sideritlagerstätten	▶	a) Reine Siderite (Quarz)	HYDROTHERMALE SULFIDISCH-KARBONATISCHE EXTERNZONE (I)	
	▼	b) Siderit mit Galenit, Sphalerit Uebergang zu 1		
	◀	c) Siderit mit Chalkopyrit Tedraedrit (Kupfergänge z. T.)		
	▲	d) Siderit mit Co- und Ni-Erzen in vorw. arsenidisch. Form		
	▶	e) Siderit mit Hämatit		
		stets mit + Quarz, wenn metamorph mit Silikaten		
3. Oxydische Eisenlagerstätten	◪	Magnetit und Hämatit mit Silikaten in Dolomit	Ausschließl. in Trias-Dolomit	Außer triasisch. dolomitischen Kalken und mesozoischen Kalkglimmerschiefern reichlich entwickelte mesozoische Grünschieferzone, zwischen den Altkristallinkernen d. Monte Rosa-, Dent-Blanche- und St. Bernharddecke ZONE DER MEDIANEN GRÜNSCHIEFER-METALLISATION (II)	alpin-orogen
4. Sulfarsenitische Lagerstätten	◪	Sulfarsenite von Pb, Cu und Ag, z. T. Tl-haltig mit Pyrit und Blende, Dolomit und Silikaten		
5. Kieslagerstätten	■	Pyrit, stets mit geringen Mengen Chalkopyrit; oft mit Pyrrhotin, Magnetit, Sphalerit, Bornit. Stets mit reichlich Fe^{III}- und Al-Silikaten, skarnartiges Aussehen	stratiform zwischen prasinitischen Grünschiefern	
6. Manganlagerstätten	◘	Mn- und Fe-Oxyd mit Mn, Fe und Al-Silikaten, gleichfalls mit skarnartigem Aussehen		
7. Magnetitlagerstätten	□	Reiner Magnetit, ± serpentin-durchsetzt; in serpentinischem Gestein	Linsen u. Lager in Serpentin	
8. Kupferlagerstätten	⊠	Vorwiegend Kupferkies mit quarzig- od. karbonatischer Gangart, oft mit Co-Ni Erzen; Lager- und echte Gänge	echte Gänge oder Lagergänge in prasinitischen Gesteinen	
9. Goldhaltige Quarz-Pyritgänge	★	Pyrit, Arsenopyrit, Pyrrhotin (Galenit, Sphalerit, Chalkopyrit und Bi-Erze) mit Quarz und etwas Karbonat	Südl. Teil d. Mte. Rosa-Decke u. deren Wurzelzone; Sesiazone, westl. Flanke d. Simplon-Tessinisch. Deckenkulmination GOLDDISTRIKT DES MTE. ROSAGEBIETES (III)	postorogen-insubrisch
10. Magnetkieslagerstätten	●	a) Pyrrhotin mit viel Pentlandit in noritisch-anorthositischen Gesteinen b) Pyrrhotin mit Chalkopyrit, Pyrit und Sphalerit in Amphibol- und Pyroxengneisen	Diorito-Kinzigitische Zone Ivrea-Verbano MAGNETKIESZONE IVREA-VERBANO (IV)	praealpin (hercynisch od. älter)
11. Bleiglanz-Zinkblendegänge der insubrischen Zone	◉	Bleiglanz und Blende mit quarzig-barytischer Gangart	Altkristallin + Perm der insubrischen Zone	
12. Eisenoxydische und sulfidische Kontakterze	○	Magnetit und Hämatit, Pyrit, Pyrrhotin (Chalkopyrit, Arsenkies, Blende, Bleiglanz, Wismutglanz) mit Skarnmineralien	Vereinzelt peripher an d. Granit-Dioritstöcken der nördl. Autochthonmassive. In mineralreichster Entwicklung am jung. Dioritdurchbruch von Brosso-Traversella	hercynisch (spätpalæozoisch) postorogen

Leere Seite
Blank page
Page vide

Blanche-Decke und die steil westfallende Flanke der simplotessinischen Deckenaufwölbung sind die massgebenden Faktoren für die räumliche Anordnung dieser einheitlichen Mineralisation (Typ 8).

4. *Die Magnetkieszone von Ivrea-Verbano* (Zone IV) fällt grösstenteils zusammen mit der petrographischen Provinz der Ivreazonengesteine. Es liegt wohl im Wesen der Genesis dieser Lagerstätten, dass sie sich nicht unbedingt an die formale Ausdehnung dieser Zone halten, sondern noch in die benachbarte Stronazone übergreifen (Typ 9).

5. *Die eisenoxydischen und -sulfidischen (sulfarsenidischen) Kontakterze* besitzen keinen zonentypischen Charakter, obwohl die quantitativ geringen jungen Magmendurchbrüche dioritischer Gesteine bei Brosso und Traversella eine reiche Fülle schöner Mineralisierungen erzeugt haben, welchen gegenüber die ungleich weiter ausgedehnten Massen saurer Intrusivgesteine der hercynischen Autochthonmassive am Aussenrand der Alpen mit einer recht spärlichen Vererzung bedacht sind.

Erzlagerstättentypen und -Zonen der Westalpen
siehe Tabelle I.

II. Die einzelnen Mineralisierungszonen und ihre Lagerstättentypen

Über die einzelnen Lagerstätten werden hier nur insoweit Angaben gemacht, als sie für die Gesamtcharakteristik von Bedeutung sind; sie werden der vorhandenen Literatur unter Herkunftsangabe entnommen. Wie in der Vorbemerkung schon erwähnt wurde, werden hier aber auch in bevorzugter Weise Ergebnisse eigener Studien angeführt, sofern sie in der bisher bekannten Literatur nicht enthalten sind. Dadurch soll Altbekanntes und Wiederholung vermieden und Neugefundenes und Einzelheiten zur Betonung bestimmter Zusammenhänge mehr berücksichtigt werden.

Zweifellos wird ein weiteres Studium noch manches Wichtige zu ergänzen haben; die vorliegende Skizzierung soll auch nur als eine vorläufige Festlegung der bisher gewonnenen Eindrücke und Untersuchungs-Resultate gelten; sie sollen weiterhin vertieft werden.

A. DIE LAGERSTÄTTEN DER HYDROTHERMALEN SULFIDISCH-KARBONATISCHEN EXTERNZONE (I)

1. Die nicht metamorphen Vorkommen

Wir treffen diese Lagerstätten der sulfidisch-karbonatischen Externzone in zwei verschiedenen Ausbildungen an, in metamorpher

und nicht metamorpher. Die letztere Form ist die gewöhnliche und bekanntere, weshalb wir auch nicht weiter auf sie eingehen wollen. Sie sticht schon makroskopisch deutlich von der metamorphen ab durch die Körnigkeit und Spätigkeit ihrer Komponenten und durch die häufig drusige Beschaffenheit dieser als echte Gänge auftretenden und als Zerrspalten-Ausfüllungen anzusehenden Vorkommnisse. Es sind das alles Kennzeichen postmetamorpher und posttektonischer Entstehung.

Freilich weisen auch viele dieser sicher jungen Kluftausfüllungen Anzeichen der Mechanisierung auf, die beweisen, dass auch sie nicht völlig posttektonisches Alter besitzen. Diese Mechanisierungsphänomene sind in allen Intensitätsabstufungen wahrnehmbar und leiten so kontinuierlich über zu den eigentlichen metamorphen Lagerstätten. Dadurch wird bis zu einem gewissen Grade auch ausser der stofflichen Zusammensetzung die engere Verbundenheit beider Gruppen sehr wahrscheinlich gemacht, für welche vor allem die Anordnung im Grossraume ein bemerkenswertes Wort spricht.

Einige Angaben über die wichtigsten Einzelvorkommen*)

Als einige typische Beispiele dieser Art haben die Lagerstätten von *Trachsellauenen* [18] im hinteren Lauterbrunnental (Aarmassiv) mit Bleiglanz und reicher barytischer Gangart zu gelten (NNW verlaufende Transversalgänge in ENE streichenden Gneisen (C. SCHMIDT 71). Die strukturellen und texturellen Verhältnisse dieser Vorkommen deuten auf junge ungestörte Bildung hin. Dies gilt sicher für die Hauptmasse der Gangfüllung; vielleicht — genauere Untersuchungen müssen darüber noch entscheiden — gehört ein geringer Anteil einer alten prätektonischen Vererzung an. Verdrängung von radialstrahligem Baryt durch feinstkörnigen, offenbar ursprünglich kolloidalen Quarz und Ausfüllung der Zwischenräume durch grobkörnigen Quarz gilt für die Trachsellauener Gänge als sehr bezeichnendes Merkmal. Am östlichen Ende des Aarmassivs durchsetzen Quarz-Calcitgänge mit Arsenkies und Pyrit den Dogger am *Calanda* [7a]. Das Durchschnittserz dieser Gänge enthält nach den Angaben von SCHMIDT (71) 15 g/t Au. Die Lagerstätte wird von J. CADISCH im Auftrage der Geotechnischen Kommission untersucht. Am Rhone-Knie bei Martigny treffen wir eine Reihe von Gängen an, über welche demnächst F. v. KAENEL berichten wird. *Alesses* [30] und *Cocorier* [31]

*) Die im Text erwähnten Lagerstätten führen dieselbe Nummer, die auf der Karte und im Erzlagerstättenverzeichnis angegeben ist.

sind fluobarytische Pb-Zn-Gänge. Bei Alesses scheinen die NW streichenden Gänge ihre Mineralisation auch an die N 10—20° E streichenden Karbonablagerungen abgegeben zu haben. Ausser einigen pyritischen (z. B. La Rasse [31a], mit chalcedonisch-barytischer Gangart in Begleitung von (permischen?) Quarzporphyren treten im Gebiet des NE und mittleren Mont-Blanc-Gebietes noch andere kleinere Lagerstätten auf, deren Natur eingehender geprüft werden muss (Amône [31c], Pyrit zwischen Quarzporphyr und Lias).

Am südlichen Ende des Mont-Blanc-Gebietes (Servoz-Les Houches [35], Bleiglanz-Barytgänge) und dann vor allem im Gebiet um *Beaufort* begegnen wir reichen Erzgang-Gebieten, von wahrscheinlich jungem Alter. Der Erzdistrikt von *Beaufort* (MORET 45) enthält bei *Hauteluce* [41] und *Grandmont* [42] 1—2 m mächtige, die kristallinen Schiefer durchsetzenden Quarzgänge mit Pyrit und Kupfererzen (Kupferkies und Fahlerz). Die Vorkommen selbst sind mir bis jetzt leider unbekannt geblieben.

Ähnlich verhält es sich grossenteils mit den Erzvorkommen in dem fensterartig auftretenden *Massiv von Rocheray* mit den Metallisationen in der Gegend von *St. Avre* [56], von *Pontamafrey* und *St. Jean de Maurienne* [57].

DUPARC (17) hat in einer kurzen Notiz auf die metasomatischen Zinkblendelagerstätten in den Triasdolomiten von St. Avre aufmerksam gemacht. Kurz später gab MAURICE genauere Angaben über diese Lagerstätte in seiner Dissertation (44). Die Erweiterungsarbeiten an dem Strässchen von Pontamafrey nach der Terrasse von Montvernier, die aus postpalaeozoischen, diskordant über dem Kristallin liegenden Sedimenten gebildet wird, zeigten im Jahre 1929 eine Reihe schöner Zinkblende-Bleiglanz-Vorkommnisse mit reichlich Baryt und Flusspat, die durchaus den Eindruck junger ungestörter Mineralisation erwecken. Diese Vorkommen bilden zusammen mit denjenigen von St. Avre-La Chambre eine Einheit, welcher noch die zahlreicheren kleineren, strukturell und mineralinhaltlich ganz gleich beschaffenen Lagerstätten am Ostabhang des *Grand Châtelard,* der *Gegend von St. Jean de Maurienne* [57] und von *Echaillon* (KILIAN, REVIL 41) angehören. Es handelt sich hier überall um denselben Erscheinungskomplex:

1. Der tektonisch stark gestörte, bald aplitische, bald pegmatitische Granit (Hermillon-Echaillon) führt auf zahlreichen, vorwiegend N 25—30° E streichenden und steil SE fallenden Klüften und Spalten eine meist grosskörnige und zum Teil drusige Mineralisation von der schon erwähnten Zusammensetzung.

2. Man findet in den über dem Kristallin diskordant gelagerten triasischen und liasischen Kalken *metasomatische Nester und Lager* derselben Mineralisation, die zum Teil Gegenstand des Abbaues waren (St. Jean de Maurienne, St. Avre). Die Ausbreitung der Mineralisation in der Horizontalen setzt sofort mit dem Auftreten der über dem steil gestellten Kristallin annähernd horizontal oder schwach geneigten Sedimente ein.

3. Bei genauem Studium erkennt man aber neben der drusigkörnigen auch eine laminiert erscheinende und dicht beschaffene metamorphosierte Mineralisation. Besonders ist dies im kristallinen Anteil des Gebirges der Fall, weniger deutlich im sedimentären, kommt dann aber bei mikroskopischer Beobachtung deutlich zum Ausdruck. Es liegen hier also Vererzungserscheinungen vor, die neben nicht metamorpher auch metamorphe Beschaffenheit aufweisen. (Die besonderen Eigenheiten der metamorphen werden später noch eingehender behandelt.) Wir haben deshalb noch auf diesen Punkt zurückzukommen. Für uns ist zunächst massgebend, dass hier die Vererzung zeitlich als mindestens liasisch bestimmt werden kann und sowohl in metamorpher (allerdings nicht intensiv) als auch in nicht metamorpher Form auftritt.

Die spezielleren Verhältnisse von Pontamafrey lassen überdies erkennen, dass im kristallinen Anteil des Gebirges die Erzführung an Mylonitisierungszonen gebunden ist. Solcher finden sich in dieser Gegend bis Echaillon recht viele. Am vorteilhaftesten aber entwickelten sie sich dort, wo (permische) Melaphyrdurchbrüche (Deckenstiele) den hercynischen Granit durchsetzen. Die Melaphyre selbst haben sonst als spilitische-grünschiefrige Gesteine ihre Hauptausbreitung deckenartig über einer ca. 50 cm mächtigen Arkoseschicht, welche den Granit mit unruhig verlaufender, oft kaum wahrnehmbarer Grenzlinie überlagert. Die Grenze Granit-Arkose wird häufig bloss dadurch gekennzeichnet, dass neben einem Kleinbröckeligwerden des Granites nach oben mit dem Beginn der Arkose die Schieferungs-(Kluft-)Ablösungen nicht mehr vorwiegend steil SE verlaufen, sondern mehr in die Horizontale, schwach nach NW ansteigend, umbiegen, gemäss den Abscherungs-Strukturen in den dem Kristallin aufruhenden jungen Sedimenten. Die Spilit-Melaphyrgesteine haben wechselnde Mächtigkeit, bei Pontamafrey-Montvernier ca. 2 m, sie werden direkt überlagert von den dolomitischen Triaskalken, die besonders bei St. Avre sehr stark metasomatisch vererzt sind.

Wohl die ausgiebigste Mineralisierung der westlich weiter vorgeschobenen Autochthonmassive begegnet man im Raume *La Grave-Allevard-Albertville* [48–54] mit dem Zentrum von Allevard. *Siderit* spielt hier die Hauptrolle, der von DE LAUNAY als supergenes Produkt angesehen wird. Wir halten die grossen Sideritmengen, die überdies ähnlich wie die siegerländischen Mn-haltig sind, für primäre Bildungen. Sie haben vollständig unmetamorphes Aussehen, auch im Dünnschliff sind nicht die geringsten Spuren von Neubildungen und Umbildungen, die einer tektonischen Beeinflussung gefolgt wären, zu sehen. Der Siderit ist völlig zwillingslamellenfrei. Die strukturellen Verhältnisse deuten ganz auf die Erscheinungen, die man von Gangbildungen mit innerer Gangmetasomatose (Quarz als jüngere Gangbildungsphase) gewohnt ist. In der Gegend von Allevard sind die wichtigsten Vorkommnisse diejenigen von *La Taillat* [54] (südlich St. Pierre), von *Pinsot, Ferrière* (D. L. II, 354). Diejenigen von La Taillat, bis vor wenigen Jahren von der Firma Schneider-Creusot noch abgebaut, sind wohl die grössten. Als typische Gänge setzen sie im Kristallin des Belledonne-Massives auf, durchfahren die grès d'Allevard (permo-triasische Sandsteine und Gerölle), und sind mindestens bis in die Rauhwacke hinein zu verfolgen, häufig als ausgesprochene Erzgangbrekzien entwickelt. Die Gänge stehen steil, in der Regel mit verschiedenen Neigungen E fallend, und haben annähernd N-Richtung. Sulfide wie Pyrit, Chalkopyrit, Tetraedrit, Galenit und Sphalerit sind relativ selten *).

Die Fortsetzung dieses äussersten Gangzuges, an der Grenze von Autochthon zu helvetischem Deckenvorland gelegen, lebt nochmals kräftiger weiter nordöstlich in der Gegend von *Aiguebelle* [48] und namentlich bei *St. Georges des Hurtières* [49] auf in Form von 20 m mächtigen *Quarz-Siderit-Gängen,* die sericitische, stark verquarzte und verfältelte Schiefer (Hauptschiefersystem = N 10—20° E streichend und 40—60° S fallend) transversal durchsetzen unter häufiger Imprägnierung entlang den Schieferungsflächen. Der Hauptgang hat 30—45° E-Richtung und fällt 60° SE. Die Gänge sind stark kupferkiesführend, PbS und ZnS treten merklich zurück. Ein Abbau auf Kupferkies ist 1929 wieder neu in die Wege geleitet worden. Der Kupferkiesgehalt gehört einer jüngeren Quarzphase an. N 130° E

*) Diese Zeilen waren geschrieben, wie ich von der Publikation von ST. E. NICOLET (48) über das Vorkommen von Allevard Kenntnis erhielt. Dieser Autor spricht sich für höchstens ober-triasisches Alter dieser Gänge aus. Man darf jedoch ruhig jüngeres Alter annehmen, da zweifellos zu derselben Metallisationsepoche gehörige Erzgänge noch jüngere Schichten durchsetzen (La Gardette).

streichende und steil S fallende Verwerfungsruscheln durchsetzen die Erzgänge; abgesehen von diesen Durchkreuzungsstellen kann auch hier nirgends eine Veränderung im Mineralinhalt und in der Struktur durch tektonisierende Einflüsse erkannt werden.

Derselbe Charakter von Gangbildungen begegnet uns, wenigstens soweit es die Spateisengänge betrifft, in der Gegend von *Allemont*[74] (damalige Hüttenanlage), welche durch ihre reiche Co-, Ni- und Ag-Erzführung bekannt geworden sind (Allemontit!); die Vorkommnisse werden auch nach der Ortschaft *Chalanches* benannt. Es handelt sich um ein reich entwickeltes System von sich kreuzenden Gängen; an den Durchkreuzungsstellen hat sich eine besonders reiche Mineralisation entwickelt. Die von DE LAUNAY erwähnte Mineralführung (D. L. II 601, III 143), welche unter anderem die Elemente Mo und Hg enthält, verdiente ein eingehendes Sonderstudium; leider sind die Aufschlüsse jetzt sehr schlecht, auf den Halden ist kaum etwas Brauchbares mehr zu finden.

Die in jener Gegend noch liegenden Vorkommen *Auris, Molard, La Combe de Theys, Tain* mit Au-haltigem Chalkopyrit vervollständigen die Reihe der jungen Spateisengänge (D. L. II 602).

Die bei Bourg d'Oisans gelegene Lagerstätte von *la Gardette*[75], aus mehreren in WNW-Richtung verlaufenden, steil stehenden Gängen bestehend, wovon der eine vom Kristallin bis in den Lias hinauf geht, stellt wohl eine komplexe Mineralisation, vielleicht eine *Rejuvenation* dar. Die Lagerstätte ist bekannt durch ihre schönen Quarze mit dem Japanerzwillingsgesetz (LACROIX, Minéralogie de la France), ferner durch das auf Baryt sitzende, gediegene Gold und durch die Aikinitführung. Alles das sind Produkte einer jungen ungestörten Mineralisierung. Die in den unteren Stollen (nahe bei Bourg d'Oisans) geschlagenen Gangstücke mit Bleiglanz-Zinkblende und reichlich Quarz lassen die verschiedensten Merkmale von abwechselnd dynamischer Beeinflussung und sich erneuernder Stoffzufuhr erkennen.

Die Gangfüllung besteht grösstenteils aus brekziösen Bestandteilen, welche entweder die Zusammensetzung des granitischen Nebengesteins oder die reiner Quarzgänge aufweisen. Diese zweifellosen Bruchstücke liegen in einer quarzigen, $\pm$ sericitführenden Zwischenmasse, die oft auch karbonatisch sein kann. Häufig trennt eine an Sericitsträhnen reiche Aussenzone der brekziösen Bestandteile sie von der zementierenden Zwischenmasse ab. Das besagt, dass nach einer ersten Gangquarzphase (Quarz I) sich Bewegungen einstellten, die auch von Stoffumsatz begleitet waren (Umrandung der Granit-

und Gangquarzfragmente durch Sericitsträhnen). Auf diese folgte erneute Gangausfüllung, zunächst wieder quarziger (Quarz II), hernach untergeordnet karbonatischer Natur mit Erz. Neue Dislokationen veränderten besonders die grobkörnige Quarzphase II, die trotz der starken Pressung noch die prismatischen und hexagonalen Umgrenzungen erkennen lässt. Die Quarzphase I, weil feinkörniger und durch die umgürtenden Sericitsträhnen gegen Druck abgeschirmt, war diesen Einflüssen weniger ausgesetzt. Die Quarze der Phase II weisen enorme Effekte der Druckbeanspruchung auf: Stets ausgesprochene undulöse Auslöschung, daneben ein vielmaschiges Netz von Böhm'scher Streifung, das oft Albitlamellierung oder Mikroklingitterung nahe kommt (vergl. Bild 1). Züge und Zonen feinsten Mörtelquarzes durchziehen die ganze Quarzmasse, bald durch grössere Individuen hindurchsetzend, bald ihren Konturen folgend. Nach dieser II. Dislokationsphase drangen auf Sprüngen und Spalten neue Lösungen ein. Sie lieferten jetzt völlig unversehrten Quarz und *Albit;* letzterer reichlich, in vollkommen wasserklaren und nur schwach verzwillingten Individuen (vergl. Bild 2). Quarz und Albit sind mit Galenit vergesellschaftet. Dieser letzten Phase gehören wohl auch die schönen Quarzstufen an.

Weiter alpeneinwärts im Tale der Romanche (Pelvoux-Massiv) findet man in der Nähe der bekannten Touristenlokalität *La Grave* wiederum einige deutlich jung aussehende Transversalgänge, die vom Kristallin bis in die darüber liegende mesozoische Sedimentdecke durchsetzen. Die einen, bei *Grand Clot* [71], sind an den hohen senkrechten nördlichen Talhängen profilartig über einige hundert Meter vorzüglich aufgeschlossen; makroskopisch erscheinen diese Quarz-Karbonat-Bleiglanz-Zinkblende-Gänge (nach DE LAUNAY silberarm, D. L. III 143) als mittelkörnige Mineralaggregationen und weisen ein etwas sandig-bröckeliges Verhalten auf. Mikroskopisch ist sofort ersichtlich, dass das Material nicht unwesentliche mechanische Veränderungen erfahren hat:

Durch Gebirgsbewegung sind die Mineralien der ursprünglichen Gangfüllung disloziert worden, doch so, dass die gegenseitigen Strukturbeziehungen erhalten geblieben und auch noch ihre Kristallumrisse in der zonaren Anordnung von Einschlüssen erkenntlich sind. Meist starke undulöse Auslöschung der Quarze, gebogene und gewundene Zwillingslamellen der intensiv verzwillingten Karbonate und ausgesprochene Mörtelzüge feinstklastischen Quarzes und Karbonatspates, welche sich zwischen und durch die grösseren Kristallindividuen hindurchziehen, sind die mikroskopisch wahrnehmbaren

Kennzeichen des schon makroskopisch auffälligen Materials (sandiges Anfühlen). Das Abbröckeln kleinster Teile von grösseren Kristallen und das Verschleppen derselben in Mörtelzüge hinein ist recht deutlich zu verfolgen; nennenswerte Rekristallisation und Sammelkristallisation hat sich nirgends eingestellt. Drusige Beschaffenheit ist nicht beobachtet worden. Ganz analoge Feststellungen lassen sich an den Vorkommen von *Chazelet* [70], 3 km (nördlich La Grave), machen, das überdies noch Baryt führt. Hier lässt sich übrigens auch wieder deutlich erkennen, dass die Vererzung, die im Kristallin ausgesprochen gangförmig auftritt, an der darüberliegenden Trias sofort einen metasomatischen Charakter annimmt und sich in die Horizontale ausbreitet. Begünstigt wird dieses Verhalten dadurch, dass der Gang sich unterhalb der Grenze Kristallin-Trias zertrümert und zerschlägt, wodurch auch schon das Kristallin imprägnativ vererzt wird. Die die Trias überlagernden tonigen schwarzen Liasschiefer begrenzen in der Hauptsache die Vererzung nach oben, zum Teil tektonisch, also nachträglich, sekundär, zum Teil auch primär (Stauwirkung).

Die Mineralisierung der Lagerstätte selbst stellt das Produkt einer Reihe von Sukzessionen dar, deren Zeitfolge nicht eindeutig festgestellt werden kann. Zu einer ersten gehört eine Phase mit kleinkörnigem Quarz und etwas Baryt als Gangart und Pyrit mit Kobaltglanz als Erz. Die Erze sind ebenfalls sehr kleinkörnig, wobei das Kobalterz mit zonarer Innenstruktur den Pyrit umwächst.

Später folgen grobkörnige Karbonate und Quarz, nochmals begleitet mit Baryt und Pyrit, stets von gut kristalliner Ausbildung mit für nicht metamorphen Gangbildungen typisch lagenhaften Überwachsungsstrukturen und deutlich erkennbaren inneren Gangmetasomatosen (Verdrängung des Karbonspates durch Quarz).

Parallel mit fortschreitender Zeitfolge ist eine abklingende Tektonisierung zu erkennen.

Im Süden des Pelvouxmassives, in der Vallouise, sind bei *Argentières* [78] permische und jüngere Quarzsandsteine (Buntsandsteine) mit Bleiglanz, Pyrit, Quarz und Baryt imprägniert. Das Vorkommen zeigt neben körnigem Bleiglanz auch völlig dichte Ausbildung, in welcher fein verteiltes Erz aufs innigste mit Gangart, Quarz und Baryt gemischt ist. Da stark dislokations- und umsatzmetamorphe Erze, wie noch später eingehender dargetan wird, ein Aussehen annehmen können, das einem durch Erz und Gangart zementierten Geröll zum Verwechseln ähnlich wird, so sei über diese Lagerstätte, von der nur wenig Untersuchungsmaterial vorliegt, und die ich nicht mehr

eingehender besuchen konnte, nichts Definitives ausgesagt; das Mitauftreten von abgerundeten Baryt-„Einschlüssen" in der dichten feinkörnigen Erzmasse und das Durchziehen von Quarz- und Barytmörtel-Zügen durch die „Einschlüsse" spricht für Tektonisierung noch über die kristalline Phase hinaus.

Von den verschiedenen hierher gehörigen Mineralisationen im Mercantour- oder Argenteramassiv ist mir leider nur diejenige von *Vallauria*[84] bei San Dalmazzo di Tenda persönlich bekannt. Der auf diesem Vorkommen bauende Betrieb ist z. Zt. wohl der grösste der Westalpen. Es wird vor allem Zinkblende gewonnen (elektrolytisch) neben Pb und Ag. Die Lagerstätte stellt eine Vererzung durch Zinkblende und Bleiglanz von quarzitischen Verrucano-Geröllen (Royaite) dar, die über dem Kristallin liegen. Die Mineralisierung ist stellenweise recht grosskörnig und erscheint dann ungestört. Die Aufbereitung gestaltet sich denn im allgemeinen auch recht vorteilhaft, täglich werden 20—25 t von ihr ohne grosse Abgänge verarbeitet.

Die mikroskopische Untersuchung zeigt aber, dass auch diese Royaite nach der Vererzung eine gelinde Epimetamorphose durchgemacht haben (kleinkörnige, vollständig mit Sericit durchsetzte Zinkblendezüge, z. T. mit Albit). Eine ausgesprochene Silizierung hat noch über die Metamorphose hinaus angehalten.

Die Zinkblendezüge zeigen mitunter eine kräftige Durchsetzung mit feinkörnigem Fahlerz. Bemerkenswert erscheint, dass auch hier wie bei Argentières und noch anderen Vorkommen der französischen Massive die Ausfällung der Erze sich an der Grenze von Kristallin zu überlagernder Sedimentdecke vollzog.

2. Die metamorphen Vorkommen

a) Allgemeine Charakteristik

Die im Vorangegangenen gegebene Darstellung der äussern und innern Verhältnisse verschiedener Einzelvorkommen sollte die für die im wesentlichen nicht metamorphen Vererzungen charakteristischen Eigenschaften hervorheben, damit einerseits die Eigentümlichkeiten der metamorphen umso kräftiger in Erscheinung treten und andererseits auch ersichtlich wird, wie in der Natur alle Übergänge zwischen beiden bestehen.

Metamorphe Lagerstätten treffen wir sowohl in den äussern Autochthonmassiven als auch in den Deckengebieten an, ohne dass dabei unterschiedliche Ausbildung festzustellen wäre.

Als äusseres charakteristisches Merkmal tritt zunächst das

lagergangartige Auftreten hervor. Die Lagerstätten weisen alle sehr starke Mächtigkeitsschwankungen auf, bald sind sie ganz ausgedünnt und ausgewalzt, bald wieder linsig angeschwollen. Das Nebengestein besitzt stets mit der Erzeinlagerung parallel verlaufende kräftig entwickelte Schiefertextur, die sich oft auch auf das Erz überträgt, hauptsächlich, wenn ihm noch Nebengesteinsfragmente ein- und zwischengelagert sind. Erze und Gangarten können unter sich oder auch mit dem Nebengestein vielfach alternierende Wechsellagerungen bilden und zu flasrig oder linear texturierten, oder bei entsprechender Tektonisierung auch zu feingefältelten Gesteinen führen. Auf diese Weise verschwinden alle äusseren Merkmale einer epigenetischen Vererzung. Tektonisierte Gangbildungen haben das äussere Aussehen syngenetischer Produkte und sehen durchaus dem gleich, was man in der Lagerstättenkunde vielfach mit „Fahlband" bezeichnet.

Texturell findet man je nach Mineralbestand und auch Metamorphose verschiedene Ausbildungen.

Für Vererzungen, die Galenit und Sphalerit in nicht zu geringen Mengen enthalten, ist ein dichtes, *nicht paralleltexturiertes* Mischerz ganz ausserordentlich typisch. Es ist grau, bei hohem PbS-Gehalt mit Stich ins Blaue, bei hohem ZnS-Gehalt mehr bräunlich bis gelblich nüanciert mit allen Übergängen je nach Verhältnis der beiden Erze. Meist ist es durch grössere, rundliche Gangart-Einlagerungen hell gefleckt und macht dadurch den Eindruck eines psammitischen, durch Erz zementierten Gesteins („Erz mit Psammitstruktur"). Die ganze Grundmasse ist äusserst feinkörnig; die sonst in PbS-Lagerstätten deutlich wahrnehmbaren Bleiglanzwürfel sind selbst mit der Lupe kaum wahrnehmbar. Chalkographisch zeigt dieses dichte, graue Erz eine Grundmasse von feinkörnigem Bleiglanz, in welchem unzählige kleine und kleinste rundliche Sphalerit-Körner schwimmen, die bei zunehmender Grösse stark korrodiert und buchtig ausgebildet erscheinen. Von feinster Dispergierung kleinster ZnS-Teilchen mit Bruchteilen von μ im Durchmesser bis hinauf zu Körnchen mit 200 μ und mehr stellen sich alle Übergänge ein. Beim Vorhandensein grösserer Zinkblende-Körnchen kann bei deren starker Zerlappung und Korrodierung eine netzartige Verwachsung von PbS und ZnS entstehen. Einige Vorkommnisse dieser Art führen zwischen dem Maschenwerk noch kleine Magnetkies-Körnchen; ausserdem Pyrite, meist in deutlich porphyroblastischer Form. In gewissen Vorkommen lässt sich nachweisen, dass Pyrrhotin durch Umwandlung aus Pyrit entstanden ist.

Die oben erwähnten rundlichen, hell gefärbten Gangarteinschlüsse sind entweder *monogranulare Albite,* seltener *Quarze,* oder polygranulare Quarze allein oder zusammen mit *Calcit* event. *Baryt* oder *Fluorit.* Auf jeden Fall ist bemerkenswert, dass es sich nicht um rein brekzienartig beschaffene, vom Erz zementierte Trümmer von Gangartmineralien handelt, sondern allermeist stellen diese porphyroblastisch oder granoblastisch gefügten Gebilde *Neubildungen* dar. Sehr oft lassen sich noch deutlich Merkmale der *Rekristallisation* und *Sammelkristallisation* erkennen. Diese Erscheinungen, die mitunter recht beträchtliche Albitführung und die stets vorhandene Sericitdurchsetzung lässt darauf schliessen, dass das metamorphe Mischerz nicht nur eine rein physikalische Umlagerung des ursprünglichen Erzgehaltes, sondern das Produkt eines physikalisch und chemisch gleichzeitig verlaufenden oder sich kombinierenden Prozesses darstellt. In dieser Richtung weisen ausserdem die gelegentlich im Mischerz vorhandenen Idioblasten von *Hyalophan,* sobald auf der Lagerstätte Baryt anwesend ist. Ausser den grösseren, granoblastischen Gangart-Einlagerungen ist oft das ganze Erz noch aufs feinste von kleinsten Gangart-Individuen durchsetzt, deren Gesamtanteil kein geringer ist, wie auch aus dem spez. Gewicht von nur 4,2—4,5 deutlich wird.

Die zahlreichen Vorkommnisse dieser Art von Bünden bis in die Meeralpen mit allen möglichen Übergängen in den Mischungsverhältnissen Gangart: Erz und Galenit: Sphalerit lassen erkennen, dass für die eigenartige Struktur- und Mineralbeschaffenheit dieses Erztypes vor allem der *Bleiglanz* verantwortlich zu machen ist. Die nach mehreren Richtungen vollkommen entwickelte *Gleitfähigkeit* des Galenits ermöglicht in erster Linie bleiglanzhaltigem Erz, auf gebirgsbildende Vorgänge zu reagieren; im Gesteinskörper werden die Stellen, die gut translationsfähiges Material enthalten, von den Bewegungen vor allem aufgesucht, es bilden sich an solchen Stellen eigentliche Bewegungshorizonte heraus mit gleichzeitig erhöhter Lösungs- und Umsatzfähigkeit sämtlicher Mineralkomponenten. Mit der Bewegung der Gebirgsteile auf galenitführenden Bahnen werden besonders die weniger intragranular beweglichen mineralischen Gesteinskomponenten von dem gleitfähigen Bleiglanz eingewickelt. Die Bewegung im Galenit eilt derjenigen in den anderen Mineralien voraus; in Vorkommen mit relativ wenig Galenit und viel Gangart (Robilante, Seealpen, Crête des Sarrazins, Modane) sieht man die ganze Gangartmasse grossenteils in schlecht rundlich umgrenzte Mineralaggregate, die von einer Bleiglanzhülle umgeben sind, auf-

geteilt, zwischen welchen sich in der Schieferungsrichtung gelängte, kompliziert verzahnte und zum Teil geregelte Quarze hindurchziehen. Strukturen, die auf *Wälzbewegungen* hinweisen, findet man überhaupt sehr häufig; in Goppenstein finden sich in dichtem Erz runde Einschlüsse total angefüllt von völlig wirbelig gefügten Sericitschuppen. Bei stärker metamorphen Quarz-Galenitgängen (Moulins St. Luc) konnten Stellen beobachtet werden, die nur aus granoblastischen, makrokristallinen und durch Galenitzwischenmasse zementierten *Albiten* bestehen, denen kleinere, gut entwickelte Turmaline eingelagert sind.

Es scheint, dass *Sphalerit* nicht im selben Grade auf Tektonisierung reagiert. Die stets sehr stark korrodierten Formen der im Galenit des metamorphen Dichterzes eingelagerten Blenden, das enge räumliche Zusammentreffen von Sphalerit mit Albit und Sericit, das imprägnative Verhalten von Zinkblende in unmittelbarer Nähe von metamorphen Blei-Zinklagerstätten, die allenthalben zu beobachtende Entfärbung der Zinkblende bei zunehmender Mechanisierung sind Erscheinungen (Nadèls, Goppenstein), die für grosse Lösungsmobilität der Blende sprechen. Die *Enteisenung der Zinkblende* führt entweder zu *Magnetit-* oder *Pyrrhotin*-Bildung.

Baryt oder Fluorit führende Lagerstätten scheinen für die Ausbildung einer tektonisierten Fazies ebenfalls günstig zu sein. Flussspathaltige Lagerstättenteile lassen mit ihren bald fein lagenhaft alternierenden, bald intensiv gestauchten und gefältelten Texturen die hohe Plastizität halogenidischer Stoffe erkennen; nach dem Vorausgesagten sind Mineralassoziationen wie Flusspat, Bleiglanz und Albit sehr wohl erklärlich. Barytführende Erzgänge sind häufig in homogene, granoblastische, mikro- bis mesokristalline, seltener makrokristalline, marmorartig aussehende Gesteine verwandelt. Ursprünglich stoffliche Inhomogenität führte durch die Metamorphose infolge der durch sie verursachten räumlichen Stoffdifferenzierung ebenfalls zu alternierend lagenhaft texturierten Gesteinstypen: reine granoblastische Barytlagen wechsellagern mit solchen, die Albitporphyroblasten eingestreut enthalten oder dann wieder mit vorwiegend Ca-(Fe)- karbonatisch zusammengesetzten oder rein aus Quarz bestehenden. In einzelnen Körnern, fein verteilt oder netzförmig zusammenhängend zwischen die granoblastischen Gangartindividuen eingelagert, finden wir die Erze Zinkblende, Pyrit, Bleiglanz, Kupferkies. Auch vorwiegend sericitisch-chloritisch zusammengesetzte Lagen wechsellagern mit den vorgenannten und sind besonders gerne Träger grösseren Zinkblendegehaltes.

Einlagerungen *rhomboedrischer Karbonate* in silikatischen Gesteinen stellen für die Auslösung gebirgsbildender Bewegungen ganz besonders bevorzugte Stellen dar. Deshalb zeigen auch Lagerstätten, die zur Hauptsache Siderit (Braunspat) enthalten, stets eine starke Durcharbeitung, die noch weit das umgebende Nebengestein mit ergreift. Intensive Laminierung, Sericitisierung und Verquarzung des Nebengesteins (Bildung von ± schiefrigen Sericitquarziten) ist eine allgemein festzustellende Erscheinung an Karbonatlagerstätten (Schams, Val d'Anniviers, Macot, Modane).

Sideritlagerstätten zeigen mit Vorliebe starke Auswalzung und linsige Beschaffenheit, nicht nur im Grossen, sondern auch im Kleinen. An den ausschwänzenden Enden der karbonatischen Linsen hat sich streckungshofartig meist granoblastischer Quarz angesiedelt.

Fast alle metamorphen Karbonatlagerstätten sind *hämatitisch* durchsetzt. Die Hämatitbildung muss eine Begleiterscheinung der Metamorphose darstellen. Manchmal lässt sich auch feststellen, dass eine weitere Veränderung wieder zu einer 2-wertigen Fe-Verbindung zurückgeführt hat, zu Magnetit; Pseudomorphosen von Magnetit nach Eisenglanz sind geläufige Erscheinungen.

Alle metamorphen karbonatischen Lagerstätten sind albitisch durchsetzt; *Albit* ist auch hier wieder wasserklar und schwach verzwillingt ausgebildet. Für viele Vorkommen sind helizitische Durchsetzungen von Rutil, Erz oder Sericit (Chlorit) typisch.

In Vorkommen von *Spateisenstein mit Kupferkies, Fahlerz und Pyrit* kann man grössere Partien antreffen, die strukturell und texturell grosse Ähnlichkeit mit dem dichten Bleiglanz-Zinkblende-Mischerz aufweisen: Ein feinkörnig pflasterartig gefügtes Albit-Quarz-Siderit-Gemenge mit Sericitschuppen und vereinzelten grösseren rundlichen Albitporphyroblasten ist aufs innigste durchzogen von einem Netz von Fahlerz mit Kupferkies, das meist noch einzelne Pyritporphyroblasten mit umschliesst. Alles das sind Strukturverhältnisse, die von normalen, nicht beeinflussten, welche die ursprüngliche Ausscheidungsfolge der Komponenten noch erkennen lassen, völlig abweichen.

Nicht nur die Strukturverhältnisse sind von normalen Vorkommen abweichend, sondern auch die Mineralassoziationen. Die Co-, Ni-Erz führenden Spateisensteingänge von Kaltenberg im Turtmanntal weisen neben den verschiedenen Co- und Ni-(Sulf-)Arseniden und dem Siderit noch Chlorit, Hornblende, Albit, Quarz, Turmalin, Magnetit, Hämatit, Pyrrhotin, Pyrit, Chalkopyrit, Arsenkies, Bi und Wismutglanz auf, vereinzelt wurde noch Baryt und Zinkblende an-

getroffen. RAMDOHR teilte mir brieflich mit, es sei ihm gelungen, noch Cubanit zu finden.

b) Kurze Angaben über die wichtigsten Einzelvorkommen

Die Eigenartigkeit der tektonischen Verhältnisse an der Grenze von West- zu Ostalpen bringt es mit sich, dass hier Glieder tektonisch höherer Einordnung in räumliche Entfernungen zu den autochthonen Massiven gelangten, wo normalerweise nur die untersten penninischen Elemente vertreten sind. Im Gebiete südlich Thusis kommt man schon bald nach Durchschreitung der jungen Flyschschuppen in Areale, die von den Tektonikern bald der Monte Rosa-, bald der Margnadecke zugeteilt werden. Es sind das die Verbreitungsgebiete des prächtig tektonisch umgearbeiteten Granites von *Rofna* (Rofnaporphyr), welcher durch den Averser Rhein in der Landschaft Schams besonders gut aufgeschlossen ist.

Eine speziell grosskörnige Ausbildung dieses Gesteines, weit nach N verschleppt, findet man in der Gegend der *Alp Taspin*[1]. Von diesem Gestein, „Taspinit" genannt, ist oft nicht so leicht zu entscheiden, ob es sich um eine primäre Bildung, oder um ein Aufbereitungsprodukt handelt; es weist eine nicht unerhebliche Mineralisierung mit Quarz, Baryt, Galenit und Tetraedrit auf. Die Haupterzvorkommen liegen in zweifellosem Granit. Nach allen Seiten verlaufende, in NS-Richtung allerdings etwas bevorzugte Gänge, durchschwärmen den stark flatschig-linsig texturierten Granit, dessen Tektonisierungselemente flach nach SE neigen. Auch ausserhalb der Gänge ist das Gestein auf den Scherflächen und Stresszügen stark mit Baryt und Bleiglanz imprägniert. Die Mineralisierung erscheint als Begleitphänomen der Tektonisierung. Der Geotechnischen Kommission der S. N. G. liegt über diese Lagerstätte ein druckfertiges Manuskript von E. ESCHER vor, in welchem auch die übrigen Vererzungen des nahen Ostalpins berücksichtigt werden.

Weiter südlich zwischen Andeer und Ausserferrera führen die zwischen die südwärts zurückgebogenen Rofnaporphyrlappen eingeklemmten dolomitischen Triaskalke und -Quarzite bei *Gruaba*[2] eine analoge Vererzung. Über die andern Lagerstätten dieser Gegend folgen auf Seite 53 einige Mitteilungen.

Die nächsten bedeutenderen Vorkommen ähnlichen Charakters liegen im nahen Aar- und Gotthardmassiv. FRIEDLAENDER (23) hat sie unlängst eingehend geschildert. Diejenigen von *Ruis*[7] im Vorder-Rheintal (Stollen Sul Rhein) und diejenigen der nahen *Alp Nadèls*[10] weisen mit ihrer vorherrschenden Zinkblendeführung gemeinsame

Züge auf. Die Metamorphosierungserscheinungen sind durch FRIEDLAENDER genau verfolgt worden.

Wenig nördlich von Ruis sind die Vorkommen von *Val Schmuèr* [9], südlich des Rheines die Lager von *Vivèr* [8], beide führen vorwiegend Kupfererze.

Auch Sul Rhein und Nadèls weisen Kupfer auf, wodurch die Erz-Mineralisation der ganzen Gegend einen einheitlicheren Charakter annimmt, als es auf den ersten Anblick erscheinen mag. Da sämtliche Lagerstätten ausserdem im Verrukano (Phyllite, Konglomeratgneise, Quarzporphyre, basische Einlagerungen) aufsetzen, so ist man hier berechtigt, an eine typische permische Kupfermetallisation zu denken; freilich sind weitere genetische Deutungen infolge des beträchtlichen Metamorphosierungsgrades sehr erschwert. Die ungleich weniger veränderte Lagerstätte der *Mürtschenalp,* die freilich schon im Gebiet der helvetischen Decken auftritt, gestattet für dieses Vorkommen Cu-Konzentration in ariden Schuttwannen anzunehmen; über sie wird Näheres von R. U. WINTERHALTER im Auftrage der Geotechnischen Kommission der S. N. G. berichtet werden.

Wenn nicht das Auftreten der permischen Verrukano-Ablagerungen als primäre Ursache für die Vererzung dieser Gegend angesehen wird, so sei darauf hingewiesen, dass sich die Mineralisation hier in einer Zone eingestellt hat, welcher als ein zwischen Aar- und Gotthardmassiv eingeklemmtes Wurzelgebiet eine grosse tektonische Bedeutung zukommt. Aszendierende Lösungen treten an solchen Stellen in bevorzugter Weise auf. Wir werden noch mehrfach Gelegenheit haben, auf analoge Zusammenhänge aufmerksam zu machen.

Ob bei den Vorkommen vom *Val Cadlimo* [14] (FRIEDLAENDER 23) im südlichen Gotthardmassiv und von *Tgetlems* [15] (Oberalp) auch solche anzunehmen sind, ist mir, da ich die Situation der betreffenden Lagerstätten nicht persönlich kenne, nicht möglich zu sagen. Im Hinblick auf die im Somvixer Zwischenmassiv [13] (FRIEDLAENDER, PARKER 23, 55) auftretenden Pyrit-Quarz-Turmalin-Gänge dürfen im Gotthardmassiv noch einige andere hercynische Metallisationserscheinungen in Betracht kommen.

Der nächst grösseren Lagerstätte begegnen wir im Aarmassiv bei *Goppenstein* [19], wo es sich um einen Gangzug handelt, der an einer über 5 km weit zu verfolgenden tektonischen Linie aufsetzt, die wiederholt namhafte Vererzungen aufweist. Hier sind die metamorphen Typen mit dichtem Mischerz (vergl. Bild 3), mit den bänderig-lagenhaften Zinkblende-Baryt-Fluorit-Mineralisationen und die verschiedenen Mineral-Um- und Neubildungen besonders schön ent-

wickelt (37); die tiefeingeschnittene Lonza hat hier die Lagerstätte auf über 1300 m Tiefe in vorteilhafter Weise aufgeschlossen.

Praktisch unbedeutend, doch immerhin für die Komplettierung der Erscheinungen nennenswert, ist eine lokale Vererzung mit Zinkblende von mitteljurassischen Geröllen, die zum südlichen Sedimentmantel des Aarmassivs gehören und im *Baltschiedertal*[20] im „blauen Graben" in der Nähe der „Roten Kuh" auftreten. Auch hier zeigen die Erze die nämlichen metamorphen Verwachsungsverhältnisse wie auf der Lagerstätte von Goppenstein.

Als weitere aarmassivische Vererzung ist das bergmännisch unbedeutende, mineralogisch aber interessante Vorkommen aus dem Kraftwerkstollen von *Amsteg*[16] der Schweizer. Bundesbahnen zu berücksichtigen. Auf dieses hat erstmalig E. Hugi (31 a) hingewiesen und auf Grund vorläufiger Studien, die sich anlässlich der geologisch-petrographischen Aufnahmen des Stollenprofiles ergaben, versuchte er auch die weiteren Zusammenhänge der minero- und petrogenetischen Verhältnisse dieses Gebietes zu skizzieren. Er beabsichtigt, die sowohl petrographisch als auch mineralogisch-kristallographisch recht mannigfaltigen Erscheinungen demnächst eingehender zu studieren und darüber zu berichten. Es sei Herrn Prof. Hugi herzlich dafür gedankt, mir für eine kurze Orientierung im Rahmen der hier gebrachten Übersicht sein reichhaltiges Untersuchungsmaterial zur Verfügung gestellt zu haben. Es handelt sich um eine sehr komplexe Vererzung, die nester-, linsen- und gangförmig in schiefrigen Biotit- und Sericitgneisen nördlich vom zentralen Aargranit auftritt. *Magnetkies, Kupferkies, Zinkblende* und *Bleiglanz* sind neben quarziger Gangart die Haupterze, ausserdem begegnet man fahlbandartig auftretenden schmalen Gängen, die fast ausschliesslich aus *Alabandin* bestehen. Die chalkographische Untersuchung lässt viel *Fahlerz,* ausserdem *gediegenes Silber* und *Zinnkies* erkennen. Die Deutung von eutektartigen Verwachsungen verschiedener Erze muss eingehenderen Studien vorbehalten bleiben.

Im Vergleich zu anderen alpin metamorphosierten Cu- und Zn-Sulfid zugleich führenden Vererzungen (Schneeberg in Tirol, Dei Cani, Anzasca) fällt das völlige Fehlen von Kupferkiessegregationen in der Blende auf.

Die bis jetzt vorgenommenen Orientierungen zeigen, dass es sich um eine sehr stark bewegungsmetamorphe und auch durch Rekristallisationen bedeutend umgeprägte Lagerstätte handelt. Die Vererzung deutet auf hochthermale, an Kontaktpyrometasomatose erinnernde Natur, da Anhaltspunkte vorhanden sind, wonach *Rhodonit*

und *Granat* schon vor der Umprägung der Lagerstätte zum charakteristischen Mineralbestand gehörten. Starke Tektonisierungen, wie sie nach den Ausführungen HUGIS für diese Gegend typisch sind, haben in lang anhaltenden Perioden unter Mitwirkung von mobilisierten Lösungen beträchtliche Verschiebungen und Neugruppierungen verursacht, die in ihren allerletzten Phasen zu den mineralreichen Kluftbildungen führten, auf welche HUGI in seiner Arbeit noch ganz besonders hinweist.

In der intensiven inneren Umlagerung dürfte auch der Grund für das Fehlen von Entmischungsprodukten der Zinkblende liegen, die sich so weit vollzog, dass die Selbstreinigung der Zinkblende zur Bildung selbständiger Kupferkiesindividuen ausserhalb der Blende führte.

Als Fortsetzung der Mineralisation in der tektonisierten, verschuppten Zone der Autochthonmassive haben diejenigen aus der Gegend von Martigny zu gelten. *Botzi* bei Charrat, *Tête des Econduits* [32], auf dem Rücken des *Mont Chemin,* verschiedene Schürfstellen auf Magneteisen (vergleiche später), zum Beispiel *Chez Larse,* dann *Les Trapistes* [32], *Mont Catogne* [33], *Combe d'Orny* [31b], alle an der nordöstlichen Flanke des Mont Blanc-Massives gelegen, sind bekannte Fundstellen von Bleiglanz oder Zinkblende meist mit Quarz, zum Teil aber auch mit Flusspat und Baryt, die während verschiedenen Zeiten einen Abbau erfahren haben.

Von der am besten bekannten Lagerstätte *Les Trapistes* [32] konnten, neben vielen anderen Merkmalen der Metamorphose, typische Umlagerungsstrukturen von Galenit, Fluorit, Albit erkannt werden.

Der Geotechnischen Kommission der S. N. G. ist über Les Trapistes kürzlich ein druckfertiges Manuskript von LADAME übergeben worden.

In den naheliegenden Stirngebieten der St. Bernharddecke finden wir eine reiche Mineralisation von ähnlichem Charakter: im Val d'Anniviers den barytischen Pb-Zn-Erzgang von *St. Luc* [22] (Moulins) und seine Trabanten aus der Gegend zwischen St. Luc und Chandolin, die quarz- und Cu-reicher sind.

Die Vererzung von St. Luc (Moulins) ist wohl eine nicht einfache; Arsenkies, Pyrit, Kupferkies und Siderit treten zusammen imprägniert in albitreichen Chlorit-Glimmergneisen auf, in welchen der Baryt-, Blei-, Zinkerz-Lagergang mit seinen marmorisiert aussehenden feinkörnigen Barytlagen und dem dichten Blei-Zinkmischerz, Albit und Glaukophan enthaltend, durchsetzt. Trotz der vollständigen

Umlagerung aller Bestandteile ist ursprünglicher Gangbrekzien-charakter noch erhalten geblieben. Typischen Mischerzcharakter mit silikatischer und barytischer Beimengung zeigt Bild 4.

Die quarzreichen Lagergänge, die zwischen St. Luc und Chandolin den Casannaschiefern überall eingelagert sind, zeichnen sich durch vollkommen entwickelte mikro- bis meso-granulare Kristallisationsschieferung (Quarz + Sericit) aus. In dieser feinkörnigen Grundmasse sind vereinzelte Galenit- und Tetraedritkörner oder -Aggregate eingelagert, umgeben von grösser entwickelten, rundlich konturierten Quarz- und Albitgranoblasten. Von der Lokalität *Barma-Gosan*[21] stammt nach SCHMIDT (71) das Bi- (5—6 %) und Sb- (9—10 %) haltige Fahlerz, Annivit genannt. Die Fahlerze dieser Gegend sind mit 2,5—3 % Ag-haltig.

Zum nämlichen Mineralisierungskomplex gehört das Vorkommen weiter talauswärts bei *Blesec* in den stark verschuppten Stirnpartien der St. Bernharddecke gelegen.

Grösseren Umfang haben die Lagerstätten im Val d'Hérens in der Gegend von *Praz Jean*[27], wo die den Casannaschiefern (Albit-Chloritgneise, Amphibolite) eingelagerten Gänge einen wesentlich höheren Zinkblendegehalt aufweisen als es im Val d'Anniviers der Fall ist. Auch hier trifft man wieder ausgesprochenes metamorphes „Mischerz" an, von dem die rundlich geformten Quarzeinschlüsse schon lange bekannt sind (SCHMIDT 71), ohne dass darin aber eine metamorphe Erscheinung erblickt worden wäre. Eine bei der Aufbereitung ausgeschiedene Zinkblendeform „Amorphe Zinkblende" ist nichts anderes als eine feinkristalline bleiglanzarme tektonisierte Fazies. Bei chalkographischer Untersuchung zeigt sich das stark verwachsene Mischerz von feinsten Fahlerz- und Kupferkieskörnchen durchsetzt. Dieselbe Mineralisierung lässt sich nach SW hin weiter verfolgen, wo sie uns als feinkörnige Bleiglanz-Baryt-Lagergänge im Val de Nendaz bei *Siviez*[28] (2000 gr Ag/t) und weiterhin bei *Vatzeret*[29] in ähnlicher Form (2500 gr Ag/t) entgegentritt (SCHMIDT 71).

Die mehr südwärts gelegenen Lagerstätten im *Val d'Anniviers* haben mit denjenigen des oberen *Turtmanntales* die vorwiegend *sideritische* Natur gemeinsam; ausserdem zeichnen sie sich dadurch aus, dass die einen, alle im Val d'Anniviers gelegen, erhebliche Mengen von *Kupfererzen*[25/26] (Fahlerz, Chalkopyrit, Bornit) mit etwas Quarz und wenig Baryt, die anderen (Turtmanntal) solche von *Nickel-Kobalterzen*[23/24] enthalten. Es scheint sich aber dennoch um eine einheitliche Mineralisierung zu handeln, die allerdings sonst nicht häufig in analoger Weise anzutreffen ist, da vereinzelt vorwiegend

Cu-Erz-führende Lagerstätten (Pétolliou) auch Ni-Verbindungen und andere wieder (Bourimont) Co-Erze enthalten. Die ähnlichsten Vorkommen sind die Kupferlagerstätten der Schladminger Tauern, unlängst von O. FRIEDRICH (24) beschrieben.

Reine Ni-Co-Lagerstätten sind die Transversalgänge mit rein sideritischer Gangart von Grand Praz und Gollyre bei Ayer im Val d'Anniviers. Über die metamorphe Natur und den hauptsächlichsten Mineralinhalt dieser Lagerstätten ist von HUTTENLOCHER (34) schon an anderer Stelle berichtet worden. Über das Cu-Vorkommen der Alp L'Allée südlich Zinal siehe Bemerkungen pag. 76.

Bemerkenswert ist die intensive allgemeine Sideritisierung der Casannaschiefer der ganzen Gegend, wie es übrigens auch für das Schams mit seinen vielen Siderit-Hämatitlagerstätten gilt (vergl. pag. 54).

Hier im Wallis ist die Sideritisierung und Vererzung fast ausnahmslos von einer wechselnd starken Turmalinisierung begleitet; Turmalin zusammen mit Siderit und den übrigen Gangmineralien oder mit Quarz und Albit auf besondern Gängen (Lagergängen); letztere tragen häufig völlig atektonischen, d. h. posttektonischen Charakter.

Es sei schon hier in diesem Zusammenhange darauf hingewiesen, dass die tiefer alpeneinwärts gelegenen Casannaschiefer eine petrographische Ausbildung erlangen, die sie sehr eng an die stratigraphisch darüber folgenden und durch Triasablagerungen (Quarzite, ± Rauhwacke, Dolomite) von ihnen getrennten mesozoischen Kalkglimmerschiefer anschliessen; für beide sind Übergänge in Grünschieferfazies und Einschaltung von Grüngesteinen = basische Eruptiva ebenso gemeinsame wie typische Merkmale.

Eine genetische Abhängigkeit der Co-, Ni- und der Cu-Erze von basischen Magmen ist denkbar, doch nirgends zu beweisen; die Stellung gerade der Co-Ni-Erze zu einem bestimmten Magmencharakter ist ja ganz allgemein noch sehr umstritten.

Eine Mineralisierung, welche die sideritische und die quarzig-barytische, die ja im Val d'Anniviers räumlich getrennt auftreten, vereint enthält, treffen wir in den tektonisch äquivalenten Zonen der St. Bernharddecke bei *Mâcot* [45] (Tarantaise, Isère) an. Diese Lagerstätte hat wohl einen genetischen Zusammenhang mit der nahen von *Peisey* [44] und der weiter abgelegenen, auf italienischem Gebiet liegenden, von *La Thuile* [37]. Nach L. MORET (45, p. 129) ist anzunehmen, dass noch eine weitere Anzahl analoger Lagerstätten für diese Zone der St. Bernharddecke typisch ist. Mâcot und Thuile

bauen augenblicklich Ag-haltigen Bleiglanz ab, Peisey hat vor wenigen Jahren den Abbau eingestellt.

Die Lagerstätten von Peisey (eigentlich Nancroit südöstlich Peisey) und von Mâcot (eigentlich La Plagne südlich Mâcot) liegen beide im nämlichen Gesteinszug, der eine steil südfallende Einfaltung von vorwiegend permo-triasischen Ablagerungen in den Casannaschiefern nördlich der Gebirgsgruppe der Aig. du Midi darstellt.

Nördlich der Einfaltung herrschen typisch karbonische Gesteine vor, Grauwacken und Tonschiefer mit kohlenführenden Mitteln, die mehrerenorts abgebaut werden und die mit Annäherung an die Triaseinfaltung einen chlorito-sericitgneisigen Charakter annehmen. Südlich davon tragen die Casannaschiefer vorwiegend Grünsteincharakter und bauen in dieser Ausbildung die mächtigen Gebirgsmassen um die Aig. du Midi auf. Die Einfaltung bei Peisey, nur wenige 10 m schmal, entwickelt sich weiter südwestlich am Mt. Jovet zu einer mehrere km breiten Zone und beginnt im Norden mit konglomeratischen Quarziten (permisch?, triasisch?), auf welche im Hangenden (= südlich) Gips und Rauhwacke folgen. Die Erze bestehen zum grössten Teil aus Bleiglanz. In Peisey tritt das Erz als typische cm bis dm mächtige *Fahlbänder* in den Quarziten auf, die bei entsprechend gesteigerter Mechanisierung in Sericit-Quarzite übergehen. Mâcot zeigt ähnliche Verhältnisse, doch ist hier die Vererzung viel mächtiger (der Quarzit erreicht mehrere 100 m Mächtigkeit); gewaltige Anteile des Quarzits erscheinen metasomatisch durch *Galenit* verdrängt. Bleisulfid ist fast immer von *Baryt* begleitet, bei Peisey tritt noch Kupferkies und Zinkblende und bei Mâcot zum Galenit und Baryt noch Siderit und merklich viel *Cerussit* hinzu. Quarz ist natürlich stets, doch in recht wechselnden Mengen vorhanden. Bezeichnend sind ferner *Albit, Strahlstein, Chlorit und Hämatit.* Die letzterwähnten Mineralien sind typische Umlagerungsprodukte der Metamorphose. Auch die texturellen und strukturellen Verhältnisse weisen auf eine solche hin (typisches feinkristallines Mischerz, granoblastisch gefügter und marmorartig aussehender Baryt, Fahlbandcharakter). Die heutige Beschaffenheit erschwert die genetische Deutung der Lagerstätte.

Das aufs feinste mit Gangart durchwachsene Material wird flottierend aufbereitet (ca. 12 t täglich). Das Verkaufserz enthält 1300 g Ag/t.

Eine beachtenswerte Mineralisierung karbonatischer (zum Teil calcitischer, zum Teil sideritischer Natur) stellt sich in den der vor-

erwähnten Karbonzone vorgelagerten Sedimenten ein, die grösstenteils von der Zone der Aiguilles d'Arves eingenommen werden. Sie vermitteln mit ihrem Schuppen- und Faltenbau zwischen St. Bernharddecke und Belledonne-Mont Blanc-Massiv.

Westlich von Bourg St. Maurice (Tarantaise) findet man in den stark verschuppten und verfalteten Komplexen zwischen Karbon und Trias die gangartig auftretenden Karbonate der *Alp Lancevard* [39]. Diese Gangkarbonate sind von grossblätterigem Eisenglanz (taflige Hämatite mit über 15 cm Durchmesser) netz- und schwarmförmig durchsetzt. Ausserdem stellen sich geringe Mengen Pyrit und Chalkopyrit ein. Im selben Gebirgszuge findet man zwischen Bourg St. Maurice und Moutiers oberhalb der Ortschaft *Montgirod* [46] die liasischen Brèche du Télégraphe-Ablagerungen metasomatisch durch Siderit verdrängt, der seinerseits wieder durch ähnliche Hämatitschwärme verdrängt wird, wie es bei Lancevard der Fall ist. Die triasisch-permischen Vererzungen dieser Gegend zeigen den nämlichen Metamorphosierungsgrad, wie die sie einschliessenden Gesteine.

Ob die Hämatitdurchsetzung der Karbonaterze von Lancevard oder der noch jüngeren (Lias) von Montgirod ebenfalls ein Produkt der Metamorphose darstellt, kann aus den bis jetzt angehobenen Studien nicht entschieden werden. Hämatitisierung von Fe-Karbonat ist sonst im Bereiche thermischer Metamorphose unter erhöhten Epi- oder auch Mesobedingungen eine recht häufige Erscheinung. Die Blätter der französischen Karte geben vielerorts noch *Hämatit* an, desgleichen erwähnt L. MORET noch manche Vorkommen [58, 59, 61–65], die ebenfalls für die Mineralisierung dieser Zone der St. Bernharddecke typisch zu sein scheinen. Die enge räumliche Verknüpfung der hämatitführenden Lagerstätten mit permo-triasischen Quarziten veranlasst, ihre Entstehung mit dem Fe-Gehalt dieser psammitischen Gesteine in Zusammenhang zu bringen. Es ist gut möglich, dass die während und nach der Metamorphose zirkulierenden Lösungen das Eisen mobilisiert und auf Bewegungsbahnen und Spaltausfüllungen in hämatitischer Form konzentriert haben.

Ein genaueres Verfolgen der Verhältnisse war mir hier leider nicht möglich. Weitere Vererzungen treten in der Gegend von *Modane* [65] und um das *Massiv der Vanoise* recht zahlreich auf. Wie ja aus dem Namen des westlichen Vorortes von Modane, Fourneaux, sich schliessen lässt, waren hier seinerzeit die Hüttenanlagen für die zahlreichen Erzvorkommen dieser Gegend, die sich besonders am *Crête des Sarrazins* [66] und Umgebung angehäuft vorfinden. Neben

stark mylonitisierten Spateisensteingängen treten dort auch zinkblendereiche Blei-Zinkerzgänge mit typisch umgearbeitetem, dichtem, barythaltigem Mischerz auf. Mikroskopisch sieht man in diesem Erz ausserdem ausgewalzte und auseinandergerissene, etwas entfärbte Zinkblendefetzen in einer mehr oder weniger gut entwickelten mikrogranoblastisch bis mörtelig-kataklastisch aussehenden Quarzgrundmasse schwimmen, die streckungshofartig umgeben sind von grosskörnigeren, im allgemeinen etwas in der Schieferungsebene gelängten und flammig-gebogen konturierten Quarzen (vergl. Bild 5). Überall der Ausdruck der Bewegung, der Kataklase und nachher einsetzenden Ausheilung durch Stoffwechsel und Sammelkristallisation unter gleichzeitig teilweise anhaltender Bewegungseinwirkung. Auch hier wieder, wie schon mehrfach angetroffen, werden die Erzlager und Erztrümer bei der Metamorphose zu Stellen mit gesteigertem Lösungsumsatz und -absatz.

Im weiter südlich und südöstlich sich anschliessenden Alpengebiete treten Lagerstätten der hydrothermalen sulfidisch-karbonatischen Externzone *sehr stark zurück*. Die untertauchenden Autochthonmassive gestatteten ein weites Vorwandern der Decken mit bevorzugtem Horizontalbau bis weit ins Vorland hinaus, so dass die Entwicklung von steil nach der Tiefe gerichteten Bewegungsbahnen an der Grenze Autochthonmassive-Deckengebiet, welche auch gleichzeitig die Zirkulationswege mobilisierter aszendierender Lösungen darstellen, unterblieb.

Erst mit dem Auftauchen des Mercantour-Massives oder Massiv dell'Argentera stellen sich wieder Verhältnisse ein, die an die Abschnitte zwischen Brig und Martigny beiderseits des Rhonetales erinnern. Auf der einen Seite die stark zerschuppten Kristallinmassen des Autochthons mit geringmächtigen Sedimentpaketen, auf der anderen die epimetamorphen Komplexe der posthercynischen Schiefer, welche der St. Bernharddecke angehören. Die ganze Zone nördlich des Argenteramassivs zeigt wieder enges Anschmiegen der Deckenkomplexe an das Autochthonkristallin und steiles Einfallen des ganzen Systems, diesmal jedoch in nördlicher Richtung. Es ist deshalb verständlich, dass wir gerade in der Nähe dieser tektonischen Grenzlinie wieder einer Reihe von Lagerstätten begegnen, ihre Häufung im Argenteramassiv entlang dieses prägnanten Nordrandes ist geradezu bezeichnend:

Aus der Gegend von *Vinadio* [79] (Tal der Stura di Demonte) ist aus dem Vallone dei Bagni ein Zinkblende-Bleiglanzgang bekannt, der noch im Jahre 1929 abgebaut worden ist. Das Gangmaterial mit

Bleiglanz, Zinkblende, Pyrit und Kupferkies als Erz und Quarz, Flussspat, Kalkspat, Albit und Sericit als Gangart, ist völlig umgearbeitet und gleicht weitgehend demjenigen von Goppenstein. Der Gang weist ein Generalstreichen von N 170° E auf, während die Mechanisierungsstruktur des granitischen Nebengesteins N 120° E verläuft. Diese Gangrichtung kann einer alten hercynisch angelegten Richtung entsprechen, wie der gleichsinnige Verlauf von permokarbonischen Einlagerungen im Argentera-Kristallin vermuten lässt. Nur in unmittelbarer Nähe des Ganges fällt infolge Tektonisierung Schieferstruktur des Nebengesteins und Gangrichtung zusammen.

Auch südlich Vinadio bei *Palla*[80] sollen ähnliche Lagerstätten sein; auf den Halden liess sich bei meinem Besuch nichts Brauchbares mehr finden und die Stollenmundlöcher waren zugeschüttet.

Leider war es mir unmöglich, die Lagerstätten in der Nähe von *Entraque*[83] und die arsenreichen Vorkommnisse im Tale des Gesso della Valletta bei den *Thermen von Valdieri*[82] zu besuchen, da ich nicht im Besitze der erforderlichen Bewilligungen durch das Divisionskommando von Cuneo war.

Liegen die bis jetzt erwähnten Vorkommnisse alle innerhalb des Autochthonkristallins, so gehören die unweit davon abgelegenen kleinen Vorkommen von *Robilante*[85] (südlich Borgo San Dalmazzo) ins Deckengebiet. Durch neuerliche Schürfungen sind sie augenblicklich gut aufgeschlossen. Diese in casannaschieferartig aussehenden kristallinen Sedimenten eingelagerten Erzvorkommnisse zeigen das aus dem Wallis her bekannte Gefüge, allerdings in etwas gemilderter Form; die Umprägung war keine so radikale, Galenit beginnt gerade rundlich agglomerierte Gangart-(Quarz-)Fragmente zu umhüllen, was als Vorstufe des dichten Mischerzes mit seinen rundlich geformten Gangarteinschlüssen angesehen werden mag.

Weiter östlich in der Gegend von *Pamparato*[86] (südöstlich von Mondovì) sind noch einige kleinere Pb-Zn-Vorkommen bekannt, die ich leider nicht auffinden konnte.

3. Lagerstätten mit Mn und Fe, deren Konzentrierung für die Externzone nicht typisch ist

Mineralbestand, äussere und innere Verbandverhältnisse einer Lagerstätte sind für ihre genetische Deutung massgebend. Beide Merkmale können im Verlaufe einer Metamorphose vollständig verwischt werden; der Mineralbestand passt sich den neuen, veränderten Bedingungen an und geht Reaktionen nicht nur mit Molekülen der Lagerstätte selbst, sondern auch mit solchen des Neben-

gesteins ein, was zu neuen Verbindungen führt, die der ursprünglichen Assoziation gänzlich fremd waren. Mechanische Durcharbeitung eines eine Lagerstätte enthaltenden Gesteinskomplexes verändert aber auch die ursprünglichen Abgrenzungsverhältnisse zwischen Lagerstätte und Nebengestein. Es ist deshalb leicht erklärlich, dass sich Verhältnisse entwickeln können, die keine oder keine eindeutigen Rückschlüsse auf die Ursprünglichkeit mehr erlauben und dies wird umso mehr zutreffen, je mehr wir uns im Alpenkörper einwärts begeben.

Es ist auch verständlich, dass wir gerade im Schams-Averser-Gebiet (Graubünden) einer Reihe von Lagerstätten begegnen, die ähnlich wie diejenigen des mittleren Wallis eine stratigraphisch-tektonische Stellung einnehmen, welche schon enge Beziehungen herstellt mit der medianen Grünschieferzone (vergl. pag. 49).

Im *Val Ferrera* zwischen Schams und Avers begegnen wir ausser den schon erwähnten Pb-Zn-Erzen hauptsächlich Fe- und Mn-oxydischen und auch Fe-karbonatischen Erzen. Räumlich ist die Trennung von den Manganerzen Mittelbündens nicht gross, auch ist das Milieu ein ähnliches, hauptsächlich aus Schuppen bestehend, oder ein wirres Durcheinander von mesozoischen Schiefern, Triasdolomit, Dolomitbrekzie und Rofnaporphyr darstellend, allerdings fehlen die Ophiolithe; es gehört im weitesten Sinne des Wortes in die stark zerschuppte und tektonisierte Zone an der Basis der unterostalpinen Decken. Von den Mittelbündner Mn-Erzen im *Oberhalbstein*[6] vermutet ARBENZ (2) einen genetischen Zusammenhang mit den Ophiolithen; die Charakterisierung der dortigen Verhältnisse macht einen solchen Zusammenhang durchaus wahrscheinlich. Über die Lagerstätten der Bündner Ophiolithe wird demnächst eine Arbeit von J. STUDER erscheinen. Hier dagegen im Val Ferrera scheinen die Zusammenhänge anderer Natur zu sein. Es handelt sich um sideritische, um hämatitquarzitische und Mn-oxydische Erze. Alle sind, am wenigsten ausgesprochen die Siderite, auf die Grenzzone Trias-Rofnaporphyr beschränkt, wie aus den Arbeiten von O. WILHELM (83, 84) deutlich hervorgeht; das ist ein wichtiger Umstand, der in erster Linie für eine genetische Deutung berücksichtigt werden muss.

Ausschliesslich sideritisch sind die Vorkommen von Alp *Sut Foina*[3], welche Nester, Linsen und lagergangartige Einlagerungen im geschieferten porphyrischen Granit (Rofnaporphyr) darstellen.

Vorwiegend sideritisch sind die Vorkommen bei *St. Martin*[4], die aber stets aufs engste mit Hämatitquarziten vergesellschaftet sind und sich längs des Mutalla-Baches bis fast zum Mutalla-See hinauf

verfolgen lassen. WILHELM gibt in seiner neuesten Arbeit (84) sehr instruktive Profile. An allen diesen Vererzungsstellen ist der diese Lagerstätten beherbergende Rofnaporphyr ausserordentlich laminiert und von einem kräftig grünen Glimmer durchsetzt, so dass das Gestein durchaus das Aussehen eines Casannaschiefers annimmt. Bei St. Martin und am Mutalla-Bach dominieren stellenweise hämatitquarzitische Ausbildungen über sideritische. Bei starker Lamination und ausgesprochener Lagen- und Paralleltextur geht der Rofnaporphyr in dunkelgefärbte Hämatitquarzite über mit ausgeprägter Regelung der Quarz- und Hämatitschuppen. Es sind auch Typen mit verlegter Struktur beobachtet worden. Auch Übergänge in grüngefärbte Glimmerschiefer sind häufig. Andererseits entwickeln sich auch vollkommen dichte, zähe Hornfelse aus Quarz, strahligem Aegirin und Hämatit, welche Bildungen den Stempel rein posttektonischer Entstehung tragen.

Am *Piz Grisch* sind die Mn-Lager von *Starlera*[5] bemerkenswert, welche noch Analoga südlich der Alp Sut Foina finden; es handelt sich in beiden Fällen um vererzte Triaskalke, die um die Rofnaporphyrlappen herum gefaltet sind oder sich zwischen solche hineinklemmen. Im allgemeinen zeigt Starlera räumliche Trennung von hämatitquarzitischen Lagen im Liegenden und manganreichen karbonatischen im Hangenden. Siehe auch Profile von WILHELM (84). Alle Lagen weisen Anzeichen sehr intensiver Umkristallisation auf, besonders durchsetzen Züge von Hämatit und Mn-Erz zusammen mit feinstrahligem Aegirin grosskristalline Quarz- oder Albitindividuen. Manganophyll ist ein stetiger Begleiter der Manganerze, ferner auch etwas Baryt. Es stellt sich bei Auflichtmikroskopie heraus, dass die makroskopisch rein manganoxydisch zusammengesetzt erscheinenden Erze mindestens aus zweierlei Oxyden bestehen: die Hauptmasse ist *Braunit* — nicht Hausmannit, wie WILHELM angibt —, entweder als derbes Kristallitengemenge oder als einzelne idiomorphe Kristalle, die in vorwiegend karbonatischer oder quarziger Grundmasse eingebettet sind; stets sind aber in wechselnden Mengen Nester oder Züge von feinkristallinem *Hämatit* zugegen, der durchaus den Anschein eines kristallin gewordenen Fe-Hydroxydgeles macht. Hämatit ist auch als Resorptionsrest in Form einzelner stark ankorrodierter Kristalle im Braunit enthalten, kann aber darin auch als allerfeinste Dispersionen auftreten. Ausserdem begegnet man einer intensiv entwickelten Manganoxyddurchsetzung, die auf Kapillaren, feinsten Kristallspalten und Korngrenzen vordringt und die als allerjüngste Verwitterungsumlagerung anzusehen ist.

Die heute vorliegende Mineralisierung ist wohl das Produkt recht unterschiedlicher Vorgänge: es ist wenig wahrscheinlich, dass die Konzentration von Fe und Mn selbst mit hypogenen Prozessen etwas zu tun hat, wie es WILHELM annehmen möchte. Ihre Beschränkung auf Triasdolomit und den unmittelbar benachbarten Rofnaporphyr weist eher darauf hin, dass hier ursprünglich oxydationsmetasomatische Anreicherungen auf alten Verwitterungsoberflächen vorliegen dürften. Diese damaligen Konzentrate sind dann aber im Laufe der Gebirgsbildung sehr stark disloziert worden (Hämatitquarzite und Triasdolomite in schmalen, tief in den Rofnaporphyr hineingefaltete Keile und Pakete). Es ist auch kein Zweifel, dass im Gefolge der Verfaltungen, die hier mit zu den intensivsten im ganzen Alpenkörper gehören, nennenswerte *Stoffumsätze* in Aktion traten. Es lässt sich nicht entscheiden, wie viel von der heutigen Sideritführung einer Mobilisation aszendierender Kohlensäure während der Tektonogenese und wie viel einer alten deszendenten Karbonatimprägnation zuzuschreiben ist, die später im allgemeinen Umkristallisationsprozess eine Stärkung und Kräftigung erfuhr. Sicher ist, dass die Bedingungen für die Zirkulation und Umsetzung von relativ hoch temperierten Lösungen noch lange über die Tektonisierungsphase hinaus anhielten (Bildung von grosskörnigem, vollkommen atektonischem Aegirin und von grünem Glimmer [Fe^{III}-Mineralien!], Mn-Pyroxen und Albit). Mir scheint eine Sideritisierung auf bevorzugten Bewegungsbahnen im engsten Anschluss an die Tektonisierung eine durchaus wahrscheinliche Möglichkeit, die als solche selbst mit der Fe- und Mn-Oxydfixierung in keinem ursächlichen Zusammenhang steht. Dasselbe gilt aber auch für eine kräftige Silizierung, die sich während und nach der Tektonogenese betätigte und zu silikatreichen hornfelsartigen Bildungen führte. (Vergl. die Ausführungen über S. Marcel und Bric Ghinivert.) Auch JAKOB (38) äussert sich in gleichem Sinne bezüglich der Mn-Mineralien von Oberhalbstein, desgleichen WILHELM (84) über die Schamser Vorkommen. Der letztere Autor macht besonders auf das enge Wechselspiel von tektonischer Umformung und hydrothermaler Mineralbildung im weit fortgeschrittenen Stadium der Alpenfaltung aufmerksam. Ein Zusammenhang mit einem besonderen vulkanischen Herd (z. B. Bergell) ist jedoch nach unserer Auffassung nicht nötig.

Insofern fänden die Sideritlagerstätten vom Val Ferrera in einer systematischen Übersicht eine vollberechtigte Unterkunft in der hydrothermalen sulfidisch-karbonatischen Externzone. Die mit ihnen im gleichen Raume sich einstellenden Mn-Oxyde und Hämatitquar-

zite nehmen eine Übergangsstellung ein zu den Fe-Oxydfixierungen innerhalb triasischer Kalke der medianen Grünschieferzone, die im kommenden Abschnitt behandelt werden.

Am entgegengesetzt gelegenen Ende unserer Zone finden wir zwischen den Pb- und Zn-Lagerstätten von Robilante einerseits und Pamparato andererseits ebenfalls eine Mn-Lagerstätte im *Val Corsaglia*[88] bei der Lokalität Oberti. Auch sie setzt als stratiforme Einlagerung in triasischen Gesteinen auf (kalkige Schiefer an der Grenze zu Quarzit), welche die Überlagerung von ausgedehnten granit- und quarzporphyrischen Massen bilden. Im Lager selbst (ca. 2 m mächtig) ist die Mn-Verteilung eine nierig- bis nesterartige, ausserdem enthält sie zahlreiche dichte, jaspisartig aussehende Einlagerungen und auch tonige Horizonte, welche durch Manganophyll charakterisiert sind. Manganophylle sind auch auf den die jaspisartig beschaffenen Partien zahlreich durchsetzenden Spaltsystemen angesiedelt.

Mikroskopisch liegen ± schiefrige, mesokristalline quarzführende Kalke mit teilweise gut entwickelter Kristallisationsschieferung vor, die kontinuierlich in ± tonige Quarzsandsteine übergehen. Zementierungsmittel der Quarzkörner ist *Mn-Erz, Apatit und Manganophyll.* Auch die jaspisartigen Bildungen erweisen sich als völlig dicht struierten mit feinstdispersen Erzstäubchen durchsetzten Apatit. Körniger Apatit erfüllt gemeinsam mit Manganophyll und gut kristallin entwickeltem Erz die Spaltsysteme dieser dichten Bildungen, wobei es sich wohl um sekundäre, spätere Umlagerungen handelt. Das Erz ist rein manganhaltig und besteht aus zwei Komponenten:

1. Braunit, als derbes Kristallitengemenge oder als idiomorphe Kristalle.

2. Polianit, meist in guten spiessigen Kristallen oder in Bündel- bis Paketform aneinandergelagerten, rhombischen bis isometrischen Kristallen, die in der Grössenentwicklung stark wechseln und herabgehen bis zur kolloiddispersen Form; diese letztere erkennt man jedoch schon recht häufig bei schwacher Vergrösserung an der nierigen Anordnung. Granoblastische bis idiomorphe Braunite verdrängen die ursprüngliche Polianitform. Vereinzelt stellt sich noch in geringen Mengen Aegirin in schlecht entwickelten, splittrigen, fetzigen Individuen ein.

Die Lagerstätte weist also Analogien mit den aus dem Val Ferrera erwähnten Vorkommen auf, und zwar nicht nur im Hinblick auf die mineralogische Zusammensetzung, sondern auch hinsichtlich der allgemeinen geologischen Situation (Überlagerung porphyrischer Granite durch permo-triasische Sedimente und Erzkonzentration in

diesen Aufbereitungsprodukten). Im Vorkommen von Starlera findet man unter den nichtmetallischen Begleitprodukten Silikat, Quarz und Karbonat noch Baryt, hier dagegen tritt an Stelle von Baryt Phosphat auf. Im Bündner Vorkommen hat sich die Metamorphose ungleich stärker ausgewirkt als in der Lagerstätte von Corsaglia.

4. Zusammenfassung über die Vererzung in der hydrothermalen sulfidisch-karbonatischen Externzone

Das Auftreten von vorwiegend sulfidischen Pb-Zn-Erzen mit quarzig-karbonatischer Gangart als echte Gänge, Lagergänge und untergeordneten metasomatischen Lagern in der Zone der Autochthonmassive und der Stirnregion der Bernharddecke ist für den westalpinen Alpenbogen ein ausserordentlich charakteristisches Mineralisierungsmerkmal. Auf Grund der stratigraphischen Stellung der vererzten Sedimente liegt in manchen Fällen mindestens jurassisches Alter vor (Übersetzen der Erzgänge aus dem kristallinen Untergrund in die posttriasische Sedimentüberdeckung im Belle Donne- und Pelvoux-Massiv). REVIL (65) hält das Bombement du Massif de Rocheray für postoligocän und nimmt nach DE LAUNAY eine „remise de mouvement de matières minérales existants en filons dans les schistes cristallins" an, welche am Kontakt Kristallin/Sedimentüberdeckung angereichert wurden. Handelt es sich um Vererzungen des Kristallins allein, so werden die Altersbeziehungen unsicher.

Es darf angenommen werden, dass in den Autochthonmassiven schon die hercynischen magmatischen und tektonischen Phasen gelegentlich von hydrothermalen Vererzungen begleitet waren — räumliche Zusammenhänge mit kontaktpyrometasomatischen Phänomenen bestehen z. B. am Mt. Chemin —, aber solche Mineralisierungen sind durch die nämlichen Eigenschaften in Gefüge und Mineralbestand gekennzeichnet, wie diejenigen, welche trotz jüngeren Alters (mindestens triasisch) als metamorph angesprochen werden, und welche in den kristallinen Schiefern der Bernharddecke die herrschenden sind. Auch die vorerwähnten, mindestens als liasisch feststellbaren Vererzungen der Autochthonmassive können Paragenesen (Quarz, Albit, Sericit, Bleiglanz, Zinkblende) aufweisen, welche für die metamorphe Ausbildung typisch sind und die man in nicht alpin dislozierten Gebieten in diesem Zusammenhang nicht kennt. Das heisst, auch jene als mindestens liasisch anzusprechenden spaltenausfüllenden und erzhaltigen Wässer tragen den Charakter der hydrothermalen Lösungen, die sich während der alpinen Dislokationsmetamorphose

betätigten. Die weitaus meisten Lagerstätten dieser Zone sind, einerlei ob im Autochthon- oder Deckenkristallin aufsetzend, durch die nämlichen Erscheinungen der Metamorphose gekennzeichnet, welche besonders durch das „psammitisch" aussehende Mischerz charakterisiert werden. Für die Altersfestlegung sind aber die Gefügeverhältnisse der Erze selbst gar nicht eindeutig, da letztere, wie sich an den jungen Goldgängen des Mte. Rosadistriktes ergibt, schon bei relativ geringer Mechanisierung sich beträchtlich umlagern können. Nur völlig posttektonische Erze erweisen sich unverändert.

Aus diesen Gründen scheint es bis zu einem gewissen Grade berechtigt, für diese Zone eine alpine *Vererzung anzunehmen, die sich während den verschiedenen Faltungsphasen des langsam sich entwickelnden Alpenfaltungsprozesses einschaltete (alpin-orogen), und die sich bis in die letzten Stadien der Dislokation fortsetzte (postorogen-insubrisch).* Dadurch ist die Möglichkeit zur Bildung paratektonischer Lagerstätten gegeben, wobei sich Ausscheidung erzabsetzender Lösungen und orogene Umkristallisation des Nebengesteins gleichzeitig vereinigen. Vererzung mit Tauernkristallisation ist in letzter Zeit von der Grazer Schule mehrfach betont worden (11, 25).

Neuerdings mehren sich die von geologischer Seite beigebrachten Beweise für kretazische und jurassische Dislokationen auch in unseren Westalpen immer mehr.

Das Gebundensein dieser Lagerstätten an die Autochthonmassive und die Stirnregion der Bernharddecke, wo durchwegs steil nach der Tiefe einfallende Leitlinien den Bau des Gebirges beherrschen, ist neben übereinstimmender stofflicher Zusammensetzung ein weiterer Umstand, der für eine weitgehend einheitliche alpine Mineralisierung spricht.

Ein Zusammendrängen, Anstauen und Aufsteigen von Lösungen zwischen dem starren autochthonen Alpenaussenrand und der plastisch bewegten und hauptsächlich liegende Falten aufweisenden Zentralzone des alpinen Orogens mit seinen nach der Externseite drängenden Bewegungen scheint diese hydrothermale Metallisierung vollends begünstigt zu haben.

In der Zone selbst stellen sich einige räumliche Stoffdifferenzierungen ein: Pb und Zn beherrschen gänzlich die äussern, Cu, Co, Ni zusammen mit Ag und Bi und höher temperierten Mineralparagenesen die innern Zonen. Unter letzteren erscheinen turmalinführende, häufig auch hornfelsartig entwickelte Assoziationen mit paratektonischem und völlig posttektonischem Charakter besonders

bemerkenswert und leiten über zu den Lagerstätten der medianen Zone.

Hinsichtlich der Herkunft des Schwermetallgehaltes bestehen für die Hauptmasse keine Anhaltspunkte für Zuordnung zu einem magmatischen Geschehen (abgesehen von einigen Zusammenhängen mit hercynischen Intrusionen). Aber wir dürfen annehmen, dass im Verlaufe der alpinen Orogenese mit ihrer weitgehenden mineralischen Umbildung, von welcher uns hauptsächlich nur die höher gelegenen, niedriger temperierten Stufen im Abschnitt der penninischen Decken bekannt sind, mit zunehmenden, uns nicht aufgeschlossenen Tiefen Palingenese oder differentielle Anatexis (ESKOLA (19, 20)) zur Herrschaft kamen. Da unter solchen Verhältnissen, besonders unter der Einwirkung orogenetischer Bewegungen, in erster Linie Lösungen mobil werden, welche den niedrig und niedrigst temperierten Schlussphasen des magmatischen Intrusionsvorganges völlig entsprechen, so ist ein Aufsteigen solcher hydrothermaler Wässer an hiezu geeigneten Stellen ohne weiteres verständlich. Es muss dann aber auch an die Möglichkeit gedacht werden, dass der Schwermetallgehalt solcher Wässer vielfach den der Orogenese unterworfenen Gesteinsarealen entnommen sein kann (Lateralsekretion durch palingen-hydrothermale Lösungen). Das hat zur Folge, dass paratektonisch entstandene und schon vorhanden gewesene Lagerstätten, die mit dem Nebengestein zugleich orogen umgewandelt werden, nicht mehr auseinandergehalten werden können. Vielleicht bestehen in der Turmalinisierung und Sideritisierung der Casannaschiefer zusammen mit der Cu-, Ni- und Co-Anreicherung solche Zusammenhänge, desgleichen in den nördlichen Partien der medianen Grünschieferzone (eisenoxydische und sulfarsenitische Vererzung der dolomitischen Trias).

B. DIE ZONE DER MEDIANEN GRÜNSCHIEFERMETALLISATION (II)

Die durch die Last der darüber gefalteten Dt. Blanche- und Mte. Rosa-Decken auswärts gewalzten Komplexe der St. Bernharddecke tragen eine alpeneinwärts und besonders nach Westen an Mächtigkeit immer mehr zunehmende Hülle jüngerer Gesteine. Diese sind grossenteils als mesozoisch erkannt worden; ihnen gehören ausserdem auch triasische Ablagerungen in Form von Dolomit, Rauhwacke, Gips-Anhydrit und Quarzit an. Die Hauptmasse jedoch umfasst eine Serie von Gesteinen, die, bald mehr kalkig, bald mehr tonig, als *Kalkglimmerschiefer* mit den verschiedenen Übergängen von fast reinem Kalk bis zu glimmerreichen Schiefergneisen entwickelt sind

(Bündnerschiefer, calcescisti). Die rückwärts gelegenen Areale sind ausserdem stark von *Grünstein*typen durchsetzt; sie vereinigen sich hier mit den analog zusammengesetzten Hüllgesteinen der darüber lagernden Deckenkomplexe oder sind oft untrennbar mit den letzteren selbst verbunden.

Diese *Grüngesteine,* die den stirnwärts gelegenen Aussenzonen durchaus fehlen und die im einzelnen petrographisch eine bunte Serie darstellen, sind in der Hauptsache auch die *Träger der Erzlagerstätten* oder sind zum mindesten mit ihnen genetisch aufs engste verknüpft. Aus diesem Grunde mag es berechtigt erscheinen, von einer *„Grünschiefermetallisation"* zu sprechen.

Sämtliche Glieder dieser Zone einschliesslich der in ihnen auftretenden Erzvorkommnisse tragen ausgesprochen *metamorphen* Charakter. Ihre chemische Zusammensetzung lässt auf *basische* bis *intermediäre Eruptivgesteine* resp. deren tuffogene Derivate schliessen; Gefüge und Mineralbestand bieten dafür weniger entscheidende Anhaltspunkte.

Tektonisch stellt die Zone ebenfalls eine gewisse Einheit dar; im Grossen bis hinab ins mikroskopisch Kleine sind Formen der *Bewegung,* des *Fliessens* und der *Plastizität* die herrschenden Merkmale. Das Innengefüge sämtlicher Gesteinstypen zeigt Rekristallisation, in der Regel posttektonische Umprägung und Neubildung von Molekülgruppierungen unter mesothermalen Bedingungen.

Es ist bemerkenswert, dass in dem ganzen grossen Raume, den diese geologisch-tektonisch und gesteinsprovinziell in gleichem Masse wohl charakterisierte Zone einnimmt, Vererzungserscheinungen von der in den vorangegangenen Zeilen geschilderten Beschaffenheit sozusagen vollständig fehlen.

Der Verschiedenheit des stofflichen Inhaltes der einzelnen Lagerstätten dieser Zonen entsprechend können auch verschiedene Vererzungstypen unterschieden werden, für welche folgende Einteilung vorgeschlagen sei:

1. Oxydische Eisenlagerstätten in karbonatischen Gesteinen.
2. Sulfarsenitische Erze in karbonatischen Gesteinen.
3. Kieslagerstätten.
4. Manganlagerstätten.
5. Magnetitlager in Serpentin.

1. Die oxydischen Eisenerzlagerstätten

Die oxydischen Eisenerzlagerstätten haben mit den sulfarsenitischen 1. die regionale Beschränktheit, 2. das ausschliessliche Auf-

treten in Triasdolomit und 3. die wohl ursprünglich metasomatische Natur gemeinsam.

a) Allgemeiner Charakter

Einer meist vorhandenen Bänderung des ± kristallisationsschiefrig gefügten Dolomites sind *Magnetit*kristalle eingelagert; von wenigen Körnern bis zur völligen Ersetzung des Dolomites durch Magnetit sind alle Zwischenstufen anzutreffen. Zwischen den wenig idiomorph gestalteten Magnetiten sind häufig (Schmiedmatten) grössere Mengen von *Hämatitschüppchen* eingestreut. Die genetischen Beziehungen zwischen den beiden Fe-Oxyden sind bis jetzt noch nicht geklärt. Neben den Eisenoxyden und dem Dolomit sind es eine Reihe weiterer Mineralien, welche diese Lagerstätten mineralogisch interessant gestalten.

b) Kurze Angaben über die wichtigsten Einzelvorkommen

Wohl eine der schönsten Lagerstätten dieser Art ist durch Hugi (32) bekannt geworden. Es ist *Schmiedmatten*[91] (auch Rosswald) im Simplongebiet.

Das Vorkommen liegt in der westlichen Fortsetzung der im Binnental zwischen die mesozoischen Sedimente der Bedrettomulde eingefalteten Triaszüge. Diese letzteren falten sich bei Schmiedmatten an der Simplonstrasse, zwischen die Simplondecken und die östlichsten Teile der St. Bernharddecke ein.

In diesem Vorkommen ist von Hugi *Alkalihornblende* nachgewiesen worden, die in so grossen Mengen auftritt, dass sie den ganzen Dolomitmarmor tief blau färbt; ausserdem stellen sich Albit, Quarz und Phlogopit ein, daneben treten noch albit- und biotitreiche Gesteine mehr oder weniger als selbständige Bildungen auf. Das Magnetiterz von Schmiedmatten ist besonders reich an Eisenglanz (nicht supergen).

Ein analoges Vorkommen mit reichlich *Albit* und *Rutil* dürfte am *Feldbach*[89] im Binnental vorliegen. Albit-Biotitfelse spielen hier als Begleitgesteine der magnetitführenden Dolomite eine hervorragende Rolle. Ebenso charakteristisch für diese Gesteinsassoziationen sind turmalinreiche Quarznester und -Klüfte mit dm-langen dünnprismatischen Turmalinkristallen.

In den westlicher gelegenen Alpenteilen kennt man Magnetite im Triasdolomit aus dem Val Grisanche in der Gegend des Bergdörfchens *Planaval*[121]. Die hier sich einstellende Hornblende ist aber nicht alkalihaltig, sondern tremolitisch. Grosse Dolomitporphyro-

blasten sind aufs feinste von mikrolithischen Magnetiten durchsetzt. Auf Bewegungsbahnen zwischen den grossen Karbonatporphyroblasten ist die Hornblende zu Chlorit umgewandelt.

In der Nähe aller dieser erzführenden Dolomite sind den sie begleitenden Kalkglimmerschiefern, calcescisti, *Grüngesteine* eingelagert. Es ist denkbar, dass ein ± direkter endmagmatischer, von den damaligen basischen Schmelzflüssen ausgehender Vorgang metasomatisch Fe-oxydische Verbindungen entstehen liess, die jedoch in ihrer heutigen Form nicht das ursprüngliche, sondern mineralisch vollständig umgestellte Bild darstellen. Was besonders das Auftreten der Alkalihornblenden anbelangt, so fehlen die nötigen Anhaltspunkte, sie ohne weiteres als ursprüngliches Produkt endmagmatischer Einwirkung anzusehen. Sie erscheinen mir viel eher als eine Neubildung, hervorgerufen durch die regionalmetamorphosierenden Vorgänge; Na-haltige Lösungen werden bei der orogenetischen Durcharbeitung sehr leicht mobilisiert (Albitisierung, Glaukophanisierung). Rhodusitische Glaukophane z. B. treten auch auf in den Dolomitkalken von *Beaume* bei Oulx im Dora-Riparia-Tal, ohne dass dort nur die geringsten Erzmengen fixiert wären.

Es ist aber auch möglich, dass die Fe-Oxydfixierung selbst ihre Entstehung nicht magmatischen Prozessen verdankt; sie kann seinerzeit durch Oxydationsmetasomatose aus Oberflächenlösungen bewirkt worden sein. Die triasischen Dolomite stehen genetisch in engem Zusammenhang mit oberflächennahen, z. T. ariden Bildungen. Eine Fe-Konzentrierung als Begleitphänomen der triasischen und unmittelbar posttriasischen Sedimentation ist keineswegs undenkbar; allgemein aber wäre in solchem Falle ein etwas markanteres Auftreten von Mangan zu erwarten. Im vorigen Abschnitt (Ferrera in Schams) haben wir in der Tat ein solches Vorkommen kennen gelernt und auf die enge Verknüpfung jener Mineralisierung mit der hier in diesem Abschnitt dargestellten hingewiesen (pag. 49 und 54).

Die später folgende Metamorphose erst führte dann zur Bildung von kristallinem Fe-Oxyd in hämatitischer oder magnetitischer Form, unter gleichzeitiger Entstehung von alkalischen Fe-Verbindungen (Aegirin, Glaukophan).

Schliesslich kann auch die orogene Durchbewegung selbst zusammen mit den alkalischen Lösungen Fe aus den umliegenden Gesteinskomplexen mobilisiert und in dem Dolomit metasomatisch abgesetzt haben.

Weitere vorwiegend hämatitisch oder karbonatisch zusammengesetzte Fe-Lagerstätten, die ebenfalls an Kalke gebunden sind, sollen

hier nur anhangsweise angeführt werden. Unter Umständen stellt hier das Eisenoxyd junge sekundäre Verwitterungsbildungen karbonatischer oder sulfidischer Fe-Erze dar. Eindeutige Einreihung in die eine oder andere Zone ist dadurch nicht möglich.

Hierher gehören die von STELLA (76) vom *Colle Ogaggia*[92] (N des Antronatales) erwähnten Vorkommnisse, sowie die in der Streichrichtung der Trias am *Colle Selarioli*[93] (Antrona-Anzascatal) auftretenden Lagerstätten. Die mit Quarz und Glimmer stark durchsetzten Marmore führen Nester und Lagen von Hämatit und Pyrit.

Vom *Col Flassin*[31a], SW von St. Oyen an der Gr. St. Bernhardstrasse, führt STELLA (77) ein Sideritvorkommen in Kalken an, welche in einer Schuppenzone von karbonischen Schiefern mit mesozoischen Kalkglimmerschiefern auftreten. Als Begleiter stellen sich Blende und Bleiglanz ein.

Die Miniera *Pertüs,* am *Colle delle Porte*[78a] im Valle Po gelegen, enthält Spateisen und Hämatit und tritt in Kalk auf, der mesozoischen Kalkglimmerschiefern eingelagert ist.

Weiter S finden sich zwischen Valle Po und Val Varaita mehrerenorts, besonders aber N *Sampeyre* (Miniera dei Crosi)[78b] stark oxydierte sideritische Züge in den Glimmerschiefern vor (STELLA 77).

2. Die sulfarsenitischen Lagerstätten des Binnentals

Diese ganz eigenartig beschaffenen Mineralassoziationen sind auch in ihrem Auftreten in den Alpen bis jetzt noch Alleinerscheinungen geblieben; man kennt sie bloss aus dem Binnentaler Dolomit, wo sie sich am *Lengenbach*[90] in demselben Dolomit einstellen, der nach Westen hin die Fortsetzung zum Schmiedmattener Fe-Vorkommen bildet.

Eingehender habe ich diese Lagerstätten noch nicht studiert, so viel kann aber schon hier ausgesagt werden, dass sie die Endprodukte mehrfacher Mineralumsätze darstellen. Welche Stoffe und welche Mengenanteile als voralpin anzunehmen sind, ist schwer zu sagen, eine Stoffzufuhr neben Stoffumgruppierung während der Metamorphose steht durchaus im Bereich der Möglichkeit; wir machen mehrfach die Beobachtung, dass an tektonisch bevorzugten Stellen im Laufe der Metamorphose aszendierende Stoffe mobilisiert wurden. Diese Zone, zwischen den enggenäherten Schraubstockbacken der autochthonen Aar- und Gotthardmassive im N und dem Klotz der Ivrea-Stronazone im S gelegen, zeigt ja die intensivste Faltenlegung und Ummineralisierung, welche die westalpine Orogenzone aufweist

(Simplon-Tessiner Decken, hochkristalline Bündnerschieferzone Binnental-Bedretto-Piora-Scopi). Die Mineralisierung erfolgte in verschiedenen Phasen, begann in tektonisch tieferer Lage, setzte sich während Emporfaltung und -Hebung weiter fort und endete in der Ausscheidung hydrothermaler Lösungen auf Klüften und Hohlräumen (Kluftmineralien des Binnentals). Diese komplexen Mineralbildungsphasen sind die Ursache, dass wir hier heute eine Assoziation von annähernd 50 Mineralien vereinigt finden, von denen mehr wie 30 nur hier auftreten, und dass wir heute neben den seltenen Ag- und z. T. Tl-haltigen (Hutchinsonit) Pb- und Cu-Erzen die sonderbaren Mineralparagenesen Dolomit, Hyalophan, Adular, Turmalin, Phlogopit, Pyrit, Zinkblende, Realgar u. a. mehr vor uns haben. Alle diese Mineralien treten lagenhaft im Dolomit eingesprengt auf, mehrfach entwickeln sich aus den parallel angeordneten Mineralschnüren drusig ausgebildete Anreicherungen mit gut ausgebildeten Kristallen.

Entsprechend den soeben bekannt gewordenen Ausführungen AHLFELDS (1) über die Realgarformation kann es nun möglich sein, dass die Arsenierung entweder ein mesozoisches oberflächennahes Thermalprodukt darstellt (im Triasdolomit mit nachfolgender Metamorphose) oder aber den jüngsten apomagmatischen postorogenen Thermen zugeschrieben werden muss. Im letzteren Falle würden sie durch die zeitlich und räumlich entferntesten Derivate der Au-haltigen Pyrit-Arsenkiesgänge des Mte. Rosadistriktes bewirkt und müssten in einem Zeitpunkt gebildet worden sein, in welchem die Deckenkomplexe durch Hochwölbung und Erosionsabtrag von ihrer ursprünglichen Tiefenlage in hohe oberflächennahe Niveaux gelangten.

Die typischen Binnentaler Sulfosalze sind folgende:

Skleroklas	$As_2S_3 \cdot PbS$
Dufrenoysit	$As_2S_3 \cdot 2\,PbS$
Jordanit	$As_2S_3 \cdot 4\,PbS$
Binnit	$As_2S_3 \cdot 4\,Cu_2S$
Seligmannit	$As_2S_3 \cdot 2\,PbS \cdot Cu_2S$
Hutchinsonit	$As_2S_3 \cdot PbS \cdot As_2S_3\,(Ag, Tl)_2S$
Rathit	$2\,As_2S_3 \cdot 3\,PbS$
Liveingit	$3\,As_2S_3 \cdot 4\,PbS$
Baumhauerit	$4\,As_2S_3 \cdot 5\,PbS$

Unlängst sind diese Schwermetallsalze durch DAN GIUŞCĂ (27) einer chalkographischen Untersuchung unterworfen worden, aus welcher hervorgeht, dass die Erze eine Umwandlung nach immer As- und auch Ag-reicheren Gliedern durchmachten. Über die Binnentaler Lagerstätten sind gegenwärtig zusammenfassende Studien von H. BADER im Gange.

3. Die Kieslagerstätten der Grünschiefer

a) Allgemeiner Charakter und Natur der Grünschiefer

Für die mediane Grünschieferzone sind wohl die Kieslagerstätten als die bezeichnendsten accessorischen Mineralanreicherungen anzusehen.

Bedeutend ausgesprochener als es bei den beiden vorerwähnten Lagerstättentypen dieser Zone der Fall ist, erscheinen diese Erzlagerstätten in typisch *stratiformer* Lagerungsweise. Obgleich ja auch metamorphe Lagergänge epigenetischer Natur eine ähnliche Lagerungsform aufweisen können, deuten doch die Verbandsverhältnisse der Kieslagerstätten mit ihrer innigen Wechsellagerung von Nebengestein und Erzführung, die sicherlich nur in den wenigsten Fällen als eine tektonisch erworbene Eigenschaft gedeutet werden darf, auf gleichaltriges Entstehen mit den sie einschliessenden Grünschiefern hin. Im allgemeinen sind diese syngenetischen Kiese auch etwas mächtiger entwickelt als epigenetische Lagergänge.

Ganz allgemein stellen sich die Kiesanreicherungen erst in südlicher bezw. alpeneinwärts gelegenen Regionen des mächtigen mesozoischen Gesteinsareales ein, dort, wo im vermehrten Masse Grüngesteine, Derivate basischer Eruptiva, zum herrschenden Material werden, wo ophiolithische Bildungen, die pietre verdi, am Aufbau der Gebirge integrierenden Anteil nehmen.

Die Grüngesteine selbst treten mit den Kalkglimmerschiefern, Glanzschiefern, calcescisti, in mannigfacher Wechsellagerung auf, horizontale und vertikale Übergänge sind bezeichnende Merkmale, ebenso wie kiesreiche oder kiesfreie Horizonte kiesarme Grünschiefer ablösen.

Die Grünschiefer repräsentieren die allerverschiedensten Mineralassoziationen; neben vorwiegend amphibolreichen, welche recht verschiedene Glieder der *Amphibolreihe* aufweisen können, bei stellenweiser Vorherrschaft von Alkalihornblenden, sind es in weitem Umfange *chloritische* und *serpentinreiche* Gesteine. Die Mannigfaltigkeit in der mineralischen Zusammensetzung ist eine fast unerschöpfliche, eine gesonderte Arbeit sollte die mineralischen Verhältnisse in Beziehung zu bringen suchen mit den chemischen; gegenüber der ursprünglichen Bruttozusammensetzung ist aber zu berücksichtigen, dass stellenweise die Metamorphose bemerkenswerte Stoffverschiebungen hervorgerufen hat.

Es wird besonders schwer halten, unter den als *Prasinit* bezeichneten Typen rein magmatische von pyroklastischen Produkten zu unterscheiden. Die von diesen Gesteinen bestehenden Analysen

stimmen grossenteils mit denjenigen ophiolithischer Gesteine überein, welche aber auch schon in den älteren spätpalaeozoischen, permokarbonischen Casannaschiefern enthalten sind (vgl. Hinweis pag. 49).

Die lithologische Beschaffenheit der Casannaschieferkomplexe und der mesozoischen Kalkglimmerschieferzonen ist überhaupt eine auffällig übereinstimmende. In beiden Komplexen liegt Wechsellagerung detritisch-toniger Gesteine mit ophiolithisch beschaffenen vor. Beide Komplexe sind getrennt durch die bald quarzitisch, bald dolomitisch ausgebildete Trias. Ein durchschnittlich merklicherer Ca-Gehalt der mesozoischen Serie (calcescisti) ist vielleicht das bezeichnendste Merkmal.

Der Zusammenstellung im „Chemismus schweizerischer Gesteine" von NIGGLI, DE QUERVAIN und WINTERHALTER (51) ist zu entnehmen, dass unter den mesozoischen Ophiolithen sich fast alle Differentiationsprodukte innerhalb basischer Magmen verwirklicht finden; dies gilt auch unter Berücksichtigung der wenigen Analysen aus piemontesischen Vorkommnissen, wie sie den Arbeiten von FRANCHI, HUTTENLOCHER und DAL PIAZ zu entnehmen sind (22, 36, 15).

Das Auftreten grüner Gesteine innerhalb der Glanzschieferkomplexe, wie sie am *Mt. Cruzeaux* bei Cesana entwickelt sind, gibt uns aber doch einigen Aufschluss über ihre ursprünglich mögliche Natur.

An der Passtrasse Colle Fenestrelle-Cesana sind am Mt. Cruzeaux bei Km. 62 bis 62,5 in den Kalkglimmerschiefern in der Nähe von grösseren Serpentinvorkommen grüne, z. T. stenglig-schiefrig texturierte *Chloritschiefer* eingeschaltet.

Diese Chloritschiefer sind ganz ausserordentlich dicht und feinschuppig, poikilitisch struiert, mit etwas Quarz aufs feinste durchwachsen und stark titanitdurchsetzt. Unter den stenglig brechenden Chloritschiefern finden sich solche, deren feinstschuppige Chloritgrundmasse klastisch geformte und auch etwas anders struierte Fragmente derselben Mineralzusammensetzung enthält und die gleichzeitig garbenartig ausgebildete einschlussreiche Chloritoidporphyroblasten aufweist, welche beide Bestandteile, Grundmasse und Einschlussfragmente, unbekümmert durchsetzen. Durch Aufnahme von bis 2 cm mächtigen hellen Quarzschnüren, die linsig anschwellen können, gehen die Chloritschiefer in gebänderte Quarz-Chloritschiefer über; die Quarzschnüre zeigen ebenfalls mikrokristallines Gefüge.

Die gebänderten Chloritschiefer gehen bald allmählich, bald rasch in *rote Schiefer* über, welchen elliptisch geformte rote Horn-

steinknauer oder ähnlich geformte grün gefärbte Gesteine von mehreren cm Breite und bis 1,5—2 dm Länge zwischengeschaltet sind.

Zweifellos handelt es sich bei den grünen und roten Knauern um genetisch verschiedene und unterschiedlich zusammengesetzte Produkte:

Die einen, die *grünen,* lassen bei ✕ Nicols eben noch eine fein- bis mittelkörnige, wohl albitische Grundmasse erkennen. Diese ist von einem wirrschuppigen Gemenge eines grünen Glimmers und Chlorites völlig durchsetzt, denen sich noch mikrolithische Epidot-Zoisitkörnchen, Titanitklümpchen und öfters auch Calcit hinzugesellen. Reichlich Opazit in schwarm- und nesterförmiger Anordnung durchdringt das Ganze.

Andere grüngefärbte, elliptisch geformte Einlagerungen aus der grün und rot gefärbten Chloritschieferserie lassen in einer schwer bestimmbaren mikrokristallinen Grundmasse, aus Chlorit, Epidot-Zoisit und Titanit bestehend, deutliche leistenförmige Feldspatumrisse erkennen, wie man sie von basaltisch-diabasischen Gesteinen zu sehen gewohnt ist.

Die grüngefärbten Knauern zeigen in der Regel malachitische Ausblühungen. Ihre Form entspricht durchaus mechanisierten *Bomben;* es dürfte sich demnach um Bomben basischer Magmen handeln, entsprechend der oben angegebenen mineralischen Zusammensetzung.

Die roten Hornsteinknauern, die oft in Lagen übergehen, welche sich bald vom Chloritschiefermaterial deutlich abheben, bald sich mit diesem kontinuierlich verschmelzen, zeigen ein mikrokristallines, granoblastisches Quarzgefüge, das von einem rötlichen staubfeinen Pigment durchsetzt ist. Aus dieser rot pigmentierten Quarzgrundmasse heben sich zahlreiche helle rundlich bis elliptisch geformte Stellen heraus, die nicht pigmentiert und gröber granoblastisch gefügt sind. Die ganze Masse ist überdies durchspickt von einem stark pigmentierten Mineral, das fetzenartige Umrisse oder auch Neigung zu bündelförmiger Gestaltung aufweist. Es dürfte auch hier wieder Chloritoid vorliegen.

Die fast ausschliesslich aus Quarz bestehenden roten Knauern sind als stark rekristallisierte *Radiolarienhornsteine* anzusehen, die einzelnen pigmentfreien, gröber granoblastisch gefügten punktförmigen Stellen repräsentieren die früheren Radiolarienzentren.

Aus dem Ganzen ist ersichtlich, dass es sich hier grösstenteils um tuffogene Produkte handelt; die chloritischen, dichten und feinkristallinen Schiefer entsprechen aschenartigen Ablagerungen, wie

man solche auch aus weniger metamorphosierten Gebieten, z. B. aus dem Devon des Breuschtales (Vogesen), des Harzes u. s. w. kennt. In ihnen sind Agglomerate und Bomben basischer Ergussgesteine eingelagert. Aschentuff-, Agglomerat- und Bombenbildung wurde begleitet von Sedimentation kieselsaurer Hornsteine, welche sich aus Radiolarien bildeten. Die letzteren sind allerdings nicht mehr vorhanden, immerhin lassen die pigmentfreien, gröbergranoblastischen Stellen des roten Mn-Radiolarits, an welchen sie ausgesprochen als Keime bei der Umkristallisation wirkten, von ihrer ursprünglichen Anwesenheit verraten. Diese Erscheinungen zeigen uns, dass die Bildung roter Mn-haltiger Radiolarienhornsteine und die magmatische Ophiolithtätigkeit keineswegs immer in grosse Geosynklinaltiefe verlegt zu werden braucht, dass sie sich vielmehr recht oberflächennah entwickeln kann, worauf die ganze Anlage der pyroklastischen Produkte schliessen lässt. Übrigens deuten auch die triasischen Ablagerungen dieser Gegend mit ihren Rauhwacken und Gipsen (Beaume bei Oulx u. a.) auf Oberflächennähe.

Das Vorkommen vom Mt. Cruseaux gibt uns wenigstens einen Anhaltspunkt für die Vorstellung von der ursprünglichen Natur unseres Grünschiefermaterials. Sicherlich würden sich bei genauerer Kenntnis der Verhältnisse aus den Gebieten der Alpen noch weitere solche dankbaren Aufschlüsse ergeben; ihre Spärlichkeit ist wohl grossenteils dadurch zu erklären, dass im allgemeinen die Metamorphose einen höheren Grad erreicht, die Umkristallisation sich kräftiger vollzogen hat und ursprüngliche Strukturen vollständig verwischt worden sind.

In der Regel sind es auch *chloritreiche* Gesteine, in welchen die *Kieslagerstätten* eingebettet sind.

Die Kieslager bestehen durchweg weitaus vorwiegend aus *Pyrit,* der in wechselnden Mengen durch *Kupfermineralien* zementiert wird („kupferhaltige Pyrite"). Die Lagerstätten sind früher fast alle auf Kupfer abgebaut worden. *Chalkopyrit* ist das häufigste Cu-Mineral; in selteneren Fällen tritt an seine Stelle *Bornit. Magnetit* ist fast immer, allerdings in recht wechselnden Mengen, anwesend, weniger häufig ist *Magnetkies;* ganz selten ist *Eisenglanz* und wenn vorhanden, recht spärlich. Öfters stellt man *Zinkblende,* doch stets nur in geringen Mengen fest. Ohne Ausnahme begleiten die Erze eine Reihe *silikatischer Mineralien* neben freiem *Quarz* und *Karbonat,* wodurch häufig eine durchaus skarnähnliche Mineralassoziation entsteht.

b) Kurze Angaben über die wichtigsten Einzelvorkommen

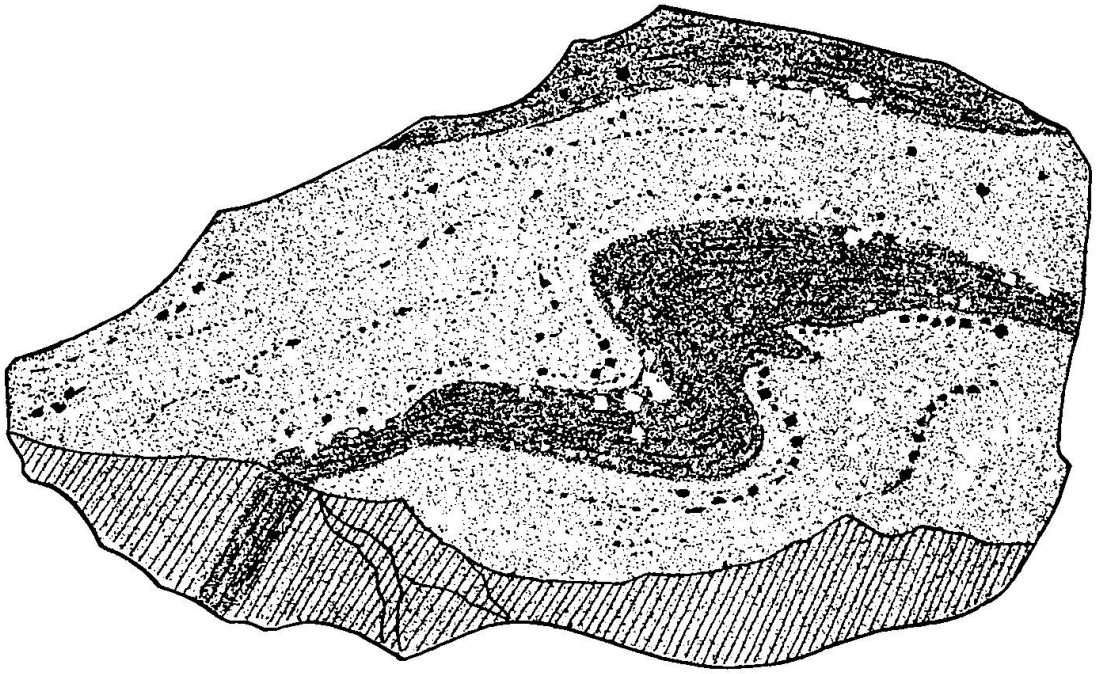
Die östlichst gelegene Lagerstätte befindet sich im oberen Sesiatal bei *Alagna*[94], wo zwischen dem Altkristallin der Dt. Blanchewurzelzone (Sesiazone) und der Monte Rosa-Decke ein schmaler Saum von Mesozoikum mit starkem Südfallen eingeklemmt ist, der sich nach Westen hin immer mehr erweitert. Das Mesozoikum ist hier als *Albit-Chloritschiefer* entwickelt, häufig stark geschiefert und talkig beschaffen; normal besteht es aus rundlichen, granoblastischen Albiten, die in einer wirrfasrig bis radialstrahlig beschaffenen Pennin-Grundmasse mit etwas Calcit und Epidot eingestreut liegen. Vier mehr oder weniger kompakte Kiesbänke von je ca. 1 m Mächtigkeit sind diesen Schiefern vollkommen konkordant eingeschaltet. Das Erz besteht entweder aus Lagen scheinbar reinen Pyrites, die kleine enggedrängte Pyritwürfel in einem feinkristallinen Quarzzement enthalten; der Quarz zeigt deutliche Wachstumreaktionen zwischen den Pyritporphyroblasten.

In dem Quarzpyritgemenge sind wenige, kleine Zinkblendekörnchen eingestreut. Neben diesen rein pyritisch aussehenden Bänken trifft man auch solche an, die stark silikatisch durchmischt sind und die dann auch in grösseren Mengen Magnetitidioblasten und mit Quarz innig verwachsenen Pyrrhotin enthalten. Solche Gesteine weisen einen dunkler gefärbten Pennin auf, z. T. auch etwas lepidomelanartigen Glimmer, der insbesondere in schmalen Lamellen oft palmwedelartig die Quarze aufs dichteste durchzieht. Quarz, Pyrrhotin, Pennin und Karbonat sind innig miteinander verwachsen. Albit fehlt in solchen Ausbildungen fast ganz.

Ähnlich sind die Verhältnisse bei der Lagerstätte von *Ollomont*[115], auf welche schon hingewiesen wurde (36); diese gehört wohl zu den grössten und besteht eigentlich aus drei verschiedenen, mit den dortigen NE—SW streichenden Chloritschiefern parallel verlaufenden Lagern. Eines dieser Lager setzt sich allein aus fünf Parallelhorizonten zusammen, jeder ca. 1 m mächtig und jedesmal durch 0,5—2 m mächtige Grünschiefer getrennt. Die Lager stehen augenblicklich unter Wasser. Die frühere Mitteilung (36) ergänzend, mögen die kiesführenden Chloritschiefer bei *Rey*[115] westlich Ollomont erwähnt werden, die ausser Chlorit, Quarz und Karbonat bis 3 cm gross werdende Albitporphyroblasten und reichlich Titanit enthalten; die Albite sind völlig wasserklar, schwach verzwillingt und in geringem Masse von Pyritidioblasten und grosstafligem Sericit durchwachsen. Auch reine Quarz-Pyritlagen, granoblastisch gefügt, mit geringen Zinkblendemengen treten in diesen Schiefern auf.

Von den anderen Vorkommnissen *Frissonia* [116], *Champ de Praz* [101], *S. Marcel* [110], *Chialamberto* [120] ist vorderhand nichts weiter zu erwähnen, es sei diesbezüglich an die frühere Notiz (36) erinnert.

Erwähnenswert ist die von mir 1931 besuchte, in ca. 2800 m Höhe gelegene Lagerstätte *dei Beth* [127], diese befindet sich zwischen Pta. del Beth und Bric Ghinivert in der Nähe des Übergangs vom Chisonetal nach dem Germanascatal in den südlichen cottischen Alpen und ist schon 1900 von NOVARESE (52) kurz beschrieben worden.



Figur 1. Handstück in $^2/_3$ nat. Grösse von der Kieslagerstätte Punta del Beth.

Gefältelte Wechsellagerung von pyritreichen Schichten (hell gespritzt) mit magnetitreichen (dunkel gespritzt). Die magnetitreichen führen viel Stilpnomelan (schwarze Striche), wenig Pyrit, welcher meist gut idioblastisch ist (weiss). Die Schwefelkiesbänke sind stilpnomelanfrei, führen aber stets feinkörnigen Magnetit und ausserdem Züge mit grössern idioblastischen Magneteisenkristallen (schwarz).

Ergänzend sei darüber folgendes mitgeteilt: Den weit ausgedehnten Kalkglimmerschieferarealen des oberen Chisonetales sind allenthalben verschiedenartige Grünschiefer eingelagert.

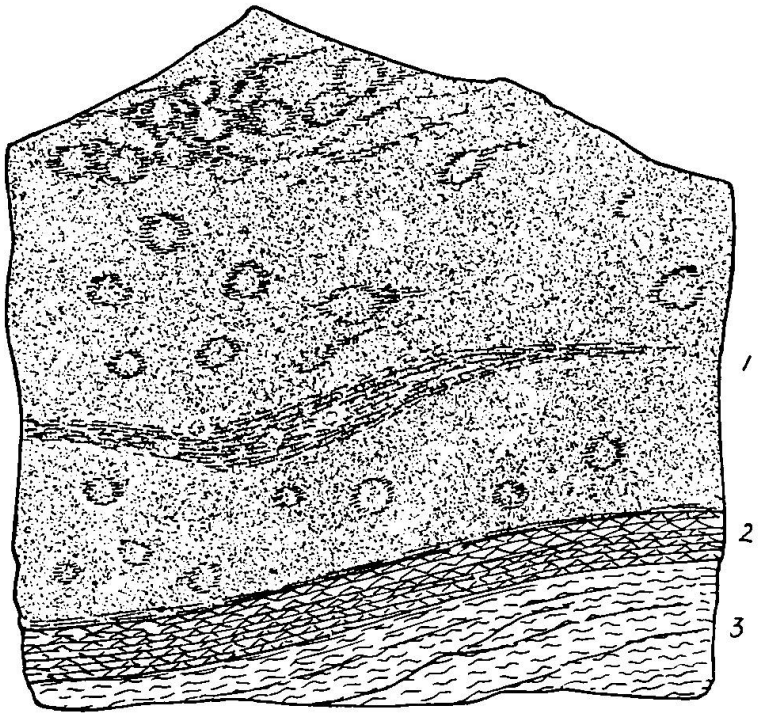
Am Südhang der Pta. del Beth steht in der Nähe des oben erwähnten Überganges ein *prasinitisch aussehendes* Gestein an, in welchem *magnetitreiches Kies* gewonnen worden ist. Dieses Gestein hat mit den Kalkglimmerschiefern den hohen Karbonatgehalt und die Chloritzüge gemeinsam. Die Chloritzüge dagegen sind reich magnetitbeladen und durch die ganze Gesteinsmasse ziehen abbildungsartig, unbekümmert um die Korngrenzen der Karbonate,

Züge und Schwärme von kleinkörnigem, fetzig ausgebildetem *Aegirin;* vereinzelte schwach glaukophanisch ausgebildete Hornblenden vervollständigen den Mineralbestand dieses prasinitischen *chloritischen Kalkaegirinschiefers.*

Am Gipfelgrat der Pta. del Beth stehen in Wechsellagerung mit den vorerwähnten Gesteinstypen typische Prasinite an, gekennzeichnet durch reiche Albitgrundmasse mit Penninzügen und Calcitfetzen; viel Epidot, Titanit und eine schlecht kristallographisch ausgebildete Hornblende von glaukophanischer Natur sind weitere wichtige Gemengteile. Weiter finden sich in nächster Umgebung der Lagerstätten *Glaukophan-Prasinite* mit Rhodusit-Glaukophan als Hauptgemengteil; Albit, Calcit, Chlorit und Magnetit sind weitere wichtige Bestandteile, Titanit und Muskovit Accessorien; die Struktur des Gesteins ist typisch poikiloblastisch. Diese Gesteine erscheinen im Gelände in fleckiger Ausbildung und linsiger Textur, sie dürften vielleicht tuffogenes Material basischer Magmen darstellen. Auf Stresszonen und Querklüften hat sich besonders der Glaukophan noch weiter konzentriert und bildet reine dichtfasrige Glaukophanfelse von völlig dunkelvioletter Farbe. Diese sind stark hämatitdurchsetzt. In den massigen Prasiniten sind überdies sekundäre Umlagerungen auf Querklüften mit Calcit und Quarz sehr zahlreich. Die gestressten Glaukophanfelse sind durchzogen von Aegirin und Chlorit. Aegirin und Glaukophan dokumentieren sich mithin als sehr leicht bewegliche Stoffe. Ganz vereinzelt zwischen Chlorit eingebettete Körner mit intensiver fleckiger Gelbfärbung, einer Doppelbrechung von ca. 0,04 und kleinem Achsenwinkel dürften vorderhand als Piemontit anzusehen sein; indessen kann erst weiteres Material eine genaue Bestimmung liefern.

Derartig beschaffen sind die Nebengesteine der hier schichtmässig auftretenden Kiese. In der Nähe des Überganges vom Chisone- nach dem Germanascatal sieht man schon von weitem in den steilen Südhängen der Pta. del Beth die rostigfarbenen Anwitterungsprodukte der Erze in mehrfacher Wechsellagerung hervorleuchten; Streichen und Fallen der Schichten sind nicht ganz einheitlich; im allgemeinen stellt man ein N—S verlaufendes Streichen bei mässigem Einfallen nach W bis WNW fest. Das Erz ist auch hier wieder wie üblich durch wechselnde Kupferkiesmengen zementierter Pyrit. Wie schon erwähnt, stellen sich aber hier neben den Pyrit-Kupferkiesbänken auch magnetitreiche ein, die miteinander wechsellagern und auch gut gefältelt sein können. Die vorwiegend magnetitisch zusammengesetzten führen viel Stilpnomelan. Der Cha-

rakter dieser Verhältnisse wird durch Textfigur 1 dargestellt. In unmittelbarer Umgebung der Erzlager ist das Nebengestein häufig etwas aegirin- oder glaukophanreicher. Hinsichtlich der Verbandsverhältnisse zwischen Erz und Nebengestein sind zwei Ausbildungsarten möglich:



Figur 2. Handstück in $^2/_3$ nat. Grösse von der Kieslagerstätte Ghinivert.

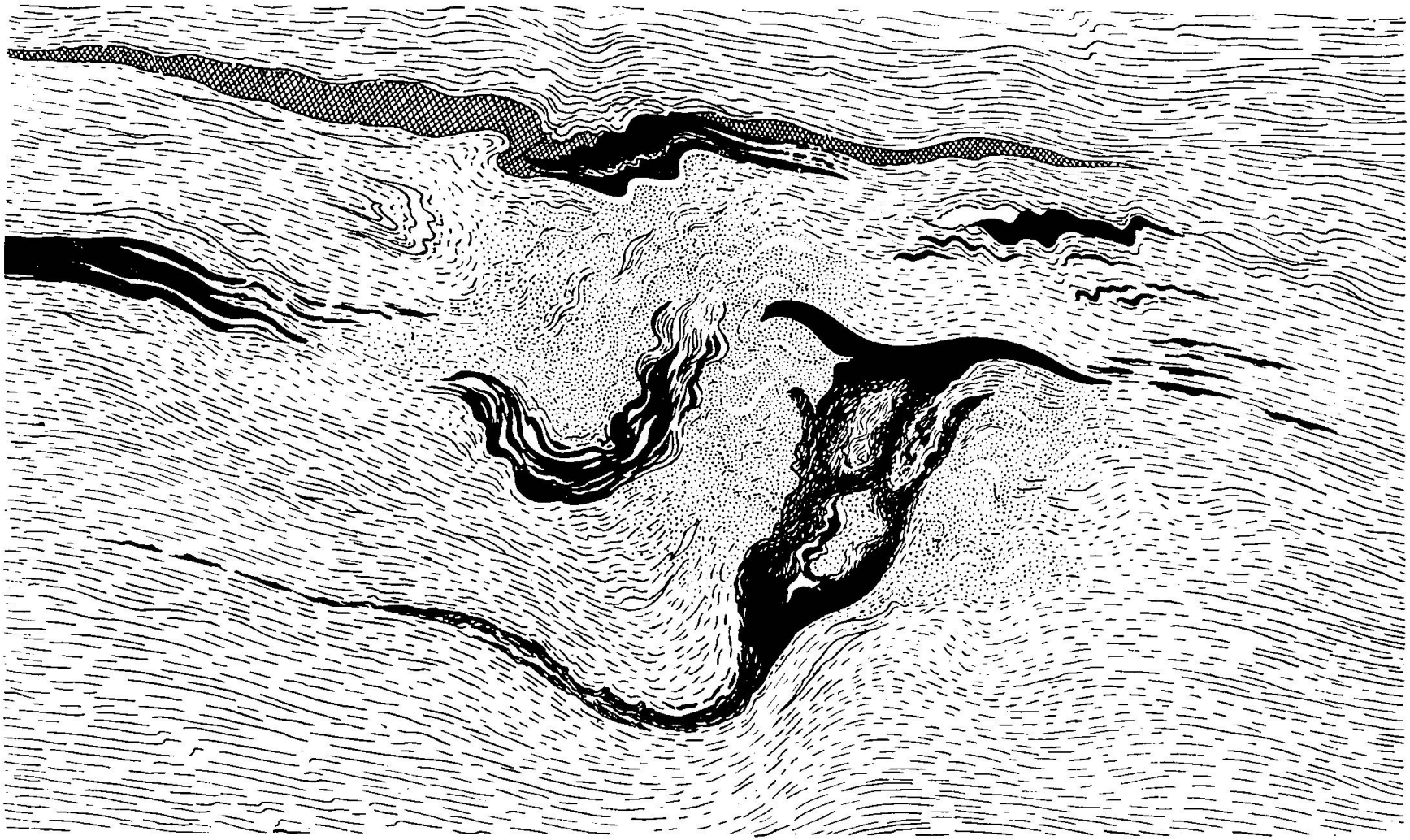
1. (gespritzt) = Schwefelkiesschicht, aufs feinste mit Quarz durchsetzt. Einzelne grössere Pyritporphyroblasten heben sich aus der Gesamtmasse hervor, umgeben von Quarz (weiss) oder von Stilpnomelan (schwarze Striche). Ausserdem Anreicherung des Stilpnomelans in Schichten.
2. Karbonatischer Quarz-Sericitschiefer.
3. Chloritischer Sericitschiefer.

Am Südhang der Pta. del Beth sind die Erze ausschliesslich in *schichtmässigem* Verbande mit den prasinitisch aussehenden Schiefern, gegen letztere durch sericitisch-glimmerreiche und stark schiefrige, also tektonisierte Ausbildungen abgegrenzt; auch im Karboden nördlich des Bric Ghinivert, wo die hauptsächlichsten Erzlager dieses Vorkommens ausstreichen, ist diese Lagerungsform die herrschende. Das zeigen auch die Textfiguren 1 und 2. Es sind hauptsächlich zwei Bänke, die eine mit mehr als 2 m, die andere mit ungefähr $\frac{1}{2}$ m Mächtigkeit, die sich aber nach Auskeilen der zwischengelagerten Schiefer zu einer einzigen vereinen. Die schichtmässige Ausdehnung des Erzes ist mehrere hundert Meter weit sowohl im Ausgehenden als auch in einem unregelmässig angelegten Stollennetz zu verfolgen.

Neben der schichtmässigen Lagerung stellt sich aber noch eine solche ein, die das Erz *nesterartig* und unregelmässig im Nebengestein verteilt enthält, wobei letzteres nicht schiefrig glimmerreich, sondern *dicht, quarzreich* und *hornfelsartig* ausgebildet ist. Siehe Textfigur 3. Eine ähnliche Beziehung zwischen Erz und Nebengestein lässt sich auch in den ostseitigen Kiesvorkommen im Tal von S. Marcel (Aosta) und besonders in den Mn-Vorkommen von Praborna dieses Tales beobachten. Es unterliegt keinem Zweifel, dass die letztgenannte Erscheinungsform der Erze das Produkt einer sehr weitgehenden Metamorphose darstellt, wobei sich Erz und Nebengestein in hohem Masse stofflich durchdrungen haben.

Es handelt sich hier aber nicht nur allein um einen Stoffumsatz an den Grenzflächen von Schichterz und Nebengestein zwischen schon vorhandenen Stoffen, sondern um eine sehr innige Mischung und Diffusion der Stoffe, die, wie sich auch schon in anderen Fällen ergeben hat (pag. 55 u. 56) und wie wir sie noch weiter antreffen werden (pag. 80), wohl dadurch zu erklären ist, daß aufsteigende hydrothermale Lösungen die Umsatzfähigkeit erleichterten. Diese förderten ausserdem vor allem Kieselsäure und hatten eine intensive Verquarzung und Verhornfelsung unter teilweiser Zerstörung der früheren schichtigen Ausbildung zur Folge. Ihr Wirkungsbereich ist ganz an das Ende der mechanischen Durcharbeitung zu stellen, ihre Produkte sind von keiner einseitig gerichteten Bewegungsphase mehr überholt worden (vergl. Zeichnungen). Die Erze, ob im schichtigen Zusammenhang geblieben oder in hornfelsartig umgewandeltem Nebengestein knauer- und nesterartig aufgelöst und verteilt, sind in beiden Fällen umgelagert worden:

Sie erscheinen entweder ganz dicht, fast rein aus Erz zusammengesetzt, bestehen dann aus kleinen Pyritwürfelchen mit gelegentlich grösseren, rundlichen Pyritporphyroblasten und sind mit wechselnd reichen Chalkopyritmengen verzementiert. Zunehmende Kupferkiesmenge hat gesteigerte Abrundung der Pyrite zur Folge (Rekristallisationszementation. (Vergl. Bild 12.) Es kann aber auch ein inniges Gemisch von Pyrit mit Gangart auftreten. In letzterem Fall stellt sich am häufigsten mikro- bis mesokristalliner Quarz ein, dem sich grösser entwickelte, rundlich umgrenzte Albite und wechselnde Mengen von Muskovit hinzugesellen; dabei sind die Pyrite ausgesprochen idiomorph, nicht ankorrodiert (vergl. Bild 11). Grössere Mengen fein verteilten Titanites und geringe Apatitkörnchen sind weitere Bestandteile. Häufig sind Lepidomelan und Pyrrhotin charakteristische Begleiter, der Lepidomelan mit intensiv dunkler Fär-



Figur 3. Übergang von prasinitischen Kalkglimmerschiefern mit Erzlagern in hornfelsartigen Knauern (Ghinivert).

Gestrichelt = schiefriges Nebengestein; punktiert = hornfelsig; schwarz = pyritreich, wenn lagenhaft (links oben) vom Charakter wie in Figur 2 dargestellt, in der Mitte durch Aufnahme von viel Quarz sich mit den Hornfelsen vermischend; weiss = Quarzlagen; gekreuzt schraffiert = Karbonatische Lage.

Massstab: |————| 20 cm.

bung, helizitisch die granoblastischen Quarze in parallelen Zügen durchsetzend oder wirrfasrig im Pflasterquarz verteilt. Mit der Anwesenheit von Lepidomelan sind immer Mitauftreten von grösseren Magnetitmengen verbunden. Karbonatische Gangart, Braunspat oder Siderit ist in diesem Fall auch zugegen.

Die Lagerstätte von *Saint Véran*[129], im Gebiet der Durance (Hautes Alpes) gelegen, ist von WEGMANN (82) eingehend dargestellt worden. Dieses Bornitvorkommen zwischen Ophiolit und Glanzschiefer stellt nach WEGMANN eine epigenetische Ganglagerstätte dar, deren Inhalt der Zufuhr von endmagmatischen eisen- und kupferreichen, sulfidischen und silikatischen Lösungen zu verdanken ist. Diese Lösungen führten zu einer weitgehenden Silikatmetasomatose unter Bildung einer Reihe von Mineralien der Glaukophanreihe, sowohl innerhalb des Ganges als auch ausserhalb davon im Nebengestein. WEGMANN stellt eine reiche zeitliche Folge der Ereignisse auf, in welcher sich magmatische Tätigkeit, Gebirgsbildung und Erzintrusion ablösten. Leider kenne ich diese Lagerstätte nicht persönlich, mineralinhaltlich weicht sie jedoch nur wenig (durch das Vorwiegen des Cu) von den vielen anderen, völlig analogen Kieslagerstätten der Westalpen ab. Es ist wohl möglich, dass hier eine wahre Ganglagerstätte vorliegt. Ich möchte aber doch einige Zweifel hegen, ob in diesen durch die Orogenese so leicht physikalisch und chemisch beeinflussbaren Elementen, wie sie die erzführenden Glanzschiefer und Ophiolithe darstellen, die Gangnatur erhalten bleibt. Ferner erscheint mir eine *primäre* Gangphasenfolge und dann noch eine so vielgliedrige, wie sie WEGMANN annimmt, in diesem der Metamorphose so unterworfenen Milieu kaum rekonstruierbar. Des weiteren möchte ich die Ansicht WEGMANNS keineswegs unterstützen, nach welcher sich die alpinen Ophiolithmassen gegenüber den kaledonischen von Skandinavien durch Sulfidmangel unterschiedlich charakterisieren. Neben den von WEGMANN erwähnten Fe-Anreicherungen oxydischer Natur spielen im Bereiche der Ophiolithe die *Kieslagerstätten* die ungleich wichtigere Rolle und lassen sich in Anbetracht des Umstandes, dass die an der Oberfläche aufgeschlossene Ophiolithzone der Westalpen nur den sechsten Teil der skandinavischen Kaledoniden ausmacht, mit den nordischen sehr wohl vergleichen. Die oben erwähnte Anschauung WEGMANNS verknüpft zugleich damit die Entstehung der Glaukophane, wonach der S-Mangel das Fe in die Silikatphase zwang. Nach allen unseren bisherigen Erfahrungen dürfte Glaukophan weniger ein Produkt der bei der Vererzung sich geltend machenden Silikatmetasomatose als vielmehr ein solches der alpinen

Metamorphose sein, entstanden mit den übrigen Mineralien der mit den Erzen verassozierten Gesteine (Granat, Titanit, Epidot, Zoisit, Aegirin, Rutil, Albit u. a.). Dies wird ja selbst auch von WEGMANN für einen Teil der alpinen Glaukophanite und Eklogite angenommen. Ich möchte aber keineswegs eine gewisse Alkalianreicherung durch endmagmatische Prozesse der ophiolithischen Magmentätigkeit verneinen, sie kann sich tatsächlich eingestellt haben — in welcher Form, ist ungewiss. Aber erst im Laufe der alpinen Metamorphose entwickelte sich die Glaukophanisierung und zwar offenbar bei genügender Fe- und Al-Anwesenheit, bei nicht zureichender Fe-Menge kam es nur zur Bildung von albitreichen Mineralparagenesen. Die alpine Umformung kann sich metasomatisch und in verschiedenen Phasen abgespielt haben, wie wir noch aus andern Beispielen (pag. 80 u. f.) ersehen werden. Ihre Phasenfolge hat WEGMANN zur Aufstellung der erwähnten Gangbildungsphasen veranlasst.

Was allgemein die Genesis der Kieslagerstätten anbelangt, so sei auf die früheren Ausführungen (36) hingewiesen, nach welchen syngenetische Bildungen vorliegen, die mit submarinen Exhalationen ophiolithischer Magmen in Zusammenhang stehen. Inzwischen hat sich auch STELLA (78) über ihre Natur in ähnlicher Weise ausgesprochen und auf die von uns schon früher betonte Umformung hingewiesen.

Stärkere Cu-Anreicherungen als in den meist als Cu-Lieferanten geltenden Kieslagerstätten stellen sich in eigentlichen *Cu-Lagergängen* von epigenetischer Natur ein. Diejenige auf *Alpe l'Allée* [96], S Zinal, z. B. besteht aus Kupferkies, viel Quarz und wenig Kalkspat. Der zwischen 0.2 und 0.6 m mächtige Lagergang hat vollkommen atektonischen Charakter. Der während der Orogenese mobilisierte Cu-Gehalt der Prasinite ist nach eingetretener Ruhe mit hydrothermalen Lösungen auf Schichtklüften abgesetzt worden. Es kann auch Mobilisierung anderer Elemente wie Ni, Co, Fe und Cr durch hydrothermale Lösungen während der Orogenese in Betracht kommen, die z. T. zu paratektonischen Lagerstätten führen und die Stoffe bis in benachbarte Zonen verfrachten kann (vergl. pag. 60). Innerhalb der Grünschiefer finden sich im Gebiet um Susa quarzig-karbonatische Cu-Ni-Gänge vor (vergl. pag. 88).

4. Die Manganlagerstätte des Val di S. Marcel

a) Allgemeines

Obwohl mir zur Zeit in der medianen Grünschieferzone keine anderen Mn-Lagerstätten bekannt sind, die mit dem Vorkommen vom

Val di S. Marcel[111] (Alpe Praborna) innerlich und äusserlich Analogien aufwiesen, so möchte ich doch gerade diese Lagerstätte als eine charakteristische Begleiterscheinung dieser Zone hinstellen. Auf jeden Fall sind aus dieser Zone mehrfach oxydische und silikatische Mn-Mineralien gemeldet, ohne dass es sich allerdings um abbaubare Mn-Konzentrationen handelte.

ROCCATI (68) erwähnt aus der Gegend von Viù[111a], Ala[111b] und Cerès Mn-Mineralien, welche Gegend gerade als alpines Grünschiefergebiet (mesozoisch-ophiolithisch) mineralisch sehr bekannt ist. Auch am Ausgang des Lanzotales begegnet man Mn-Verbindungen in Abhängigkeit von serpentinösen Gesteinen; diese gehören wahrscheinlich nur petrographisch, nicht auch noch geotektonisch hierher, wie denn überhaupt die tektonische Zugehörigkeit der mächtigen basischen Gesteinskomplexe zwischen Canavese und Dora di Riparia noch nicht geklärt ist*). Räumlich und genetisch stehen wohl die spärlichen Vorkommen von La Fontanella aufs engste mit dem 3 km weiter nördlich gelegenen Lager von Praborna im Zusammenhang. Über die Lagerstätte und ihre Mineralien ist in einem kleinen Aufsatz von PRIEHAEUSSER (60) berichtet worden; der Aufsatz lässt leider nicht erkennen, dass sich die Mn-Mineralien unter denselben lithologischen Verhältnissen einstellen wie die Kiesvorkommen, die in unmittelbarer Nähe liegen und die z. T., allerdings nur in schwacher Entwicklung, auf Alp Praborna mit den manganführenden Komplexen wechsellagern.

b) Äussere Beschaffenheit und Situation

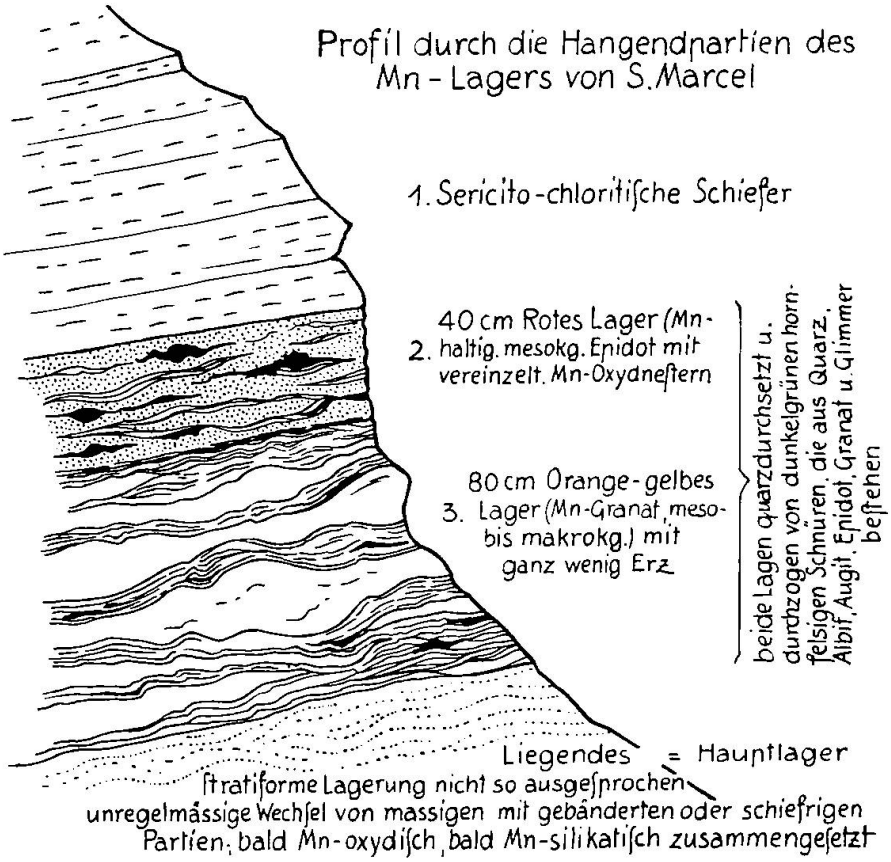
Die Manganerze von Praborna treten linsenartig in den chlorit- und hornblendereichen Schiefern (Prasinite) des Val di S. Marcel auf, welche von Kalkglimmerschiefern und Serpentinen begleitet sind. Innerhalb der manganhaltigen Linse selbst stellt sich mehrfach wieder Wechsellagerung von erzarmen oder -reichen Lagern mit erzfreien ein.

Die grösste Mn-Anreicherung findet man ca. 300 m südlich der Hütten von Praborna auf der steilwandigen westlichen Talseite. Das Lager ist mit seiner ganzen Mächtigkeit (0,4—4 m) stellenweise ganz abgebaut und gegen das Hangende (schiefrige, sericitische Prasinite) scharf abgegrenzt (vergl. Textfigur 4). Die wohlgebänderten, gut stratiform entwickelten und in ruhige Faltenwellen gelegten Lager-

*) Nach den Angaben ROCCATIS (68) treten im Lanzogebiet die Mn-Mineralien vielfach gangartig auf. Offenbar liegen etwas andere Verhältnisse vor, da Praborna völlig stratiforme Lagerung hat. Auf jeden Fall aber ist die Verbindung von Mn mit Grünschiefer oder Serpentin sehr ausgesprochen.

teile im Hangenden werden im Liegenden durch einen Komplex mit völlig unregelmässig verteilten kleineren Linsen, Lagen, Nestern und Knauern von erzführenden und erzfreien Gesteinstypen abgelöst.

Die letzterwähnte Entwicklung im Liegenden ist charakteristisch für den Hauptteil des Lagers und weist damit grosse Analogie mit dem Kiesvorkommen von Pta. del Beth und Bric Ghinivert auf (vergl. Textfigur 5).



Figur 4.

Das Lager wird von dichten, kompakten und gefleckt aussehenden Prasiniten unterlagert unter Einschaltung von mehr geschieferten in der eigentlichen Grenzzone.

c) Innere Beschaffenheit, mineralische Zusammensetzung

In den beiden verschieden ausgebildeten Lagerteilen ist kein nennenswerter Mineralisierungsunterschied festzustellen; in den oberen besser stratiform entwickelten sind die zwischen die rötlich und orange gefärbten Mn - Silikat - Lagen eingestreuten Mn - Oxydschnüre und Linsen im allgemeinen nur dünn, während in den darunter liegenden unruhig beschaffenen Teilen oft das Mn-Oxyd sich

bis zu m-mächtigen Knauern und Nestern anreichern kann; die letztere Entwicklungsart ist immer sehr reichlich von Quarz begleitet, der aber auch den hangenden Lagerpartien nicht völlig fehlt.

In der Mineralisierung fallen sofort zwei Punkte auf:

1. Die beträchtliche Quarzführung und
2. Das reiche Auftreten von Mn-Epidot, Piemontit.

Mangansilikate sind am Aufbau der Lagerstätte unvergleichlich reicher vertreten als Mn-oxydisches Erz. PRIEHAEUSSER erwähnt, dass neben anderen besonders Rhodonit häufig sei. Auch COLOMBA (12) berichtet über Rhodonit; vieles, was aber makroskopisch hellrot, dicht und rhodonitisch aussieht, ist mikroskopisch ein feines Körnergemenge von $\pm$ von manganhaltigen Epidoten. Es existieren alle Übergänge von manganfreien Epidoten zu eigentlichen Piemontiten; die manganärmeren Glieder sind zonar gebaut mit Anreicherung des pigmentierenden Mangangehaltes in den äusseren Kristallzonen. Die grossen, kräftig rotbraun gefärbten Piemontite sind nur da zu finden, wo gleichzeitig sie begleitende Quarzknauern auf *spätere Umkristallisationen* und letzte Umsetzungen schliessen lassen. Wir begegnen hier ähnlichen Umsetzungserscheinungen wie in den Kiesvorkommen von S. Marcel und von Ghinivert, worauf schon im Zusammenhang mit der Art des Auftretens hingewiesen wurde. Diesen deutlich als letzte und allerletzte erkennbaren, aus Umsatz unter Quarzzufuhr hervorgegangenen Stoffabsätze sind aber eine Reihe von Bildungen hinzuzufügen, welche erst durch die mikroskopische Untersuchung wahrgenommen werden können und welche uns zeigen, dass die heutige Mineralisation ein Abbild einer Reihe von einander sich ablösenden und auf einander einwirkenden chemischen Vorgängen während der Orogenese darstellt.

Neben *Epidot*mineralien mit wechselndem Mangangehalt, *Quarz* und *Braunit* sind *Granate, Pyroxene, Glimmer, Karbonate* und *Strahlsteinhornblenden* die wichtigsten Mineralien der Lagerstätte. Nächst zahlreich sind *Apatit, Titanit* und *Rutil*. In quarz-, epidot- und glimmerreichen Gesteinen herrscht meist Lagentextur vor mit ausgesprochener Kristallisationsschieferung und granoblastischem Gefüge. Daneben findet man auch dichte, hornfelsartig beschaffene Bänke. Hornfelsartig sind die meisten pyroxenführenden Varietäten und die oben erwähnten nester- und knauerartig auftretenden Komplexe (vergl. Bild 7). Der Hornfelscharakter rührt von einer intensiven Silifizierung her, welche sich mikroskopisch hauptsächlich in folgender Weise bemerkbar macht.

1. Granat ist siebartig mit Quarz durchsetzt, wobei Quarz den Granat bis auf letzte Spuren verdrängen kann, welche wie ein Maschennetz die granoblastischen Quarze verbinden. Gelegentlich ist aus inniger Verwachsung von Epidot mit Granat ersichtlich, dass Granat durch Epidot verdrängt worden ist (vergl. auch Bild 9).

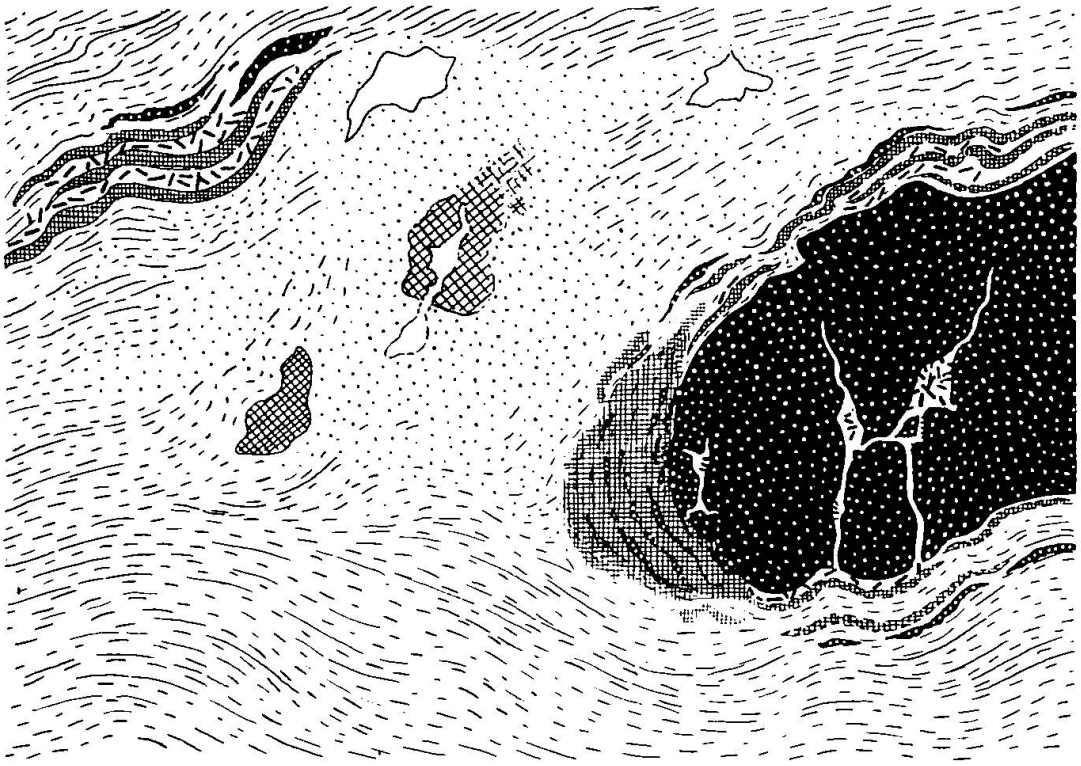


Fig. 5. Übergang von epidoto-chloritischen Schiefern in Gestein mit Hornfelscharakter. Mn-Lager Praborna, Val di S. Marcel.

Gestrichelt = schiefriges Gestein; punktiert = quarzreich, hornfelsig; gekreuzt schraffiert = piemontitreich, hornfelsig; schwarz mit weissen Punkten = Piemontit-Epidot-Violan-Braunitfels; diagonal gekreuzt und schraffiert = rötlicher Mn-haltiger Epidotfels; weiss in Lagen, Linsen und Nestern = Quarz; weiss mit schwarzen Stengeln = Quarz mit grossen Piemontitkristallen.

Masstab: |——————————| 40 cm

2. Die Pyroxene, die weniger häufig Rhodonit als vielfach *Violan* oder manganführende Mischungsglieder zwischen Jadeit und Akmit darstellen, zeigen immer vom Rande her beginnende Auflösungserscheinungen, meist in Form eines Zerfalls in kleinste Körnchen, die eng mit einander verfilzt sind; man hat grosse Mühe, diese mikrolithenhaften Gebilde in ihrer wahren Natur zu erkennen, da sie meist ausserordentlich an das Körnergemengsel von Saussurit erinnern. Es liess sich aber einwandfrei beim Violan feststellen, dass mit dieser randlich einsetzenden mechanischen Auflösung, die oft

bis zur völligen Verdrängung des ursprünglichen Pyroxen führen kann, auch eine *chemische Veränderung* einhergeht. Diese wird uns umso verständlicher, wenn wir die von PENFIELD (57) stammende Analyse des Violans von Praborna zu Hilfe nehmen. Diese, von mikroskopisch geprüftem reinem Material stammend, ergibt für den Violan nachstehende Zusammensetzung:

Diopsid	$MgCa(SiO_4 \cdot SiO_2)$	= 90,8 %
Jadeit	$NaAl(SiO_4 \cdot SiO_2)$	= 4,1 %
Akmit	$NaFe(SiO_4 \cdot SiO_2)$	= 2,4 %
	$NaMn(SiO_4 \cdot SiO_2)$	= 2,7 %

Die chemische Veränderung besteht darin, dass das Jadeit-Molekül des Violans durch Aufnahme von SiO_2 zu Albit verwandelt wird, entsprechend der Reaktionsgleichung:

$$\underset{\text{Jadeit}}{NaAl(SiO_4 \cdot SiO_2)} + SiO_2 = \underset{\text{Albit}}{NaAl(SiO_4 \cdot SiO_2 \cdot SiO_2)}.$$

Tatsächlich lässt sich bis auf ganz wenige Ausnahmen, die hauptsächlich auf eigentliche Violan-Alurgitfelse beschränkt bleiben, feststellen, dass die mechanische Auflösung des Violans mit einer Durchdringung *albitischer* Substanz begleitet ist. Albit füllt die Interstizien zwischen den kleinen Pyroxenkörnchen aus und umgibt mit einem kaum wahrnehmbaren feinen Saum die ganze Pyroxenmasse (vergl. Bild 9). Bei den übrigen Pyroxenen, welche akmit- und jadeitreiche Mischungen enthalten, lassen sich ähnliche Beobachtungen machen; häufig ist die ursprüngliche Pyroxensubstanz nur mehr in den Umrissen erkenntlich, innerhalb welchen ein äusserst inniges Mikrolithengemisch von Albit, Pyroxen und Erz vorhanden ist. Diese, wie Opazit aussehenden Erze, sind entweder Eisenglanz oder Braunit. Oft gesellen sich noch feine Strahlsteinnädelchen hinzu, wohl die bereits begonnene Umsetzung in ein neues Stadium der Metamorphose darstellend, welche als Endprodukt Albit + Strahlstein + Erzpartikelchen liefert *).

3. Weitere Verdrängungen durch kieselsäurereichere Verbindungen liegen vor in der Umwandlung von Mn-haltigem lepidolithartigem Glimmer (Alurgit nach BREITHAUPT) zu Albit.

---

*) Auch COLOMBA (12) erwähnt das enge Zusammenauftreten von Albit, Quarz und Rhodonit; er macht auch auf Umlagerungserscheinungen aufmerksam, die aber nicht erkennen lassen, ob Rhodonit auf Kosten von Braunit oder umgekehrt entstanden ist.

Mikroskopisch äussert sich diese Umwandlung zunächst in einer äusserst schmalrandigen Umgürtung des hellroten Glimmers durch Albitsubstanz; weitere Stadien beherbergen feinste reliktische Glimmerschüppchen im Albit, der buchtig und zackig in den Glimmer hineinwächst (vergl. Bild 7 und 8). In der Mehrzahl der Fälle beobachtet man dabei das Auftreten einer Übergangsbildung in Form von durch kein Mn gefärbten braungelben Biotit- oder Phlogopitschüppchen. Häufig findet man auch den veränderten Alurgit opazitisch und sericitisch umrandet; Endprodukt ist vielfach ein völlig klarer Albit, der nur mehr die Umrisse des ursprünglichen Glimmers erkennen lässt und sich zwischen granoblastisch gefügten Quarzen ausserordentlich gut abhebt (vergl. Bild 8).

Die sich hier einstellenden chemischen Reaktionen sind nicht so übersichtlich wie bei den Pyroxenen. Die von PENFIELD (57) angegebene Alurgit-Analyse entspricht einem sehr kieselsäurereichen Glimmer (SiO_2 = 53,22 %). Der relativ hohe K_2O-Gehalt (11,2 %) macht sich bei der Umwandlung in Form von sericitischem Glimmer geltend. Der Na-Gehalt dagegen ist sehr gering, 0,34 %. Er muss zur Albitbildung bei der Kieselsäurezufuhr noch ergänzt werden. Die albitisierten Glimmer finden sich nur in ganz quarzreichen Gesteinen.

Sofern nicht reine Endprodukte oder Umkristallisationen vorliegen, wie z. B. in den vollständig umkristallisierten, mit Quarz vergesellschafteten, grobkristallinen Piemontiten, hat man hier Mühe, für analytische Zwecke geeignete Mineralien zu erhalten, da sie fast alle infolge der metasomatosenartig entwickelten Metamorphose äusserst innig miteinander verwachsen sind. Dies gilt ausser für die pyroxenischen noch besonders für die Mineralien der Granatgruppen, von denen zweifellos verschiedene Glieder vorhanden sind. Sie sind aber alle so ausserordentlich reich an feinstkristallinen Einschlüssen, dass chemische Untersuchungen keine brauchbaren Ergebnisse zu zeitigen vermögen, ebenso wenig spezifische Gewichtsmessungen; es soll später mit Lichtbrechungsmethoden versucht werden. Durch COLOMBA (12a) ist ein Fe-Cr-Granat festgestellt worden.

Chalkographisch haben die Erze nichts Neues gefördert; es liegt fast ausschliesslich mesokörniger, schlecht idiomorpher *Braunit* vor, der vom Magnetit nur durch die schwachen Anisotropieeffekte zu unterscheiden ist. Spärliche Eisenglanzflitterchen, besonders bei pseudomorpher Umwandlung des Violans, sind die weiteren oxydischen Schwermetallbestandteile. Sind Sulfide vorhanden, was in gewissen Bänken in beschränktem Masse der Fall ist, so handelt es sich um dieselben Verhältnisse wie bei den Kieslagerstätten.

Zusammenfassend ergibt sich, dass in dem prasinitischen Gesteinskomplex des Val di S. Marcel ausser den kiesigen Einlagerungen sich noch solche von Mn-Oxyd vorfinden. Dem allgemeinen Verhalten des Mangans in der Metamorphose entsprechend, ist dieses Element weitgehend in die während der Metamorphose gebildeten Silikate eingetreten, so dass sich Manganepidot, Manganglimmer, Manganpyroxen und Mangangranat bildeten. Es ist möglich, dass Veränderungen in Temperatur- und Druckverhältnissen während der Metamorphose die einmal erreichten Gleichgewichtszustände wieder störten und Stoffe für neue Reaktionen mobilisierten. Dabei erweist sich die Kieselsäure als diejenige Substanz, die sich besonders in den jüngsten Reaktionen betätigte.

Ob diese Kieselsäure in jüngsten Gebirgsbildungen aus grösseren Tiefen zur Aszension gelangte, oder ob sie nur einer lokalen Stoffverfrachtung von näher gelegenen syngenetisch eingeschalteten Quarzitbänken (vergl. Kieslager) entspricht, ist nicht leicht zu entscheiden.

Auf jeden Fall handelt es sich um eine mehrfach feststellbare und keineswegs zufällige Erscheinung, dass gerade in Gebieten intensiver Tektonisierung (Schams, S. Marcel, Ghinivert) hornfelsartige, sehr kieselsäurereiche Produkte entstanden sind, die vollständig vorkristalline Deformation aufweisen und von gar keiner gebirgsbildenden Beeinflussung mehr erfasst worden sind. Diese hornfelsartigen, völlig atektonischen Gebilde lassen aber gleichzeitig erkennen, dass sie selbst in früheren Stadien die allgemeine mechanische und chemische Umformung, welche ihre Nebengesteine kennzeichnen, mitgemacht haben.

Es gewinnt die Auffassung am meisten Wahrscheinlichkeit, nach welcher in mehrphasig durchgearbeiteten Zonen mit und nach den letzten Bewegungen alkalische Kieselsäure aufstieg und zu metasomatischen Neubildungen führte.

Manche Züge haben die Kieslagerstätten mit der Manganlagerstätte gemeinsam: Das Auftreten als syngenetische Absätze in den sie einschliessenden Gesteinen, und ferner die Übereinstimmung im petrographischen Charakter der letzteren (Prasinite).

Wenn naturgemäss im einzelnen in der mineralischen Zusammensetzung der beiden Lagerstättengruppen Verschiedenheiten bestehen, so machen sich doch auch darin gemeinsame Tendenzen geltend, die vor allem in dem Bestreben, während der Metamorphose relativ hoch silizierte, alkalireiche Verbindungen zu bilden, zum Ausdruck kommen:

In den Kieslagerstätten, wo viel leichtbewegliches Fe vorhanden ist, bildet sich *Glaukophan* und teilweise auch *Aegirin, Albit* bei Fe-Mangel, letzterer dann besonders in den Manganlagern aus den *jadeitisch* zusammengesetzten Pyroxenen.

Jadeitische Pyroxene spielen im Manganlager von S. Marcel eine unvergleichlich wichtigere Rolle als etwa Rhodonit, was gegenüber PRIEHAEUSSER betont werden muss. Mangan ist in der Hauptsache oxydisch als Braunit gebunden, daneben kommt als silikatische Verbindung vor allem Piemontit in Betracht.

5. Die serpentinischen Magnetitlagerstätten

Kein Lagerstättentyp erscheint in seinem Auftreten so sehr lokalisiert wie die *Magnetit*lagerstätten, die ganz ausschliesslich an *serpentinische* Gesteine gebunden sind. Die letzteren haben aber auch nirgends in den Westalpen eine so herrschende Stellung inne wie in der *Depression zwischen Mte. Rosa - Aufwölbung* im NE und *Gran Paradiso - Kuppel* im SW. Nirgends im Bereiche der penninischen Decken dürfte die Entwicklung basischer Eruptivgesteine ein so bedeutendes Ausmass annehmen wie gerade in diesem mit Gliedern der als mesozoisch angesehenen Schichtreihe angefüllten Trog. Diese trogförmige Vertiefung im alpinen Längs- und Querprofil muss schon primär als solche angelegt gewesen sein und bedingte wohl auch teilweise die Entwicklung reicher basischer Magmen. Im weiteren Verlaufe der Alpengeschichte ist ihr Muldencharakter noch entschieden verschärft worden.

SW von Chatillon, wo die Dora Baltea aus W—E-Richtung in N—S-Richtung umbiegt, treffen wir ein fast ausschliesslich aus Serpentin zusammengesetzes Gebiet an, dessen Ausdehnung über 100 km² ausmacht. Ausserdem stecken in der nähern und weitern Umgebung des Kalkglimmerschiefer- und Prasinitbereiches unzählige Serpentine, deren Einzelausdehnung jeweilen viele km² einnehmen.

In dem grossen einheitlich serpentinisch zusammengesetzten Areal sind denn auch weitaus die meisten Serpentinlagerstätten enthalten; eine Minderzahl ist an die kleinern Serpentinvorkommen gebunden, die u. U. nichts anderes als Ausleger der grossen zentralen Masse darstellen.

In unserer Kartenübersicht sind die Vorkommen [100], [102–108], [112/113] entsprechend den Angaben STELLAS (77) eingetragen, allerdings unter jeweiliger Zusammenfassung mehrerer benachbarter zu einem einzigen.

Die Magnetitlagerstätten entwickeln sich ganz kontinuierlich aus dem Serpentin durch Konzentrierung der im Serpentin stets ± spärlich verteilten Magnetitkörner. Entsprechend der allermeist schiefrigen Textur des Serpentins stellt sich die Anreicherung des Magnetits in der Regel bänder- und lagenhaft ein, die, oft in repetierter Folge, wenige cm bis 10 m mächtige Bänke einnehmen kann. Auch linsiges Auftreten ist häufig. Meist ist der Magnetit serpentindurchsetzt, selten völlig serpentinfrei. Die Erzführung hält nie lang an, sie kann aber in der Streich- und Fallrichtung bald wieder einsetzen. Durchschnittlich sind die Serpentine bemerkenswert sulfidarm.

Fast ohne Ausnahme haben diese Vorkommen Abbauversuche erfahren. Zwei davon haben grössere wirtschaftliche Bedeutung erlangen können, bilden die bekannte Lagerstätte von *Cogne* und stellen sich am westlichen (Cave Larcinaz [112]) und östlichen Ende (Cava Liconi [113]) einer von der grossen Serpentinmasse getrennten kleinen Serpentinlinse ein.

Über das prächtige Vorkommen von Cogne findet man nähere Angaben bei MUELLER (47) und bei STELLA (77), ohne dass aber die Lagerstätte bis jetzt eine erschöpfende Darstellung gefunden hätte. Abgesehen von den für alpine Verhältnisse ganz ungewöhnlichen Ausmassen in der Erzkonzentration, sind es vor allem die mineralogischen Begleiterscheinungen, welche die bedeutend grössere Lagerstätte Liconi so interessant gestalten. Darüber sei hier nur kurz folgendes erwähnt:

Das Erz bildet eine grossenteils rein magnetitisch zusammengesetzte, 300 m lange, im Mittel 50 m breite und ca. 180 m bergwärts sich erstreckende Linse, die konkordant bald Kalken, bald schiefrigen Serpentinen, alles NNE streichend und 20°—40° bergwärts (N) fallend, eingelagert ist. Es handelt sich um triasisch-jurassische dolomitische Kalke, die zusammen mit dem Serpentin in den Kalkglimmerschiefern eingelagert sind. Die Kalke sind vielfach an der Grenze gegen Magnetit oder Serpentin in grobkörnige Kontaktsilikatfelse umgewandelt.

Die magnetitische Erzmasse ist völlig sulfidfrei; die Skarne dagegen enthalten neben wenig Magnetit nicht selten merklich sulfidische Fe-Erze. Die von STELLA angeführten technischen Erzanalysen lassen neben dem hohen Fe-Gehalt und der Sulfidfreiheit (Erze mit weniger serpentinischer Gangart haben ein Mittel von 63 % Fe, mit etwas erhöhtem Serpentingehalt 52 % Fe) den Mangel an P, Ni und Mn erkennen.

Damit stimmt die chalkographische Untersuchung des Erzes vollkommen überein, nach welcher Magnetiterz ausschliesslich aus meso- bis makrokristallinen Magnetitindividuen besteht. Es sind keine Merkmale irgend eines Mn- oder Titangehaltes vorhanden, auch Anzeichen von Cr fehlen völlig. Reines Erz hat durchaus metallisches Kristallitengefüge, wobei die Körner gänzlich homogen und ohne jede Zonarstruktur erscheinen. In ganz gleicher Weise lassen auch gangartreiche Ausbildungen mit einem kristalloblastischen Gefüge von Magnetit mit Antigorit die vollständige Umlagerung des ursprünglichen Materials deutlich erkennen (vergl. Bild 6).

Die enge räumliche Verknüpfung von Magnetiterz mit Skarnbildungen auf der Lagerstätte von Cogne kann die Vermutung aufkommen lassen, das Magnetiterz sei ein Produkt kontaktpyrometasomatischer Einwirkung. Die zahlreichen Magnetitvorkommen in der für sie so charakteristischen Serpentinprovinz mit den kontinuierlichen Übergängen von magnetitfreien über magnetitführende Gesteine bis zu $\pm$ reinen Magnetitkonzentrationen sind indessen so typische und überzeugende Erscheinungen, welche ohne weiteres dazu führen, den Magnetitreichtum als ursprüngliche Segregation eines basischen Magmas, welches jetzt grösstenteils serpentinisiert ist, anzusehen. Im ganzen übrigen Gebiet grenzen allermeist die Serpentine an Grünschiefer und nicht an Kalke wie bei Cogne, so dass schon aus diesem Grunde die Sonderassoziation Magnetit-Serpentin-Skarn erklärlich wird.

Die übrigen aus der Gegend um Chatillon chalkographierten Serpentinmagnetite haben stets dieselbe Mn-, Cr- und Ti-Freiheit gezeigt. Auch die Gefügeverhältnisse sind dieselben.

SW von Chatillon bei Pontey geschlagener Serpentin, aus Antigorit und Jadeit bestehend, zeigt als Erzakzessorien ausser Magnetit viele kleine sulfidische Fetzchen und Flitterchen, die ihrer Kleinheit wegen leider nicht näher bestimmt werden konnten. Es handelt sich um ein mittel anisotrop sich verhaltendes Erz von kräftiger Reflexfarbe, deren Intensität und Tönung unter Immersionsöl denjenigen von Pentlandit am allernächsten kommen. Schwacher Reflexpleochroismus, bei $\times$ Nicols auftretende Anisotropieeffekte und Mangel an Spaltbarkeit sprechen gegen Pentlandit. Trotzdem muss sulfidisch gebundenes Ni vorliegen, wie sich auch aus den Bestimmungen durch Herrn Ing. Fr. Stachel ergibt. Höchst wahrscheinlich liegt Millerit vor. Ausserdem muss Ni noch silikatisch gebunden sein, da die S-Menge zur Bindung des Ni nicht genügt und As nicht in wahrnehmbaren Mengen vorhanden ist. Das Gestein weist nach Bestimmungen,

die Herr Dr. DE QUERVAIN ausführte, einen Cr_2O_3-Gehalt von 0.45% auf. Der Jadeit ist fleckenartig intensiv *gelb* gefärbt, es handelt sich um *Chromjadeit*. Chromoxyd als Mineral der Magnetitreihe fehlt völlig. Der ursprüngliche Chromoxydgehalt ist wohl bei der Metamorphose gänzlich in die Silikate eingetreten.

Ein weiterer Serpentin, der N von Chatillon stammt, weist nach Bestimmungen von DE QUERVAIN 0.42 % Cr_2O_3 auf. Hier ist jedoch weder im Anschliff noch im Dünnschliff ein Mineral auffindbar, das sich durch Chromführung auszeichnete. Das Fe-Erz ist kleinfetziger, von Antigorit durchwachsener Magnetit, ausserdem stellen sich grosse *Maghemit*körner ein, die von Magnetit durchzogen sind.

Serpentin aus dem Saastal zeichnet sich durch Magnetit, Kupferkies und Magnetkies aus, ohne dass sich hier im Anschliff Cr oder Ti hätte finden lassen.

Hinsichtlich der Cr-, Ti- und Ni-Führung der mesozoischen Serpentine müssen noch planmässige Untersuchungen einsetzen *). ASTON und BONNEY haben schon 1896 das Vorhandensein von Nickeleisen in den Serpentinen der Zermatter Gegend erwähnt und RAMDOHR ist es gelungen, in den Magnetiten des Serpentins von der Gandegghütte *Awaruit* und Reste von Chromit festzustellen (SCHNEIDERHOEHN-RAMDOHR, Lehrbuch der Erzmikroskopie, pag. 41). Bei eingehenderer Kenntnis der gesamten mesozoischen basischen Eruptivgesteine wären auch Vergleiche mit den basischen Eruptiva der Ivreazone (siehe späterer Abschnitt) möglich, wodurch sich vielleicht auch Anhaltspunkte über die Auswirkung der Metamorphose in der medianen Grünschieferzone ergeben können.

Nach dem Bisherigen lässt sich folgendes feststellen: Im allgemeinen sind die mesozoischen Ophiolithe als oberflächennahe Erstarrungsprodukte vorwiegend von Magnetit begleitet. Cr und Ni sind gegenüber den chemisch analog zusammengesetzten Tiefengesteinen der Ivreazone merklich zurücktretend. Eigentliche Ni-Konzentrationen treten nur gelegentlich in Begleitung von Cu-Fe-Verbindungen mit quarziger und karbonspätiger Gangart auf (Cruvin [124], Paschietto [123]). Cr scheint weniger oxydisch, als silikatisch in isomorpher Mischung in Pyroxen, Granat und Glimmer aufzutreten.

Ganz zweifellos ist an der Art und Weise, wie sich heute der Magnetit im Serpentin einstellt, die alpine Metamorphose ausschlaggebend beteiligt gewesen. Die gegenwärtig vorliegenden Magnetitkonzentrationen stellen nicht ausschliesslich die primären Segre-

*) Die schon erwähnte, im Gange sich befindliche Untersuchung über die Bündner Ophiolithe von STUDER wird uns darüber einige Auskunft geben.

gationen des peridotitischen pyroxenitischen Magmas dar, sondern sie erscheinen bereichert durch neu entstandenen Magnetit, welcher sich während der physikalischen und chemischen Umstellung im Verlaufe der alpinen Metamorphose unter thermalen Bedingungen entwickelte. Während dieser Umbildungsperiode, in der sich auch die Serpentinisierung vollzog, dürften aber auch noch andere metallische Komponenten sich umgelagert haben. Rein oxydisch gebundenes Cr trat in silikatische Verbindungen ein (Glimmer, Pyroxen). In diesem Zusammenhang sei auf die Wanderungsmöglichkeit anderer Schwermetalle der Ophiolithe und deren prasinitischer Derivate aufmerksam gemacht entsprechend den Bemerkungen auf pag. 60, 88/89.

6. Zusammenfassung der medianen Grünschiefermetallisation

Die herrschenden Schwermetalle sind Fe und Cu. Fe ist oxydisch an dolomitische Kalke gebunden oder rein magnetitisch mit Serpentin verknüpft. Über die Entstehung der magnetitführenden Dolomite besteht keine eindeutige Auffassung; die serpentinischen Magnetite dagegen sind, allerdings jetzt etwas verändert, Segregationen basischer Magmen. Die Serpentine müssen im Vergleich mit andern analog zusammengesetzten Eruptivgesteinen als Cr- und Ni-arm bezeichnet werden. Fe ist auch häufig sulfidisch gebunden und sehr verbreitet in den sedimentogen beschaffenen Kieslagerstätten, welche den Prasiniten und chloritischen Kalkglimmerschiefern zwischengelagert sind. Stets ist in wechselnden Mengen Cu als Cu-Fe-Sulfide, in nur ganz geringer Menge Zinkblende zugegen und ausnahmslos herrscht intensive Quarzdurchsetzung. Ihre Bildung steht wohl in Zusammenhang mit submarinen Exhalationen, welche chemische und biochemische Reaktionen auslösten (Anreicherung von S- und Si-Organismen). In ähnlichen Zusammenhang sind die Mn-Lagerstätten von S. Marcel zu bringen. Welche Stellung die übrigen Mn-Lagerstätten dieser Zone einnehmen, ist noch nicht geklärt. Immerhin ist Mn typisch für diese Zone. Starke Metamorphose für alle diese Lagerstätten ist sehr bezeichnend. Gelegentlich entwickeln sich auch selbständige Kupferlagerstätten, deren Verbreitung nur in prasinitischen Gesteinen zu finden ist. Auch stellen sich analog solche von Ni ein; ob es sich dabei um primäre Anreicherungen handelt oder um solche, die während der Metamorphose ausgelöst wurden im Sinne der auf pag. 60 dargestellten Möglichkeiten, kann vorderhand nicht entschieden werden. Typische Pb-Zn-Lagerstätten vom Charakter der in der Externzone gelegenen fehlen völlig.

C. DER GOLDDISTRIKT DES MONTE ROSA-GEBIETES (III)

1. Allgemeine Verbreitung

Es ist schon in der Einteilung der Lagerstätten (pag. 30) auf die gegenüber anderen westalpinen Vererzungszonen beschränktere Ausdehnung der goldführenden Quarzgänge aufmerksam gemacht worden. Die Bezeichnung „Golddistrikt des Monte Rosa-Gebietes" sagt aus, dass eine Reihe von Lagerstätten mit gemeinsamen Zügen der Mineralisierung gerade im Gebiet unmittelbar südlich und östlich der Monte Rosa-Aufwölbung am häufigsten auftreten und dass das charakteristische Schwermetall Au hier in dieser Gegend mengenmässig eine bevorzugte Stellung einnimmt. Im übrigen aber sind Vorkommen von durchaus übereinstimmender Mineralisierung und gleichem Lagerstättencharakter noch weit um dieses Zentrum herum verbreitet.

Wir finden folgende räumliche Gruppierungen von goldhaltigen Quarzpyritgängen *):

1. *Malcantone* im Kanton Tessin mit *Astano* [131] und *Novaggio,* ferner zwischen hier und Bellinzona *Monte Beglio* [130] und *Val Marobbia.*
2. *Alpe Formazzola* [132] im Tessin und *Val Formazza* [132/134] nördlich Domodossola (Crodo).
3. *Gondo* [135] im Simplongebiet.
4. *Valle d'Antrona* [136].
5. Mittl. Valle Anzasca, nördl. *Ponte Grande-San Carlo* [143] und nördl. Seitental *Val Bianca* [137, 138].
6. Oberes Valle Anzasca zwischen *Pestarena* und *Macugnaga* und südlich davon [144/146].
7. *Alagna* im obersten Sesiatal [148/150].
8. *Brusson* (Val d'Evançon) [151].
9. Längs der nördl. Begrenzung der Ivrea-Zone von *Fobello* bis *Vogogna* im Tosatal [139/142, 147].

Für die dichte Besetzung der Gegend zwischen Monte Rosa-Wurzel und der westlichen Flanke der Tessiner Kulmination mag die strukturelle Beschaffenheit des Gebirges in erster Linie als massgebend erachtet werden. Die zahlreichen Goldgänge nördlich von Vanzone-Pontegrande auf der nördlichen Talseite des Valle Anzasca

*) Unlängst hat FENOGLIO (21) eine kurze Übersicht der Goldpyritgänge des Ossola-Gebietes gegeben. Seine Gruppen I—III sind in unseren 4, 5 und 6 enthalten, seine IV. und letzte Gruppe entspricht in der Hauptsache unserer Gruppe 9.

und im nördlichen Seitental Val Bianca treten gerade da auf, wo die Tessiner Kulmination mit ihrer Westflanke ein recht steiles Axialgefälle (40°—55°) aufweist, und wo ausserdem die vertikal gestellten, enggescharten Wurzelpartien der Tessiner-, Bernhard- und Monte Rosa-Decken günstige Verbindungen nach der Tiefe herstellen. Die grosse Zahl von weitern Gängen um Pestarena und südlich davon entspricht einer ähnlich beschaffenen Gebirgsstruktur. Ausserdem befinden wir uns hier an der Stelle des südwärts zurückgebogenen, eng zusammengepressten Monte Rosa-Deckenscheitels, der mit spitzem Winkel sofort in die steil gestellte Wurzel umbiegt (vergl. Profile von Argand). In der Gegend von Pontegrande und des Val Bianca (Miniera dei Cani) sind die meisten Goldquarzgänge als *Lagergänge* entwickelt und vornehmlich den schiefrigen Anteilen des Gebirges (schiefrige Gneise, Glimmerschiefer, Grünschiefer, schiefrige Amphibolite) eingelagert. Es lässt sich aber mehrfach feststellen, dass die Lagergänge aus schiefrigem in granitgneisiges und kompakteres Nebengestein übersetzen und sich dann als echte *Transversalgänge* verhalten, wodurch sich die Altersbeziehungen völlig eindeutig ableiten lassen. Die Goldquarzgänge sind jünger als die Hauptfaltung der sie enthaltenden Gesteinskomplexe. Die vorstehend erwähnte Häufung dieser Gangbildungen an bestimmte Eigenschaften im Aufbau des Gebirges deutet darauf hin, dass die Aszension von Lösungen vor allem erst dann recht gefördert wurde, nachdem letzteren die durch die Faltung geschaffenen Aufstiegswege zur Verfügung standen; solche fanden sich vor in den Schichtfugen und Schieferungsebenen der steil aufgerichteten kristallinen Schiefer. Ferner ermöglichten Spannungen die Ausbildung von Zerr- und Reissklüften, die sich auch gerade in diesen Zonen mit starker tektonischer Beanspruchung einstellen und die dann als weitere Kommunikationen für hypogene Lösungen dienten. Echte Transversalgänge als Ausfüllung von solchen Spaltsystemen treffen wir in den Gebieten von Pontegrande, Val Bianca nur in untergeordneter Weise an, sie dominieren aber ganz im Simplongebiet (Gondo), im oberen Antronatal, im Fenster von Arceza (Brusson) und in der Gegend von Astano. Der Charakter echter Transversalgänge von Pestarena - Macugnaga ist durch nachträgliche Tektonisierung stark verwischt.

Im Zwischbergental bei Gondo (Simplongebiet) durchschneiden eine Reihe von zusammengesetzten Gängen in NNW-NW-Richtung mit sehr steilem Einfallen die Antigorio- und die teilweise auch darüber liegenden Lebendun - Gneise. Die Gneise selbst neigen sehr schwach nach S und streichen ENE. Die Gänge, Bruch- und Ver-

werfungsspalten ausfüllend, sind jüngst von M. Gysin (29) beschrieben worden.

Im Gangfeld des Antronatales begegnen wir Vorkommnissen, die in ihrer Anordnung eine Mittelstellung zwischen denjenigen von Pontegrande-Val Bianca und denjenigen von Gondo einnehmen. Sie sind in einem Gutachten von C. Schmidt (70) kurz erwähnt und stellen echte Transversalgänge, mineralisierte Gneisklüfte dar mit SE-Streich- und 45°—70° SW-Fallrichtung.

Analoges Auftreten kommt den Gängen im Monte Rosa-Fenster von Arceza zu, welche durch Th. Reinhold (64) eine eingehendere Bearbeitung erfahren haben. Obwohl auch hier die Flanken der Monte Rosa-Gneiskuppel eine nach allen Seiten beträchtliche Neigung aufweisen, sind hier die Gänge weniger auf der Umrahmung (Amphibolite und Schiefer) angereichert, als im Gneiskern der Aufwölbung selbst. Entsprechend der viel geringeren Dimension dieser Aufwölbung und den damit verbundenen Wechseln im Streichen und Fallen der beteiligten Gesteinskomplexe, weist die räumliche Orientierung der auftretenden Gänge nicht die grosse Einheitlichkeit auf, wie es im Simplongebiet der Fall ist.

Die Gänge des Malcantone scheinen in Zusammenhang zu stehen mit Dislokationen, welche den vom Lago Maggiore herüberziehenden Komplex altkristalliner Schiefer mehrfach durchkreuzen. Auf die Dislokationen hat soeben Burford (8) aufmerksam gemacht. Die Vorkommen von Astano sind unlängst von Du Bois (16) studiert worden. Bei Astano handelt es sich um eine Mineralisierung einer konkordant mit den kristallinen Schiefern WNW streichend und steil S fallend verlaufenden Dislokationslinie, die ausserdem von einem dioritporphyrischen Ganggestein begleitet ist. Die weiter nördlich gelegenen Vorkommen von Novaggio und Fescoggia mit genau gleicher Mineralisierung stellen dagegen wieder typisch steil gestellte Transversalgänge dar mit NNW-Streichen.

Die goldhaltigen Quarzpyritgänge, die sich am unmittelbaren Nordrand der Ivreazone von Fobello bis in die Gegend von Vogogna im Tosatal (Val Grande) vielfach einstellen, sind eine typische Begleiterscheinung dieser bedeutenden tektonischen Linie. Bald setzen sie noch innerhalb der gabbro-dioritischen Ivrea-Gesteine selbst auf und mischen sich mit den ihnen in jeder Beziehung wesensfremden Ni-Lagerstätten dieses basischen Eruptivgesteinszuges, oder es bilden die nördlich anschliessenden Rimellaschiefer ihr Nebengestein. Sie entfernen sich jedoch in beiden Fällen nicht weit von der markanten Tektonisierungslinie (von den italienischen Geologen als „dinarische“

Linie bezeichnet) und dokumentieren so den Zusammenhang von Mineralisierung und Tektonisierung. Durchwegs wechselt ihre Streichrichtung zwischen N 40°—60° E nur wenig, das Fallen ist meist steil (70° W). Noch bedeutend weiter S finden sich Anzeichen dieser Pyritisierung entlang dieser Mylonitzone, so wiederholt im Bachbett des Cervo N Biella bei Sagliano.

2. Einzelheiten über Bau, Zusammensetzung und Struktur verschiedener Vorkommen

Trotzdem die verschiedenen schon angeführten Veröffentlichungen uns über die Natur dieser Lagerstätten unterrichten, wollen wir hier noch einige Einzelheiten eigener Untersuchungen nachtragen, welche für uns besonders deshalb von Bedeutung sind, da sie zu Schlüssen berechtigen, die über alpine Mineralisierung und deren Zusammenhänge mit Tektonik gezogen werden können.

a) Pestarena [144]

α) Allgemeines und Beziehungen zum Nebengestein

Die im Besitze der Gebrüder CERETTI in Villadossola befindliche und von ihnen gegenwärtig auch mit Erfolg ausgebeutete Grube baut auf Gängen ab, die zu einem Gangzug gehören *). Es handelt sich um etwa vier zwischen N 120° und N 180° E streichende und wechselnd steil E fallende Gänge von durchschnittlich 0,4 m Mächtigkeit, die häufig linsige Erweiterungen erfahren. Gangbrekzien sind nicht selten, die Salbänder deutlich entwickelt mit Rutschharnischen. Zwischen Gang- und Nebengestein (Glimmergneis) sind beträchtliche Dislokationen festzustellen, das Nebengestein erscheint an den Gang angeschleppt, so dass häufig *Lagergang-Charakter* entsteht, daneben beobachtet man aber auch nicht selten typisch transversales Verhalten der Gänge. Die Leistung der Grube beträgt ca. 10 t täglich. Der Au-Gehalt wechselt stark und beträgt ca. 25 g/t im Durchschnitt. Vererzungen mit über 60 g/t sind nicht selten.

β) Innere Gangverhältnisse, Mineralisation und Gefüge

Makroskopisch scheinen die drusenfreien Gänge vorwiegend aus dichtem Quarz zu bestehen, dem als nächstwichtiger Bestandteil Pyrit

*) Der Zuvorkommenheit der Herren CERETTI ist der Zutritt in Bergbau- und Aufbereitungsanlage in Pestarena zu verdanken. Dieselben Herren, als Besitzer der Miniera dei Cani, erlaubten auch die Begehung dieser Grube und die Mitnahme von Untersuchungsmaterial. Es sei an dieser Stelle den Herren CERETTI für ihr stetiges Entgegenkommen der verbindlichste Dank ausgesprochen.

in wechselnden Mengen beigesellt ist. Arsenkies und seltener auch noch Pyrrhotin ergänzen den Bestand, der auch bei mikroskopischer Betrachtung nicht mehr wesentlich ändert.

Das Dünnschliffbild fällt vor allem dadurch auf, dass die vorerwähnten Mineralien in nur sehr seltenen Fällen in ungestörter ursprünglicher Struktur vorliegen, wie sie etwa in ausseralpinen undislozierten Lagerstätten zu finden sind. Lagen- oder Bänderstruktur ist nirgends zu beobachten, obwohl sich mehrfach auch eine geringe Karbonatführung neben Quarz zeigt. Entwicklung stengliger Quarzindividuen ist mehrfach angedeutet, doch finden sich dazwischen immer Partien mit kleinkörnigem, klastisch-mörteligem Gefüge. In der Regel sind die Gemengteile in zweierlei Ausbildungen vorhanden:

1. Feinkörnige, mörtelige Quarzaggregate mit fetzigen Trümmern von Pyrit oder Arsenkies oder beiden, wobei die Erztrümmer bis zu Staubkorngrösse herabgehen können.
2. Grobkörnige Quarze, seltener von stenglig-idiomorpher Ausbildung, meistens in Form von eckig beschaffenen Sandkörnern oder etwas weniger häufig in gerundeter, porphyroblastischer Form. Da, wo sich solche grosskörnigere Ausbildung vorfindet, da besitzen die Erze Pyrit und Arsenkies gute idiomorphe Begrenzung.

Die Zementation grösserer unversehrter Quarzkristalle durch kleinkörniges, von Erzstaub und kleinen Erztrümmern durchsetztes, häufig auch etwas sericithaltiges Quarzgefüge ruft Strukturbilder hervor, die sehr stark an die psammitähnlichen Strukturen der auf pag. 40 schon erwähnten metamorphen Erze erinnern.

Es liegt ausserhalb jeden Zweifels, dass wir es auch hier wieder mit tektonisch veränderten Erzvorkommen zu tun haben, die aber nicht so stark umgelagert wurden, wie die früher erwähnten, weil die beeinflussenden Kräfte nicht so energische waren, und weil dann auch das spröde Arsenkies- und Pyritmaterial nicht die vorzüglichen Verkittungen hervorruft wie die gut translationsfähigen, wie Schmiermittel wirkenden Mineralien Bleiglanz und Zinkblende.

Die Stellung der grösser entwickelten Quarzindividuen ist allerdings nicht so leicht verständlich; sollten sie bei der Tektonisierung noch unversehrt gebliebene Relikte darstellen, so ist es auffällig, dass sie kaum optische Anomalien aufweisen, während andererseits ja ein deutlich kleinklastisches Zertrümmerungsmaterial entstanden ist. Indessen ist gerade in dem klastischen Zementierungsmaterial ersichtlich, dass nennenswerte Sammel- und Rekristallisationen sich nicht vollzogen haben. Es erscheint eher wahrscheinlich, dass die

grösseren Quarze, wie ihre häufige Neigung zu stengliger Entwicklung vermuten lässt, direkte Neubildungen durch Stoffzufuhr darstellen, dass sich somit die Mineralisierung auch nach der Tektonisierung fortgesetzt hat. Wir werden noch bei anderen Vorkommen dieser Lagerstättenzone weitere Beobachtungen erwähnen können, die ebenfalls in diese Richtung weisen.

Die Anschliffuntersuchung zeigt in fast allen Fällen neben dem herrschenden *Pyrit* noch *Arsenkies*. Letzterer hat streng idiomorphe Formen, sofern er nicht zertrümmert ist. Mispickelkristalle sind viel eher zerbrochen als Pyrite, Arsenkies dürfte demnach viel spröder sein (vergl. Bild 20). Sofern sich überhaupt ursprüngliche Struktur- und Altersbeziehungen feststellen lassen, würde Arsenkies jünger als Pyrit sein. Pyrit erscheint in Arsenkies eingeschlossen und von letzterem ankorrodiert, Arsenkiesgängchen durchsetzen Pyrit. *Kupferkies* siedelt sich besonders auf Spalten im Arsenkies an.

Die chalkographische Beobachtung lässt auch sehr schön das Auftreten des *Goldes* verfolgen. Freigold gehört zu den allerjüngsten Bildungen; es zementiert Pyrit und Arsenkies. Gegenüber Pyrit scheint sich die aktivere Reaktion abgespielt zu haben, da Gold Pyrit auf Korngrenzen zementiert und korrodierend entlang würfelig angeordneten Spalt- und Riss-Systemen vordringt (vergl. Bild 13). Im Arsenkies erfüllt Gold mehr rein mechanisch erzeugte Risse und Spälte ohne kristallographische Gesetzmässigkeit und ohne energischeres Verdrängungsbestreben.

In fast allen Fällen, in denen man Gold wahrnimmt, lässt sich zwischen Pyrit auch etwas Bleiglanz in ganz geringen Mengen beobachten zusammen mit wenig *Wismutglanz* und gediegen *Wismut*.

Alle diese Stoffe sind neben Pyrit, Arsenkies und Kupferkies in recht geringen Mengen vorhanden und können, da sie nur zwickel- und spaltausfüllend auftreten, ausser dem gut erkenntlichen Gold auch nur schwer bestimmt werden.

b) Die Vorkommen nördlich von Pontegrande-San Carlo (Miniera dei Cani)[137] *und des Val Bianca*[138]

a) Allgemeines

Alle die hier zusammengefassten Lagerstätten stellen typische Lagergänge in glimmergneisigen bis glimmerschieferartigen Gesteinen dar; letztere befinden sich im unmittelbar Liegenden der zwischen Monte Rosa- und Bernharddeckenkristallin eingeschalteten Grünschieferzone. Da gerade hier das Axialgefälle ein sehr steiles ist (es gehört zum steilsten, das wir in der Alpentektonik antreffen),

so erscheinen die Grünschiefer, die von den Geologen analogiehalber zum Mesozoikum gestellt werden (sie sind ausserordentlich hochkristallin), auf der Karte als scharf ausgebildete Kurve mit der Aussenseite nach SW zeigend. Die Lagergänge finden sich nun fast alle auf der Konkavseite dieser Umbiegung, nur ganz wenige in den Grüngesteinen selbst vor.

Über die Miniera dei Cani ist eine Notiz von STELLA (75) erschienen. Es handelt sich hier um etwa vier parallel verlaufende Lagergänge, die mitunter ganz das Aussehen von Fahlbändern haben, deren Mächtigkeit naturgemäss starken Wechseln unterworfen ist, die aber beträchtlichere Werte annimmt als in Pestarena, im Mittel 1—1,5 m, oft auch 2 m. Linsiges An- und Abschwellen der Mächtigkeit ist natürlich häufig. Eine Begehung der Mine — sie ist noch gut zugänglich, ihr Betrieb seit den Neunziger-Jahren des vorigen Jahrhunderts eingestellt — überzeugt sofort von der den Schiefern parallelen Einlagerung der Vererzung, da man ganz allmählich von anfänglicher E—W-Richtung der Stollen über SE—NW nach 300 m zu SSE—NNW- und zuletzt sogar zu SSW—NNE-Richtung umbiegt. Die Gänge machen also die vorstehend erwähnte Kurvenumbiegung der kristallinen Schiefer genau mit.

Man ist vielleicht geneigt, aus dieser Erscheinung auf ein zum mindesten prätektonisches Alter der Vererzung zu schliessen. Das Gebundensein der intensiven Vererzung an die Stellen mit ausgeprägtem Axialgefälle, das Übergehen der Lagergänge in Transversalgänge bei Gesteinswechsel und endlich innerstrukturelle Verhältnisse, auf welche noch eingegangen werden soll, sprechen gegen eine solche Auffassung.

β) Innere Gangverhältnisse, Mineralbestand und Gefüge

Auch hier ist die Gangart fast ausschliesslich Quarz, aber gegenüber Pestarena fällt die reichere Mineralisierung an Schwermetallverbindungen sofort auf. *Arsenkies* beteiligt sich oft mit gleichen Mengenverhältnissen am Mineralbestand wie der *Pyrit,* ja, er kann stellenweise sogar vorherrschen. Dies und die Steilstellung der erzführenden Horizonte bedingt das Auftreten der Arsenquellen, auf welche STELLA (75) hingewiesen hat. Ferner begegnet man hier häufig *Pyrrhotin;* pyrrhotinhaltige Partien führen ausser Quarz kaum andere Mineralien mehr, offenbar entsprechen sie Produkten einer selbständigen Gangbildungsphase. Weiter treten hier *Zinkblende* und *Bleiglanz* besonders hervor, so dass oft reine Zink-Blei-Gänge vorzuliegen scheinen; auch Kupferkies ist schon makroskopisch sichtbar.

Die *Dünnschliffuntersuchung* lässt sofort erkennen, dass hier keine Mineralisationen mit ursprünglichen Verbandsverhältnissen vorliegen; die Verhältnisse sind ähnlich den von Pestarena erwähnten. Im allgemeinen sind Bilder, die auf stattgehabte Umprägung schliessen lassen, ausgesprochener als in Pestarena, dies trifft nicht nur für die Beobachtung im durchfallenden Licht zu, sondern auch ganz besonders für die Anschliffuntersuchung.

Partien, die vollständige mechanische Durchmischung von Erz und Nebengestein aufweisen, sind recht zahlreich. Entlang von sericitreichen Strähnen ist kleinkörniges, pulverig zerriebenes Erz hineingeschmiert worden; mit den sericitischen Lagen wechsellagernde grobkörnigere Quarzpartien führen häufig gut idiomorph ausgebildete Arsenkies- und Pyritkristalle, die aber auch als Porphyroblasten mit ebenso vollkommener kristallographischer Umgrenzung in sericitischer Grundmasse eingebettet sein können. Ausbildungen von dieser Beschaffenheit, die entweder ± geradlinig paralleltexturiert oder auch stark gefältelt sein können, sieht man nicht selten von aus Quarz und Erz oder rein quarzig oder rein aus Erz zusammengesetzten sekundären Gängen und Gängchen transversal durchsetzt, in welchen dagegen Erz nie als Zerreibsel und Sericit nur sehr spärlich auftritt. Diese jüngeren Gangbildungen selbst werden mehrfach wieder von Ruscheln durchfahren, welche in die Parallelstruktur der Hauptmasse einmünden und an welchen sich oft wiederholte Verwürfe und Verschiebungen der sekundären Gänge einstellen. *Wir haben also Anzeichen mehrfachen Wechsels von Vererzung und Tektonisierung.*

Sehr häufig sind auch Typen, in welchen man ein ungeordnetes, brekziös aussehendes Durcheinander von Quarz, Erz und Sericit beobachtet; die Risse und Sprünge in Arsenkies und Pyrit sind mit Quarz und Sericit angefüllt. Ganz vereinzelt sind auch Stellen angetroffen worden, die neben kleinkörnigem Quarzmosaik mit eingestreuten Erzfetzen und dazwischengelagerten grösseren, rundlich bis zackig umgrenzten Quarzen *Albite* erkennen lassen. In solchen Fällen macht sich Neigung zur Entwicklung der schon früher erwähnten Psammitstruktur bemerkbar. Anzeichen einer durchgreifenden umfassenderen Sammel- und Rekristallisation fehlen, damit fällt wohl auch das spärlichere Auftreten von Albit zusammen, das sonst für die vollständig umkristallisierten und metamorphosierten Lagerstätten der hydrothermalen Externzone so allgemein verbreitet ist.

Aussergewöhnliche Verwachsungsverhältnisse weisen die vorwiegend aus Quarz und Magnetkies bestehenden Typen auf. Die Quarze sind durchweg stark gerundet, granoblastisch, das Erz, Mag-

netkies, manchmal zusammen mit etwas Kupferkies, umsäumt ebenfalls mit gerundeten Umgrenzungslinien die Quarze oder bildet kleinere zusammenhängende Partien, in welchen vollständig rundlich geformte Quarze eingeschlossen sind. Die Quarze erscheinen in der Regel gänzlich frei von optischer Störung. Öfters sind den grösser entwickelten, granoblastischen Quarzen Nester von kleinkörnigen, die mit kleinen Erzpartikeln und Erzstaub durchsetzt sind, zwischengelagert. Es handelt sich offenbar bei letzteren um rekristallisierte, schwach sammelkristalline Quarzzerreibsel. Ob die grobkristallinen Quarze am Magnetkies ein fortgeschrittenes Stadium der Sammel- und Rekristallisation oder Ausscheidung neu zugeführter Substanz darstellen, war bis jetzt nicht zu entscheiden. Es erscheint nicht ausgeschlossen, dass es sich um letzte S-arme und SiO_2-reiche Aszensionen handelt, die neben Quarz nicht FeS_2, sondern FeS zur Ausscheidung brachten. Der heute vorliegende Magnetkies ist, wie die chalkographische Untersuchung zeigt, weitgehend durch Verwitterungsreaktionen pyritisiert.

Die Untersuchung der Anschliffe gibt wertvolle Anhaltspunkte mineralkonstitutioneller Art und zeigt Gefügebilder mechanisierter Lagerstätten von ungewöhnlich schöner und instruktiver Entwicklung.

Neben den schon erwähnten Erzen *Pyrit, Arsenkies, Magnetkies, Kupferkies, Bleiglanz und Zinkblende* zeigt der polierte Anschliff stellenweise viel *Fahlerz*. Die Zinkblende erscheint mit tiefbraunroten Innenreflexen und enthält rundlich geformte Magnetkies- und Kupferkiesentmischungseinlagerungen.

Verschiedentlich konnten im Bleiglanz kleine Fetzchen von gediegenem *Wismut* festgestellt werden.

In diesen Fällen trat im Bleiglanz ausserdem ein strahlig-nadliges Mineral auf, das allerdings mit seiner Reflexfarbe und Reflexintensität nur bei aller sorgfältigster Beobachtung vom umgebenden Bleiglanz zu unterscheiden ist. Nur bei Einschaltung von Polarisator ist ein äusserst schwacher, gegenüber Galenit eben noch schwach wahrnehmbarer Reflex-Pleochroismus bemerkbar. Bei $\times$ Nicols erscheinen lebhafte Anisotropieeffekte. Es dürfte sich nach der ganzen Mineral- und Elementenassoziation (Bleiglanz mit eingeschlossenem Bi, mit Fahlerz und Kupferkies) um ein Cu-Pb- (Ag) Bi-Salz handeln, für das die Angaben in SCHNEIDERHOEHN-RAMDOHR (72) über *Alaskit* am ehesten zutreffen.

Gediegenes *Gold* trifft man weniger häufig an als in Schliffen von Pestarena; im catalogo (9) wird der Au-Gehalt mit 10—20 g/t angegeben.

Da ausser allem Zweifel die Vererzungen beträchtlichen mechanischen Einflüssen unterworfen waren und teilweise auch Rekristallisationen erfuhren, zu welchen physikalisch sich äussernden Prozessen auch chemisch wirkende hinzutraten, ist eine eindeutige Sukzessionsfolge auf Grund von Strukturbeziehungen nicht sicher angebbar.

Aus der Untersuchung von umfangreichem Anschliffmaterial lässt sich nachstehende Reihenfolge von Geschehnissen ableiten:

1. Abscheidung von ± idiomorphem Pyrit.
2. Eine postpyritische Deformation, nicht durchweg erkenntlich.
3. Abscheidung von gut idiomorph ausgebildetem Arsenkies, korrodiert teilweise Pyrit, schliesst ihn ein oder enthält abbildungsmässig mechanisierte Pyritzüge.
4. Abscheidung von Magnetkies, Pyrit und Arsenkies umschliessend und ankorrodierend.
5. Abscheidung von Kupferkies.
6. Abscheidung von Fahlerz.
7. Abscheidung von Zinkblende.
8. Abscheidung von Bleiglanz.
   Kupferkies, Fahlerz, Zinkblende und Bleiglanz zementieren nun in ganz ausgesprochener Weise Pyrit und Arsenkies; letztere weisen in der Grosszahl der Fälle alle Anzeichen sehr starker dynamischer Störung auf: Von gut entwickelten Kristallen bis herab zu Kristallpulver stellt man alle Übergänge der Zertrümmerung und Zerreibung fest, wobei sich auch hier wieder verschiedenes Verhalten zwischen Pyrit und Arsenkies beobachten lässt. Pyrit ist in rundlich geformte Trümmer aufgelöst, Arsenkies in scharfeckig-splitterige. Mittelstufen werden durch aufgespaltene Kristalle dargestellt, deren Umrisse noch deutlich erkennbar sind. Die in allen Übergängen von kapillarer Dimension bis Bruchteile von mm aufweisenden Spalten und Spältchen sind von Quarz, Kupferkies, Fahlerz, Zinkblende oder Bleiglanz oder von Gemischen einzelner dieser Mineralien angefüllt.

   Es ist nun nicht zu entscheiden, ob diese Zementation primären hypogenen Ursprungs oder ob sie durch die mechanische Durcharbeitung des Erzgemisches verursacht worden ist, da gerade diese zementierenden Mineralien Stoffe mit *ausserordentlich grosser mechanischer Beweglichkeit* darstellen und dadurch befähigt sind, leicht zwischen spröderes Material hineingepresst und hineingeschmiert zu werden.
9. Auf jeden Fall müssen wir nach den Ereignissen 5—8 eine

kräftige, generellere Dislokation annehmen, welche alle bis jetzt erwähnten Mineralabsätze erfasst hat.

Besonders instruktiv werden diese Verhältnisse belegt durch Proben, die reichlich fahlbandartig auftretende Zinkblende führen, und die in verschiedenen Stollen der Miniera dei Cani und der Vorkommen des Val Bianca (Vallauria) entnommen werden können.

Die *Zinkblende* erscheint als *dichte Masse,* in welcher parallel mit der Fahlbandausdehnung schmale *Züge* von kleinen *Pyrit- und Arsenkieskörnchen* eingelagert sind. Diese Züge, die oft in Falten und Fältchen gelegt sind, stehen meist in Verbindung mit grobkörnigeren, selbständiger auftretenden Pyrit- oder Arsenkies-Aggregaten und müssen dem ganzen Verhalten nach zu schliessen als das bei der Mechanisierung der Lagerstätte entstandene und in die Zinkblende hineingezogene und *verschleppte Pyrit- und Arsenkies-Zerreibsel* angesehen werden (vergl. Bilder 15, 16, 17, 18). Das Ausschwänzen geschlossener grobkörniger Pyrit- oder Arsenkiespartien in solche schmale Züge, die oft nur mehr durch das Aufleuchten von stark glänzenden, hintereinander gereihten Pünktchen erkenntlich sind, ist recht häufig zu beobachten. Sehr oft entwickeln sich auch aus diesen *embryonenhaften Pünktchen kleine idiomorphe* und *scharf umgrenzte Kriställchen,* offenbare Rekristallisationserscheinungen (vergl. Bilder 16, 17, 18). Kommen solche Mikrokriställchen in Berührung mit grösseren, durch die Tektonisierung und Zerreibung rundlich gewordenen Pyriten, so verschweissen die beiden Pyritausbildungen völlig miteinander; an der Berührungsstelle nimmt das abgerundete Pyritkorn wieder Kristallumgrenzung an, die zunächst noch etwas skeletthaft entwickelt ist (vergl. Bild 18).

Die dichte mit Pyrit- und Arsenkieszügen durchsetzte *Zinkblende* zeichnet sich ferner durch erhöhten Gehalt an *Kupferkiesentmischungen* aus. Magnetkies, der sonst in den grobkristallinen Zinkblenden dieser Vorkommen als Ovoide neben Kupferkies auftritt, konnte in den dichten, mechanisierten nie angetroffen werden. Die Kupferkiesentmischungen in der durchgearbeiteten Zinkblende sind stets gut kristallographisch nach (111) oder (101) angeordnet, häufig sind die Ovoide stäbchenförmig $\perp \parallel$ der Fahlbandentwicklung ausgezogen (vergl. Bild 14).

Die Anätzung mit saurer Permanganatlösung liefert deutlich den Beweis, dass die *dichte Zinkblende* das Produkt intensiver *Mechanisierung* und nachfolgender *Rekristallisation* darstellt

(vergl. Bild 19). Sie besteht aus mikro- bis mesokristallinen, granoblastisch gefügten, reich verzwillingten Individuen, und weist typisches Kristallitengefüge auf mit Korndurchmessern von 1 bis mehrere μ. Solche feinkristallinen Gefüge mahnen schon ganz an kristallin gewordene Gele, das ganze Verhalten der Zinkblende mit den Pyrit- und Arsenkiesembryonen und den reichlichen Kupferkiesentmischungen weist grosse Ähnlichkeit auf mit ursprünglich kolloidalen Zuständen, die bereits das kristalline Stadium erreicht haben. Hier dagegen dürfte nicht kolloidaler Zustand die Ausgangsstellung repräsentiert haben, sondern die völlig zerdrückten und zerriebenen Erzgemische, deren feinste Teilchen kristallkeimähnliche Wirkung erlangten.

Damit steht auch die intensive Kupferkiesentmischung der Zinkblende im Zusammenhang; die selbständigen Chalkopyritindividuen sind bei der Durcharbeitung in die Zinkblende hineingearbeitet worden und haben sich nachher bei einsetzender Rekristallisation entmischt. Ursprünglich vorhanden gewesene Entmischungskörper von FeS sind dabei im neu ausgeschiedenen Kupferkies aufgegangen und nicht mehr zu sehen. Die Erscheinungen fallen durchaus zusammen mit den von E. CLAR vom Schneeberg in Tirol geschilderten (10).

Bleiglanzhaltige Partien der dichten Zinkblende zeigen genau gleiches Verhalten, wie wir es von den metamorphen Vorkommen Goppenstein, Praz de Jean u. s. w. zu sehen gewohnt sind (netzartige Verwachsung der beiden Komponenten oder reichliche Durchsetzung des Bleiglanzes mit kleinen rundlichen Blendekörnchen [HUTTENLOCHER, Goppenstein 37]).

Die so umgeformten Vererzungen weisen aber auch Anzeichen auf, dass sie noch nach der Deformation und der ihr folgenden Rekristallisation mit Erzlösungen beschickt wurden:

10. Abscheidung von Zinkblende, Bleiglanz und Fahlerz vorwiegend auf Klüften und Spalten, welche alles, auch das parallel texturierte und umgeformte Erz durchziehen. Ihre Produkte heben sich durch ihr grösseres Korn von der dichten und metamorphen Ausbildung sehr gut ab, sie zeigen keine Entmischungskörper und keine Zwillingslamellen. Diese posttektonischen Kluftausfüllungen sind im allgemeinen sehr zinkblendereich (vergleiche Bild 19).
11. Spätere, sehr lokalisierte Verwürfe und Brüche durchsetzen auch noch diese letzten Mineralisierungsprodukte, die dadurch entstandenen Deformationen sind sehr spärliche (vergl. Bild 19).

Alle die vorerwähnten Mineralisierungsphasen sind fast immer von Quarzabscheidung begleitet. Karbonatischer Absatz spielt eine ganz geringe Rolle. Aus der angeführten Reihenfolge der Ereignisse ist einwandfrei ersichtlich, dass die Vererzung die Tektonisierung überdauert hat; Vererzung und Gebirgsbewegung sind eng gekoppelte Prozesse.

c) Valle d'Antrona [136]

Wie schon erwähnt, stellt die goldhaltige Quarz-Pyritmineralisation des Antronatales typische Transversalkluftausfüllung in granitischen Gneisen dar. Der Bergbau hat auf diesen Lagerstätten im Jahre 1928 mit Vorrichtungsarbeiten und Neuaufschlüssen wieder eingesetzt. Die damaligen militärpolizeilichen Bestimmungen erlaubten es mir als Ausländer nicht, die in der Grenzzone sich untertags befindenden Aufschlüsse zu besuchen. Das mir vom Grubenleiter, Herrn A. JORIS, freundlichst zur Verfügung gestellte Material zeichnet sich durch Arsenkiesarmut aus. Auch andere Sulfide sind recht spärlich. Das Erz ist fast rein pyritisch. Es ist *ganz ausserordentlich stark brekziös*. Die Pyrittrümmer und Fetzen sind alle mit Quarz ausgeheilt, es scheint sich dabei um neuen Quarz, nicht um rekristallisierten zu handeln (vergl. Bild 22). Häufig ist Bestreben zur Ausbildung der psammitisch aussehenden dislokationsmetamorphen Erzfazies erkennbar, ohne dass jedoch eigentliche Rekristallisationen sich vollzogen hätten. Ein Trümmerwerk aus Quarz und Erz mit viel Erzstaub umsäumt rundlich geformte Gangart- und Nebengesteinspartien (vergl. Bild 21); letztere zeigen häufig zonaren Bau, vornehmlich Quarz innen und Sericitschuppen aussen. Nach dem SCHMIDT'schen Gutachten (70) ist von diesen Vorkommen ein minimaler Au-Gehalt von 20 g/t zu erwarten.

d) Brusson (Val d'Evançon) [151]

Die inmitten von Kalkglimmerschiefern, prasinitischen und serpentinischen Gesteinen emporgewölbte Gneiskuppel von Arceza bei Brusson weist eine Anzahl von echten Transversalgängen auf, die goldführende quarzpyritische Kluftausfüllungen darstellen, über welche uns REINHOLD (64) eingehend unterrichtet hat. Da die Stollen augenblicklich geschlossen sind, war mir hier eine weitere Orientierung nicht möglich. Dem Berner Mineralogischen Institut sind seinerzeit durch REINHOLD einige schöne Freigold führende Gangstücke geschenkt worden, deren neuerliche Untersuchung deutlich die Zusammensetzung aus früheren tektonisierten, sericitisierten und

jüngeren, tektonisch völlig unbeeinflussten Partien dargetan hat. Ausserdem bot sich Gelegenheit, das zum selben Areal gehörige Pyritvorkommen von Targnod (Gmde. Challant), etwa 2,5 km nordöstlich von Verres am Evançon-Bach gelegen, zu besuchen. Über dieses Vorkommen existiert eine kleine Notiz von ROCCATI (66). Der mehr wie 2 m mächtige, NW-streichende und steil NE-fallende Quarzgang durchsetzt die Prasinite und Chloritschiefer (NNE-streichend und steil NE-fallend) diskordant, er stellt die Ausfüllung einer Verwerfungsspalte dar. Die Mineralführung besteht grösstenteils aus *Quarz,* accessorisch tritt *Pyrit* auf, der in Nestern angereichert sein kann und der für Schwefelsäureherstellung abgebaut wird. Ausser Pyrit stellen sich ganz geringe Mengen Chalkopyrit und Bleiglanz ein. Der Au-Gehalt soll sehr gering sein. Genetisch hat das Vorkommen insofern eine Bedeutung, als es neben Quarz und geringen *Karbonatmengen* noch *Scheelit* *) führt.

Viele Stellen des Ganges sind als ausgesprochene *Gangbrekzien* entwickelt; das im Gang eingeschlossene Nebengestein ist vorwiegend prasinitischer bis serpentinischer Zusammensetzung. Nachträgliche Dislokationen haben eine starke Veränderung dieser eingeschlossenen Grüngesteine hervorgerufen. Dadurch entstehen grün und weiss gefleckte Gesteine, die aus einem ungeordneten Haufwerk eines intensiv grüngefärbten, schuppigen sericitischen Minerals und kataklastischen Calcits bestehen, ohne Andeutung von Rekristallisationen. Dazwischen sieht man Infiltrationen von ganz jung gebildetem Quarz. Die kräftige *Grünfärbung der Sericitmasse* lässt *Chromgehalt* vermuten, der dem im Gang eingeschlossenen serpentinischen und prasinitischen Nebengestein entstammen dürfte. Eine dahin vorgenommene Teilanalyse, die ich der Freundlichkeit von Herrn Dr. F. DE QUERVAIN verdanke, bestätigt diese Vermutung; die Analyse ergab für die schuppige Sericitsubstanz

Cr_2O_3	1,12 %
Na_2O	0,28 %
K_2O	7,69 %

Dieses Vorkommen lehrt uns, dass auch noch nach der Faltung mit ihrer mineralischen Umstellung der ihr unterworfenen Gesteine, nachdem schon diskordant durchsetzende Verwürfe und Ausfüllung von durch sie verursachten Klüften einsetzte, Bewegungen sich geltend machten, die von erneuten Stoffumsätzen und Stoffverschiebungen begleitet waren.

*) Auch FENOGLIO (21) erwähnt aus dem Vorkommen des Val Dobbia (Pizzo Camino) das Auftreten von Scheelit.

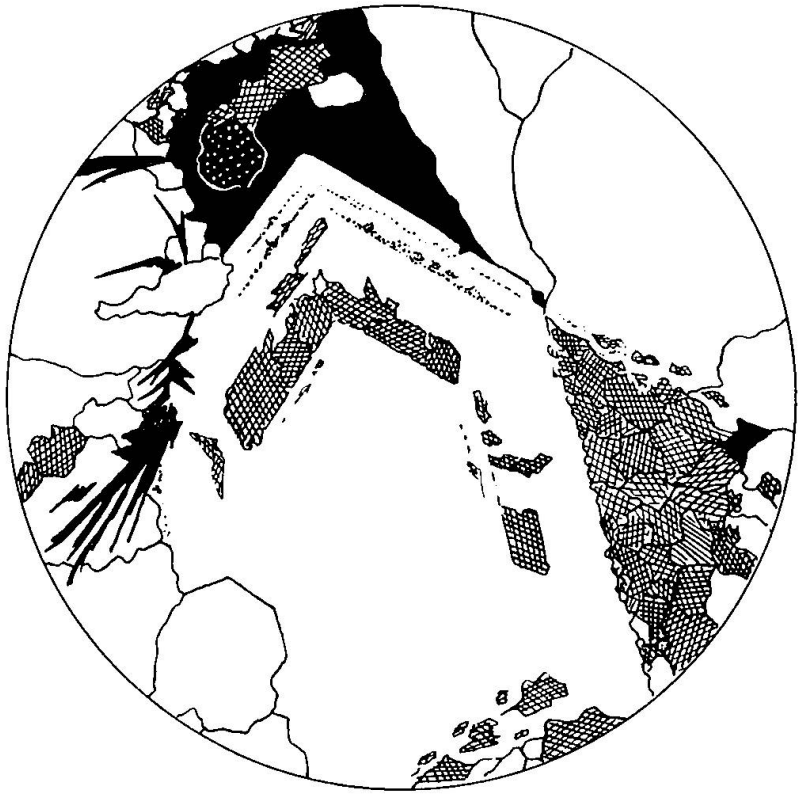
Den Ausführungen von REINHOLD (64) ist zu entnehmen, dass sich die Mineralisierung bis in Zeiten nach Abschluss aller tektonischen Bewegungen hinaus ausgedehnt hat, sind doch gerade aus den nahe gelegenen, drusig entwickelten Goldgängen des Arceza-Fensters bei Brusson die kristallographisch interessanten Quarze mit Endbegrenzung durch eine einzige Rhomboederfläche und Zwillinge nach $(11\bar{2}2)$ bekannt geworden. Die ausgesprochen drusige Beschaffenheit dieser Gänge gestattet auch weiterhin die Ausbildung von deszendentem Freigold, wie es wohl nirgends in gleich hohem Masse in den Alpen anzutreffen ist. Auch hier wäre es wünschenswert, eingehendere Studien über innerstrukturelle Beziehungen vorzunehmen, um die früheren Gangbildungsphasen kennen zu lernen, die durch die jüngsten, weil kristallographisch interessanter und wirtschaftlich wichtiger, beim ersten Anblick ganz in den Hintergrund gestellt werden. Ausser der drusigen Beschaffenheit der in diesem durch Brüche und Verwerfungen reichlich durchsetzten Gebiet auftretenden Gänge ist ihre Arsenfreiheit bemerkenswert.

e) Astano. — Malcantone [131]

Die Vorkommen um Astano und Novaggio weisen alle gemeinsame Züge auf. Die Ausführungen von DU BOIS (16) über Astano sind allerjüngst durch J. A. BURFORD (8) hauptsächlich mit tektonisch orientierten Untersuchungen, welche sich auf das ganze Malcantonegebiet beziehen, ergänzt worden. Die Vorkommen zeigen Ähnlichkeit in der Zusammensetzung und Struktur mit Pestarena; sie sind etwas weniger tektonisch beeinflusst als jene, innere gangmetasomatische Verdrängungen von Karbonat + Quarz durch jüngern Quarz sind deutlich wahrzunehmen und haben posttektonischen Charakter (vergl. Textfigur 7). Stellenweise sind Merkmale von Dislokation und Zertrümmerung früherer Gangphasen vorhanden.

Chalkographisches über Astano. Die Zinkblende führt sehr oft Segregationen von Magnetkiesovoiden und zementiert allein oder zusammen mit Bleiglanz mehr oder weniger stark ankorrodierten Pyrit, der, wie auch Arsenkies, häufig recht kataklastisch entwickelt sein kann. Auf Rissen und Korngrenzen von Pyrit oder Arsenkies hat sich gediegenes *Au* angesiedelt, dessen Reflexfarbe viel heller ist als in den Vorkommen des Anzascatales. Das hier auftretende Gold dürfte demnach einen höheren Silbergehalt aufweisen. Leider gelang es bis jetzt trotz Untersuchung einer grösseren Anzahl von Schliffen nicht, hier Mineralien der Ag-Cu-Pb-Assoziation aufzufinden.

Figur 6. Erz der Mine Baglioni bei Novaggio.
Nadlig idiomorphe Wismutglanzkristalle (weiss) in Fahlerz (punktiert) eingebettet; schwarz = Quarz mit Calcit. Anschliff. Vergr. 40 : 1



Figur 7. Gefügebild des Erzganges von Baglioni.
Prismatisch idiomorpher Quarz mit zonar angeordneten Resorptionsresten von Calcit. Quarz = weiss; Calcit = schraffiert; Arsenkies = schwarz massig; Wismutglanz = schwarz nadlig; Zinkblende = schwarz mit weissen Punkten. Dünnschliff. Vergr. 30 : 1

Die Gänge von Novaggio scheinen mineralogisch sehr interessant zu sein, von welchen mir das Naturhistorische Museum Bern Material zur Verfügung stellen konnte.

Die steil fallenden Gänge von „Baglioni" streichen ca. N 120° E und sind neben ihrem *Arsenkies*reichtum mit etwas *Pyrit* und vor allem durch den bedeutenden Gehalt an *Wismutglanz* charakterisiert. Letzterer ist in Nestern angereichert, deren Nadeln und Nädelchen die übrigen Gangmineralien durchspiessen, häufig aber ist auch Anordnung auf Korngrenzen der Gangart (vergl. Textfigur 6). *Fahlerz, Blende* und *Bleiglanz* sind weitere Begleiter. *Pyrargyrit* tritt als selbständige Körner zwischen der quarzigen Gangart, dann aber auch als segregationsartig aussehende Einschlüsse im Fahlerz auf.

3. Zusammenfassung über die Mineralisierung der goldhaltigen Quarz-Pyritgänge

Schon bei der Erörterung der allgemeinen Verbreitung dieser hauptsächlich um den Mte. Rosa gruppierten Vererzung ist auf die geologisch-tektonische Bedingtheit ihrer Existenz hingewiesen worden.

Mineralinhaltlich weist sie enge Beziehungen zu den Produkten der hydrothermalen, sulfidisch-karbonatischen Externzone auf, wie ja auch dort sich gelegentlich Einschläge nach der Entwicklung von Au-Gängen bemerkbar machten. Besonders charakteristisch neben der Au-Führung scheint aber für diese Gruppe das Mitauftreten von Bi und Bi-Sulfosalzen zu sein. Wir sind ihnen nicht nur in Pestarena, sondern auch in Dei Cani und im Malcantone begegnet. Es scheint, dass dieser Elementenassoziation für junge Au-haltige Vererzungen eine allgemeine Verbreitung zukommt, die für die Geochemie dieser Zonenmineralisation typisch ist. Es dürfte kaum ein zufälliges Zusammentreffen sein, dass die von Hugi (33) im Massiv des jungen Bergellergranites angetroffenen Erze die Zusammensetzung eines Cosalites aufweisen. Auch die jungen Gänge auf den Erzlagerstätten von Brosso-Traversella führen neben As- noch Bi-Salze. Neben eingehenderen und weit umfassenderen chalkographischen Untersuchungen sämtlicher jungen, goldführenden Erzlagerstätten sollten noch spektrographische zu ihrer genaueren geochemischen Charakterisierung herangezogen werden.

Die bis jetzt vorhandenen Analysen (allerdings nur technische, für den Bergbau und dessen Wirtschaftlichkeit orientierende) lassen auch schon so erkennen, dass die Gold-Quarz-Pyritgänge vom Typus der „alten Goldganggruppen" mit ihrem oft nennenswerten Ag-Ge-

halt nicht unerhebliche Anklänge an die „junge Gold-Silbergruppe" aufweisen. Nach dem bis jetzt chalkographisch festgestellten Mineralbestand beruht der Ag-Gehalt auf dem Miteinbrechen von Zinkblende, Bleiglanz, Fahlerz und Bi-Salzen; rein arsenkiesige und pyritische Erze zeigen einen für das Au:Ag-Verhältnis höheren Wert. Nach Du Bois (16) enthält das Roherz von Astano mit 54,2 % Sulfidgehalt

$$\begin{aligned} Au &= 34 \text{ g/t} \\ Ag &= 526 \text{ g/t.} \end{aligned}$$

Die Gondo-Erze enthalten nach Gysin (29) im Mittel 15 g Au/t, wechseln allerdings im Gehalt sehr stark. Der Ag-Gehalt ist durchschnittlich 4—5 mal grösser (andere Erze als Pyrit werden von Gysin kaum erwähnt). Auf einigen Gängen des Malcantone dürfte die Silberführung eine ganz bedeutende sein.

Die goldführenden Quarz-Pyritgänge stellen eine junge Mineralisation dar, jünger als die alpine Hauptfaltung und die sie begleitende Umkristallisation (postorogen bis insubrisch). Durch die alpine Dislokation kristallisationsschiefrig gewordene Gesteine werden von den Quarz-Pyritgängen durchsetzt und von ihnen eingeschlossen. Lagergangartige Ausbildung kann bei Gesteinswechsel in diskordanten Transversalgang übergehen. Die Lagergänge stellen sich da ein, wo schiefrig beschaffene Gesteinskomplexe mit steiler Aufstellung vorherrschen.

Die Mineralisation der Quarz-Pyritgänge dürfte zeitlich in die letzten, aber nicht allerletzten alpinen Bewegungen fallen, da sie (Pestarena, Dei Cani, Val Bianca) teilweise noch kräftige mechanische Umlagerungen erfahren haben, die, was den erzführenden Anteil anbelangt, zu typisch metamorphen Lagerstätten führten; dagegen hat der aus Gangart und Nebengestein bestehende Anteil nur *Anfänge* einer Um- und Rekristallisation erfahren; die Bedingungen einer gesteigerten Metamorphose mit kräftigen chemischen Umsätzen fanden hier keine Verwirklichung mehr, denn die Tektonogenese war im Abklingen begriffen. Die Bewegungen haben schon aufgehört, bevor allerletzte Quarz- und Erzlösungen (Zinkblende, Kupferkies, Bleiglanz) aufstiegen.

Es ist möglich, dass die Vererzung mit den spätalpinen granodioritischen Intrusionen als peri- bis apomagmatische Bildungen in Beziehung steht. Dafür spricht das mehrfache Auftreten von diskordant zu der Streich- und Fallrichtung der Nebengesteine durchgreifenden porphyrischen Gangbildungen, die sich mehrfach ziemlich häufen. Wie schon pag. 92 erwähnt, treten solche bei Astano als

unmittelbares Begleitgestein von Erzgängen auf, auch REINHOLD erwähnt einen solchen Fall von Arceza. In der etwas südlich gelegenen „Sesia-Zone" sind solche junge magmatischen Gänge noch viel häufiger, besonders um Brosso-Traversella herum. Die endmagmatische Thermalwirkung hat sich mit ihren letzten Phasen bis in die insubrischen Zeiten hinein ausgedehnt und ist im allgemeinen jünger als die hydrothermale sulfidisch-karbonatische Mineralisierung der Externzone.

Diese endmagmatischen Lösungen eines tertiären Eruptivherdes fanden an den steil gestellten Flanken der *Mte. Rosaaufwölbung* und in den darin sich einstellenden Reissklüften günstig vorgezeichnete Aufstiegswege. Wahrscheinlich wölbte sich in den letzten Alpenbildungsphasen die schon bestehende Mte. Rosakuppel noch weiter auf, begünstigt durch zunehmende erosive Entlastung der darüberliegenden Deckenelemente einerseits und durch das gegen die Wurzelregion erfolgende Anstossen des starren Ivrea-Stronaklotzes andererseits.

Für den Malcantone fehlen jedoch diese günstigen Aufwölbungsbedingungen, dafür liegt aber ein sehr weit verzweigtes *Spalt- und Mylonitisierungssystem* vor, dem besonders BURFORD (8) nachgegangen ist. Dieser Autor jedoch vermutet vorpermisches Alter der Verwürfe und Mylonitisierungen und ist geneigt, die sie begleitenden eruptiven Ganggesteine für jünger anzusehen. Leider konnte trotz der Arbeiten von BEARTH (5) in dieser Hinsicht die gewünschte Klarheit noch nicht erreicht werden. Mir scheint von Bedeutung zu sein, dass die grossen Tektonisierungslinien des Malcantone (BURFORD) genau *in derselben Richtung verlaufen,* wie die grosse, sicher postorogen-metamorphes Alter besitzende und schon mehrfach erwähnte *Dislokationslinie Cervotal-Fobello-Tosatal* an der NW-Begrenzung der Ivrea-Verbano-Zone, mit welcher ja auch innerhalb der Ivreamasse noch mehrfach schwächere parallel gehen. Diese Linie ist, wie schon erwähnt, an vielen Stellen mit jungen Gold-Quarzgängen besetzt. Selbst wenn es gelingt, das hercynische Alter der Malcantone-Dislokationslinien zu beweisen, so haben sie in geologisch junger Zeit ein Wiederaufleben, zum mindesten durch teilweises Anfüllen durch erzhaltige Kieselsäurelösungen erfahren. Gangstrukturen, wie sie sich in dem vorliegenden, von Verwürfen so intensiv zerhackten Gebiet repräsentieren, sind nur möglich bei im wesentlichen posttektonischer Ausfüllung der Dislokationen.

Auch in der Paradiso-Gegend haben sich unter der dortigen Granitgneiskuppel aszendierende Lösungen anreichern und auf

Spalten aufdringen können. N von Ceresole (Cima Curmaon) [153] stellt sich Bleiglanz ein, S davon (Bellagarda) [154] Sulfantimonsalze mit Hg, Ag, Cu und Au. Die pyritreichen Gänge von Rancio-Azzaria [152] enthalten Hg und Sb (vergl. 9).

D. DIE MAGNETKIES-LAGERSTÄTTEN DER DIORITO-KINZIGITISCHEN ZONE IVREA-VERBANO (IV)

1. Allgemein petrographisch-geologischer Charakter

Schlagartig wechseln Gesteinscharakter und Morphologie, wenn wir im Tosatal südwärts wandern und bei Vogogna aus dem Wurzelgebiet mit seinen typisch alpin beschaffenen Gesteinen plötzlich in die Zone gelangen, die von Locarno herüberzieht, nach SSW weiter setzt und bald südwestlich Ivrea unter den Alluvionen der Poebene verschwindet *).

Im Profil der Tosa reicht die Zone bis an den Lago maggiore (Verbano), im Parallelschnitt der Sesia bis an das permische Quarzporphyrgebiet bei Borgosesia.

Diese Zone besteht aus basischen bis intermediären Tiefengesteinen, welche nach der der Poebene zugekehrten S- und SE-Flanke von kristallinen Schiefern, mehrfach von grösseren Granitkörpern durchsetzt, abgelöst werden.

---

*) In dieser Arbeit ist, wie auch aus der beigegebenen Karte ersichtlich, die Auffassung vertreten, dass die penninische Orogenzone sowohl im N als auch im S von analogen „Autochthonmassiven" begrenzt wird. Den nördlichen Autochthonmassiven steht im S die Ivrea-Verbanozone gegenüber mit völlig alpinfremdem Gepräge. Dabei muss es weitern Untersuchungen vorbehalten bleiben, ob der Ivreakomplex als autochthon im Sinne der nördlichen Massive oder als Äquivalent des Silvrettakristallins zu gelten hat, das als starre, nicht alpin orogene Deckschuppe über penninischem Deckengebiet liegt. Mit der letzteren Auffassung lässt sich am ehesten das Kristallin der Valpelline - Serie (Dt. Blanche) in Einklang bringen. Epimetamorphe Bildungen, wie sie für das nördliche Autochthon charakteristisch sind, gehören im Ivreakomplex zu grossen Ausnahmen und werden durch rein mechanische Zertrümmerungen ersetzt. Diese sind jung, wie auch die grosse Dislokationslinie, welche die Ivreazone im W so ausserordentlich scharf gegen die alpinen Sesiagneise abgrenzt (siehe weiter unten) und die ihren Einfluss noch weit in den gefalteten Alpenkörper hineingetragen hat: genau in ihrer streichenden Fortsetzung (Cervotal - Fobello-Vogogna) ist das markante Tosatal bis an den Griespass eingeschnitten und jenseits der Rhonenarbe setzt sie im Reusstal fort. Weiter östlich verlaufen in derselben Richtung noch weitere Trümmerzonen, auch entsprechen ihr die Hauptausdehnung der oberitalienischen Seen und viele Dislokationslinien im Malcantone (siehe weiter unten).

Trotzdem wir schon durch GERLACH (26) auf die Hauptmannigfaltigkeiten in der petrographischen Erscheinung aufmerksam gemacht worden sind, später ROSENBUSCH Dissertationen in diesem Gebiete ausführen liess [SCHAEFER (69)], [VAN HORN (30)] und PORRO (59) bei BÜCKING in Strassburg die Gesteine bei Finero untersuchte, sind wir noch weit entfernt, ein genügend abgerundetes Bild von der Petrographie dieser interessanten Zone zu besitzen. Das eingehendste Studium, das dieser Gesteinsserie gewidmet wurde, verdanken wir ARTINI und MELZI (4), die in einer umfangreichen, im deutschen Sprachgebiet leider viel zu wenig bekannten Arbeit die verschiedensten Gesteinstypen mikroskopisch analysiert haben. Leider fehlen uns bis heute für die meisten Gesteine die chemischen Analysen, die für eine gesteins- und mineral-provinzielle Betrachtung so notwendig sind. Am weitesten fortgeschritten sind unsere petrographisch-chemischen Kenntnisse im Abschnitt Brissago - Bellinzona, wo in der Fortsetzung dieser Zone die Zürcher Schule schon seit GRUBENMANN Arbeiten ausführte und sie jetzt unter NIGGLI fortsetzt.

Seit 1905 ist vom R. Ufficio geologico d'Italia die Bezeichnung „Formazione diorito-kinzigitica" eingeführt worden, nachdem schon 1888 von G. SPEZIA für bei Cuzzago gefundene Gesteine die Bezeichnung „Kinzigit" benützt wurde. Die Berechtigung, diese zusammenfassende Bezeichnung anzuwenden, bei welcher wir auch in unserer Betrachtung bleiben wollen, wird aus den nachstehenden Erörterungen ohne weiteres erhellen.

Auf Grund der vorhandenen Arbeiten und zahlreicher eigener Begehungen sei hier folgendes Bild der petrographisch-geologischen Verhältnisse dieses Alpenabschnittes gegeben. Wir erkennen:

1. Einen vorwiegend *noritisch - dioritisch* zusammengesetzten Komplex, dessen Begrenzung im E ungefähr von Ivrea über Biella-Coggiola-Varallo bis Campello verläuft und im W an einer Linie absetzt, die N von Ivrea über Scopello-Balmuccia-Fobello nach Campello zurückführt, wobei diese so umschriebene Masse sehr scharf gegen die alpin ausgebildeten Sesiagneise abschneidet. Die scharfe Westbegrenzung ist eine *tektonische Linie allerersten Ranges* *), sie setzt über Campello nördlich weiter, schneidet bei Vogogna das Tosatal und ist in ENE-Richtung ins Melezzatal (Cento Valli), von hier in nach E abgelenkter Richtung noch weiter zu verfolgen.

*) Anmerkung während des Druckes: Im Anschluss an die im vorigen Heft dieser Mitt. von BEARTH gebrachte Notiz über die Gangmylonite (Tachylite) Graubündens sei darauf hingewiesen, dass sich hier an der tektonischen Westbegrenzung der Ivreazone Tachylite in grosser Mächtigkeit einstellen.

2. Eine mineralisch sehr wechselvoll zusammengesetzte Serie kristalliner Schiefer, welche die NE-, E- und SE-Flanke des unter 1. genannten Eruptivkörpers Ivrea-Varallo aufbauen. Für diese Gesteinszone ist meist hoher *Tonerdegehalt* typisch (Biotitgneise, Sillimanitgneise, Disthengneise, Biotitgranatgneise, stets mit allen möglichen Übergängen).

Häufig sind aber auch sehr *kalkreiche* Ausbildungen, die von ± reinem Marmor über Kalziphyre zu den verschiedensten Gneisen überleiten, unter welchen Pyroxen- und Amphibolgneise sehr häufig sind. Die letzteren sind im Felde kaum oder gar nicht von den basischen Eruptiveinlagerungen zu unterscheiden (siehe unter 3.), erst genauere mikroskopische Studien mit chemischen Analysen vermögen die eindeutigen Anhaltspunkte zu liefern. Zurücktretend sind *quarzreiche* Glieder, die meist als Disthenquarzite entwickelt sind.

Der ganze Komplex ist sehr stark injiziert, magmatisch durchtränkt und durchadert.

3. Lager, Linsen und Schwärme von Gesteinen, meist mit gneisiger Ausbildung und ungefähr dioritischer Zusammensetzung durchsetzen den unter 2. genannten Gesteinskomplex. Das hier unter 3. angeführte Material besitzt also keine eigentliche Selbständigkeit, sondern vermittelt zwischen 1. und 2. und stellt vielfach von der Hauptmasse (unter 1. angeführt) abgetrennte Ausleger der noritisch-dioritischen Intrusivmasse Ivrea-Varallo dar. Diese Ausleger neigen im allgemeinen stark zu amphibolitischer Ausbildung hin und haben wahrscheinlich auch GERLACH (26) veranlasst, für die Ivreazone die Bezeichnung „Hornblende-Gestein" einzuführen. Diese Bezeichnung ist aber in dieser Auffassung unrichtig und muss fallen gelassen werden, da die Ivreazone selbst ausgesprochen *pyroxenischen* Charakter hat, wie übrigens auch schon ARTINI und MELZI richtigstellten. Die noritisch-dioritischen Gesteine mit im allgemeinen dominierendem Amphibolit-Charakter lassen sich sehr schwer von amphibolreichen, mit Kalziphyr genetisch verbundenen und ähnlich oder gleich aussehenden Gesteinen unterscheiden.

Viele der auf Blatt Varallo der Carta geologica d'Italia eingetragenen Einlagerungen und Gesteinszüge von dioritischem Charakter sind keine dioritischen Eruptivgesteine, sondern katametamorphe kalkhaltige Sedimente. Es wird nächstens über ein solches Beispiel, über welches bereits auf der Thuner Jahresversammlung der Schweiz. Min. petr. Ges. 1932 mündlich berichtet wurde, eingehender mitgeteilt werden. Der amphibolitreiche Gneischarakter der basischen

Anteile dieser Zone nimmt am ENE-Ende zwischen Brissago und Bellinzona ganz bedeutend zu.

Die unter 2. angeführte Gesteinszone wird schon von GERLACH (26) erwähnt, wo er von den in „Hornblende-Gesteinen" (Diorit und zum Teil Syenit) eingeschalteten „Eurittrümmern" spricht (pag. 133). ARTINI und MELZI (4) bezeichnen sie mit „Strona - Gneis" (zona occidentale).

Strona-Gneis nach GERLACH (26) sind die vorwiegend glimmergneisig und z. T. auch glimmerschiefrig zusammengesetzten, östlich anschliessenden Gesteinszüge im unteren Strona-Tal, am Lago d'Orta und Lago Mergozza, die häufig auch granitisch ausgebildete Gesteinstypen enthalten, was ebenfalls schon GERLACH erwähnt. ARTINI und MELZI bezeichnen diese Zone mit „Strona - Gneis" (zona orientale).

Auf jeden Fall sind diese Zonen lithologisch eng miteinander verknüpft und bilden genetisch *eine Einheit,* wie sie die italienische Bezeichnung zona diorito-kinzigitica zum Ausdruck bringen will. Wie NOVARESE (54) unlängst an Beispielen aus Italien hervorhebt, handelt es sich um eine weitverbreitete Erscheinung, die stets dioritische Magmen mit ihren basischen und sauren Differentiaten aufs engste mit einem katametamorphen Sedimentkomplex verbindet (weite Gebiete in Kalabrien, in den Retischen Alpen zwischen Tessin und Etsch in den Tälern Mera, Adda und Camonica, im Valpelline-Gebiet).

Für uns ist in erster Linie die natürliche Verbindung der Ivreagesteinszone mit der östlich sich anschliessenden, gneisigen Stronazone massgebend. Für die Zusammengehörigkeit dieser Gesteinszonen sprechen ausser den im Gelände festzustellenden Verbandsverhältnissen die gemeinsamen Züge in der Mineralisierung und die Kontinuität der Übergänge bei abweichender Mineralisierung; die letztere ist petrogenetisch durchaus erklärlich und entspricht den räumlich und zeitlich sich ändernden Bedingungen während ein und desselben gross angelegten Bildungsvorganges.

Aus der nachstehenden Skizzierung erhellen diese Zusammenhänge ohne weiteres.

Die Hauptgesteinsmasse der Ivreazone trägt noritischen Charakter.

Ultrabasische Eruptivgesteine (Pyroxenite, Peridotite) finden wir in der Hauptsache an der westlichen Begrenzung des Ivreazuges. Sie sind sehr häufig mit anorthositischen (Plagioklas mit 70 % An) Gesteinen vergesellschaftet.

Mehrfach finden sich mit ihnen auch saurere Differentiate vor, die durch die Mineralkombination Plagioklas (20—30 % An), Hypersthen ($2V_{n_\gamma} = 120°$!) und Quarz charakterisiert sind und die öfters auch durch Eintreten von perthitischem Orthoklas eine charnockitische Ausbildung verraten.

Die anorthositischen bis hypersthengranitischen Gesteine sind in der Regel sehr granatreich (Granate bis 4—5 cm Durchmesser) und stark ilmenitdurchsetzt. Glimmer ist kaum vorhanden, dagegen öfters braune Hornblende.

Weiter E-wärts machen sich mehr noritische bis gabbroide und dioritische Gesteine geltend, an die sich noch weiter E glimmerdioritische Typen anschliessen. Mit dem Eintreten des Glimmers in den Mineralbestand verschwindet auch der Granat. Diese Übergänge lassen sich zwischen Fobello-Rimella und Varallo im Mastalloneprofil sehr schön verfolgen. An der E-Grenze bei Varallo am Sacro Monte treten syenitische Gesteine auf.

Fast ausnahmslos beherrscht Paralleltextur diese Gesteine, die allerdings in der Intensität sehr beträchtlich und auch sehr rasch wechseln kann.

Bei Varallo setzt der Übergang in die „Kinzigitserie" ein, die durch glimmergneisige, oft syenitisch bis dioritisch aussehende Gneise mit Kalziphyr-Einlagerungen gekennzeichnet ist. Bei Roccapietra beginnt Granit, der stellenweise (Vanzone oberhalb Borgosesia) sehr resorptionsreich entwickelt ist.

Im Profil der Strona ergeben sich ähnliche kontinuierliche Übergänge, nur ist dort der Anteil der Kinzigitserie ungleich mächtiger.

Im Westen bei Campello herrschen wieder pyroxenetische, peridotitische, noritische und hornblende-gabbroide Gesteine, zum Teil in gneisiger Fazies, vor. Die „Kinzigitserie" hat ihre Grenze weit nach Westen geschoben, so dass bei Campello die ultrabasischen Gesteine aufs innigste mit den Gesteinen der Kinzigitserie verwoben sind. Orthaugitreiche olivinführende Hornblenditgänge und Pyroxenanorthosite durchsetzen schiefwinklig die Kinzigitserie; letztere selbst enthält neben Disthengneisen makroskopisch von ihnen kaum zu unterscheidende Pyroxengranite. Bedeutsam erscheint, dass man die nämlichen Eruptivgesteine sowohl in primärer als auch in gneisig verformter Ausbildung antrifft.

Grosse Komplexe von streifig bis bänderig texturierten und granoblastisch struierten Granatamphibolgabbro lagern sich den kinzigitischen dazwischen, desgleichen kleinere Granulitkörper aus Perthit und Granat bestehend; ausserdem sind zahlreiche kalziphyrische

Partien von ausserordentlich wechselndem Umfang eingeschaltet. Überall lässt der Mineralbestand ausgesprochen Hydroxylmangel erkennen.

Das ändert sich allmählich nach Osten, zunächst nimmt der Granatgehalt der Gesteine sukzessive ab und wird durch Biotit ersetzt. Gleichzeitig vermehrt sich auch die Pegmatitdurchsetzung, zunächst Granat- und Biotit enthaltend, dann nur mit Biotit und stellenweise mit sehr viel Turmalin, im mittleren und unteren Stronatal ausserdem mit Muskovit, wo wir schon in den Bereich der granit- und gneisgranitreichen Stronazone kommen. Ähnliche Übergänge lassen sich im Tosaprofil feststellen, die ebenfalls für eine einheitliche Mineralisierung sprechen, sich ändernd von den tiefgelegenen westlichen Zonen mit trockenen magmatischen Lösungen zu höhergelegenen östlichen, wo leicht bewegliche, an Mineralisatoren reiche Lösungen wirksam waren.

Einige Stoffe sind in gleicher Weise bezeichnend für die Gebiete der tieferen magmatischen Lösungen wie für die hangenden sedimentreichen Areale:

Magnetkies finden wir als typischen Begleiter der basischen monomineralischen Differentiate. Wir finden ihn aber auch mit etwas veränderter Begleitschaft in den stark pegmatitisch durchtränkten Stronagneisen und Kinzigiten.

Kupferkies ist stetiges Begleitmineral von Magnetkies und verhält sich ganz ähnlich, zeigt aber in der kinzigitischen Serie eine grössere mengenmässige Verbreitung.

Ilmenit spielt eine ähnliche Rolle; er ist ständiger Begleiter der basischen Eruptivausscheidungen (Anorthosite, Peridotite und Hypersthenite), er findet sich aber auch in Ilmenitpegmatiten vor (oberhalb Gula), die in Dioriten aufsetzen, und stellt sich wieder konzentriert in Pegmatiten ein, welche kalziphyrische Kinzigitgesteine durchdringen (Nibbio), wo Assoziationen entstehen, die Verwandtschaft mit Cu-Ti-Gängen aufweisen.

Graphit ist wesentlicher Bestandteil von Anorthosit (Gula), er ist es auch von Pegmatiten der Kinzigitserie (Ravinella, ROCCATI 67), der Marmore und der Biotitgneise zwischen Forno und Strona.

Skapolith imprägniert die Norite, die als Nebengestein der Korundpegmatite des Val Sessera auftreten, Skapolith ist aber auch ein ständiger Gemengteil der pegmatitisch durchsetzten Kalziphyre.

Kalke in Form von reinen Marmoren oder von silikatisch durchsetzten Kalziphyren sind häufige Bestandteile der Kinzigitserie, sie

bilden aber ebenfalls gewaltige Schollen und Linsen innerhalb der noritischen Intrusivgesteine (San Gottardo bei Rimella).

Nach den hier gegebenen kurzen skizzenhaften Darstellungen kann es keinem Zweifel mehr unterliegen, dass wir in der Ivrea-Strona-Zone Produkte eines gewaltigen Intrusionsvorganges vor uns haben. Dabei sind die basischen, tiefergelegener Differentiate vorwiegend im W, die saueren dagegen höher und im E zur Ausbildung gelangt. An die saureren E gelegenen Differentiate schliessen sich aufs engste die durch die Intrusionen stark veränderten sedimentogenen Dachpartien an, die reichlich pegmatitisch und granitisch durchsetzt sind. Die sauren Intrusionen sind jünger, vielfach die früheren basischeren durchsetzend und z. T. die starke Vergneisung bedingend.

Der Intrusions-Vorgang war ein vielphasiger und von Epochen der Tektonisierung und Umprägung begleitet (Auftreten derselben Gesteine in normaler und vergneister Fazies).

Die hier vorkommenden Gesteine haben sowohl in ihrer mineralischen Entwicklung als auch in ihrem räumlichen Auftreten Ähnlichkeit mit vielen anderen Grossintrusionen, so Sudbury, Bushveld, Appallachen; ihre kristallinen Schiefer zeigen im Mineralbestand mit denjenigen des niederösterreichischen Waldviertels sehr auffällige Übereinstimmung.

2. Die einzelnen Magnetkieslagerstätten

Über die Magnetkieslagerstätten der Ivreazone hat PRIEHAEUSSER (61) 1909 eine Mitteilung erscheinen lassen, welche allerdings den Gegenstand nur wenig erschöpfend behandelte und die vor allem versuchte, den Erzvorkommen genetisch „eine sekundäre Zuführung" zuzuschreiben und die Bedeutung der primären magmatischen Ausscheidung herabzumindern.

Unsere Arbeit geht nicht auf alle Vorkommen ein, die teilweise sehr schwer aufzufinden sind. Mir war es nur möglich, die Vorkommen von *Gula, Mte. Capio* und *Campello-Monti,* welche innerhalb typischer Ivrea-Gesteine selbst liegen, persönlich kennen zu lernen. In Gesteinen, die der Kinzigitserie angehören, treten neben andern die Vorkommen von *Cuzzago, Nibbio, Migiandone* und *Val di Mengo* auf, über welche hier ebenfalls kurz berichtet werden soll. Das hier Mitgeteilte gibt also nur einige typische Charakterzüge wieder, welche durch das Studium weiterer dieser Provinz angehöriger Lagerstätten zu ergänzen wären.

a) Magnetkies in Begleitung peridotitisch und pyroxenitischer Gesteine

α) Gula [170] im Mastallone-Tal

I. Situation: Bei Gula finden sich zwei Lagerstätten, deren Situation sich folgendermassen gestaltet:

Etwa 1 km oberhalb des Zusammenflusses von Mastallone und Landwasser führt von der Talstrasse über die enge Schlucht des Landwassers ein Steg nach den Häusern von Gula. Ca. 50 m flussaufwärts befinden sich in den westseitigen steilen Schluchtwänden die Stollen.

Eine zweite Lagerstätte befindet sich ca. 400 m weiter talaufwärts, wo das Tal erweitert ist. Auf der westlichen Talseite ist sie durch mehrere Stollen am steilen Hange aufgeschlossen. Nicht abgeführte Haufen abgebauten Magnetkieses (letzter Abbau 1918) liegen an der Talstrasse. Im Herbst 1932 ist die Lagerstätte wieder aufgewältigt worden.

II. Die petrographische Umgebung der Lagerstätten. Obwohl die Gesteinsmannigfaltigkeit bei makroskopischer Betrachtung hier in dieser Gegend keine grosse zu sein scheint — es handelt sich fast immer um bald mehr, bald weniger bänderige graue Gesteine mit Flecken oder Lagen dunklerer femischer Gemengteile —, so zeigt das mikroskopische Studium eine ganze Reihe von durch Übergänge miteinander verbundener Typen.

Unmittelbar bei der Barracone-Brücke (Zusammenfluss von Mastallone und Landwasser) herrschen auf der Ostseite *ilmenitreiche Anorthosite* vor, die stets wechselnde Mengen von Granat aufweisen. Unbekümmert um den Granatgehalt schwankt die Feldspatzusammensetzung mit 63—66 % An nur wenig. Gelegentlich nehmen die Gesteine einen feldspatpegmatitischen Charakter an. Quarz fehlt, dagegen ist stets *Rutil* und zwar oft in beträchtlichen Mengen vorhanden, bald als selbständige Körner, bald als Verwachsungen mit Ilmenit oder auch in Form feiner Nadeln als typische Entmischungsprodukte in Feldspäten. Auch Granate sind reich an eingeschlossenen Rutilnadeln.

Auf der W-Seite stehen frischere, hellgraue Gesteine an, rotbraun und dunkelgefleckt durch Granat-, Hornblende- und Pyroxenführung, weniger bänderig und gut granoblastisch entwickelt. Neben Feldspat und Granat mit reichlich eingeschlossenem Rutil führen sie Orthaugit und braune Hornblende; der Plagioklas ist basischer, gegen 70 % An, eine Erscheinung, die stets zu beobachten ist, sobald Hornblende in den Mineralbestand miteintritt *(Granatreiche Norite)*.

Hornblendefreie, neben Granat und Feldspat nur Orthaugit führende Typen stellen Übergangsglieder dar.

Bei 16,5 km setzen ostseitig der Strasse plattig geklüftete Gesteine ein, deren Absonderungselemente wie auch deren parallele Innentextur N 10° E verläuft, bei steilem W-Einfallen. Kurz vorher kreuzt eine ausgesprochene *Verruschelungszone* mit N 40° E das Tal in Richtung gegen die oberen Magnetkieslager von Gula. In dieser Verruschelungszone trifft man die *Quarz-Pyrit-Gänge* an, die mehrfach durch Stollen aufgeschlossen sind (vergl. pag. 90).

Mit granatreichen, granoblastisch gefügten Pyroxengabbros wechsellagern in Streifen und Bändern noch deutlicher parallel texturierte *Granathypersthen-Granite* (Plagioklas = Andesin, Orthoklas = perthitisch). Sie führen in geringen Mengen auch dunkelbraunen Biotit.

Diese charnockitische Tendenz verratenden Gesteine, wie alle, welche Quarz führen, weisen makroskopisch völlig Kinzigithabitus auf und lassen viel eher Paralleltextur erkennen, als nicht quarzführende. Auch weiter oben bei ca. km 17,5 bis 17,6 trifft man helle Einlagerungen an, welche als Quarzhypersthengranite (Hypersthen mit $2V_{n_\gamma} = 120°! = 44$ % FeO) angesprochen werden müssen. Wenig unterhalb durchkreuzen die Strasse grobkörnige Ilmenitpegmatite, nur aus Plagioklas (58 % An und sehr rutilreich) und Ilmenit bestehend.

III. Die Erzführung. Das Erz in dem unteren Gula-Vorkommen ist an *Hypersthenite* und *Hornblendite* gebunden, die in einem mesokristallinen, schwach granoblastisch erscheinenden *Gabbro* oder *Hyperit* auftreten, der auch eine Andeutung von Paralleltextur erkennen lässt. Der Hyperit (Gabbro) besteht zur Hälfte aus Feldspat (95 % An!), zur Hälfte aus dunklen Gemengteilen, unter welchen diallagisch. Diopsid ($2V_{n_\gamma} = 54°$, wohl mit etwas Pigeonitmolekül) bedeutend vorwiegt. Neben monoklinem Pyroxen findet sich untergeordnet noch Orthaugit mit $2V_{n_\gamma} = 105° = 25$ % FeO. Auch etwas braune Hornblende stellt sich ein.

Die Feldspäte weisen bei mikroskopischer Beobachtung gegenüber den Augiten ein recht aktives Verhalten auf: buchtiges Vordringen des Feldspates gegen den Diopsid unter Entwicklung eines eutektoidartigen, synantektischen Reaktionssaumes von Fe-Spinell; derselbe Spinell kann aber auch an stengligen Mikrolithen reiche Randzonen im Feldspat bilden.

Mit der meist angedeuteten ||-Textur des Hyperites laufen Schlieren und Bänder von reinem Hypersthenit gleichsinnig (N 10° E, flach

N-fallend), gelegentlich nehmen sie auch gangartig beliebige Richtung ein; dies gilt besonders für graugrüne, dichte *Amphibolite*. Beide, erstere allerdings in bedeutend umfangreicherem Masse, enthalten Erz.

Die *Hypersthenite* sind meso- bis makrokristalline Gesteine mit xenomorph-rundlichen Orthaugitkristallen, die von Kiesmasse zementiert werden.

Die Augite sind Hypersthene ($2V_{n_\gamma} = 106^0 = 26\,\%$ FeO) mit gut entwickelter (100)-Absonderung. Sie enthalten reichlich Entmischungseinlagerungen von Titaneisen, welche nach der c-Achse parallel (100-) angeordnete, schmale rotbraunviolette Plättchen darstellen.

Grössere Patzen und rundliche Körner von dunkel grünbraunem Chromspinell ergänzen neben wenig brauner Hornblende den nichtkiesigen Mineralinhalt.

Die Hornblende tritt gern randlich um die Pyroxene auf oder ist auch gelegentlich parallel mit denselben verwachsen. Die gangartig auftretenden amphibolreichen Differentiate sind äusserst dichte, feinkörnige Gesteine, die aus olivinreicher Grundmasse und brauner Hornblende bestehen. Ihr Erzgehalt ist relativ gering.

Vielfach beobachtet man *starke Zertrümmerung* besonders der Pyroxenite: Die Pyroxene erscheinen kräftig (wie plastisch) gebogen oder sind zertrümmert; ein Netzwerk feinkörnigen Pyroxenmaterials, mit etwas brauner Hornblende durchmischt, durchzieht die Pyroxene oder hält grössere Fragmente unversehrt gebliebener Pyroxenindividuen umschlossen (vergl. Bild 28).

Nie beobachtet man aber selbst bei der intensivsten Zermalmung und Zertrümmerung auch nur Spuren von chemischen Neubildungen, wie Hornblende, Glimmer, Chlorit etc. In allen Fällen ist die mechanische Einwirkung ein *rein physikalischer Effekt* und ist ohne geringste chemische Begleit- oder Folgereaktion geblieben. Diese Beobachtung ist keine vereinzelte, sie stellt sich immer und immer wieder im Bereiche der Ivreagesteine ein; es handelt sich somit hier um ein Phänomen, das sich gegenüber den bisher im Alpengebiet beobachteten recht gegensätzlich abhebt und das vor allem durch die *Trockenheit des Vorganges,* durch das vollständige *Fehlen von Wasser* charakterisiert wird. Wir stehen bei Gula im Bereiche der auf pag. 110 erwähnten Dislokationen, die vielfach noch weit nach Osten hin im Zentrum der Ivreazone ± ausgesprochene parallel verlaufende Trabanten erkennen lassen, ohne aber in allen Fällen von Quarz begleitet zu sein. Die Zertrümmerung nimmt besonders bei

Anwesenheit von Erz eine charakteristische Form an. Davon wird noch weiter unten bei Besprechung der Erze die Rede sein.

Das Erz bildet nesterartige Anreicherungen; diese entwickeln sich aus spärlichsten Mengen kleiner und feinst zwischen den Pyroxenen eingestreuter Kieskörnchen kontinuierlich durch Überhandnehmen des Sulfidgehaltes und gleichzeitiges Zurücktreten des silikatischen Anteils zu derben Kiesmassen, die sozusagen völlig frei von Silikaten sind.

Die Erze füllen die Räume zwischen den einzelnen Silikatkristallen aus; sie sind also deutlich jüngere Ausscheidungsprodukte und dringen auf Spalten und in Korrosionssäcken in die älteren Silikate vor (vergl. Bild 27).

Die derben Kiese bestehen durchschnittlich zu $^3/_5$—$^6/_7$ aus *Magnetkies,* das übrige ist *Pentlandit* und *Kupferkies;* oft wiegt unter den beiden letzten Kupferkies, oft Pentlandit vor.

Der Magnetkies zeigt die typischen, schwach reflexionspleochroitischen entmischungsähnlichen Spindeln, wie sie in SCHNEIDERHOEHN-RAMDOHR (72) erwähnt werden. Die Struktur ist xenomorphkörnig.

Mehrfach begegnet man, jedoch stets nur in spärlichen Mengen, dem früher in der Literatur von Cu-haltigen Ni-Lagerstätten erwähnten „unbekannten" Ni-Mineral. Es gelang unlängst RAMDOHR und ÖDMAN (63), dieses als das Ni-freie Cu-Fe-Sulfid *Valleriit* zu bestimmen, ein Mineral, das überall in hochtemperierten, sulfidischen Cu- und Fe-Lagerstätten anzutreffen ist und das sich auch fast ohne Ausnahme in allen erzhaltigen Mineralassoziationen der Ivrea-Zone einstellt.

Pentlandit zeigt nichts Besonderes, seine Verbandsverhältnisse lassen keine Merkmale, die auf Entmischung aus dem Fe-Sulfid schliessen lassen, erkennen, wie es sonst anderwärts in analogen Vorkommen der Fall ist.

Gegenüber oxydischen Erzen verhalten sich die Sulfide gleich wie gegenüber den Silikaten. Als oxydisches Erz kommt nur Chromspinell oder Al-haltiges Chromeisen in Betracht. Chromspinell, im Dünnschliff schwach grünbraun durchscheinend, gehört mit dem Hypersthen zur Erstausscheidung und wird von Sulfid eingeschlossen oder durchsetzt.

Titaneisen kommt recht selten und ebenso spärlich vor.

Besonders erwähnenswert sind dichte, erzreiche Bildungen von matt metallischem Aussehen. Sie stellen sich bei chalkographischer Untersuchung als völlig kataklastische Mineralaggregate von Erz

und Hypersthen heraus. In der Erzmasse schwimmen gänzlich ungeordnete Hypersthenkristalle, wobei sich alle nur erdenklichen Übergänge feststellen lassen von grossen, kaum gestörten, vielleicht bloss entlang der Prismenspaltebene oder der (100)-Absonderungsfläche etwas aufgelockerten Individuen bis hinab zu kleinsten pulverartig zertrümmerten Partikeln, von welchen die Erzmasse dispersionsartig durchsetzt ist. Irgendwie eine Regelung und Ordnung kann weder in den Silikattrümmern noch in dem Erzbindemittel erkannt werden (vergl. Bilder 23 und 24).

Eine so völlig innige Verkittung und Zementierung von Pyroxentrümmern durch Magnetkies ohne geringste chemische Umwandlungen im silikatischen Anteil ist aus alpinen Gebieten eine gänzlich ungewohnte Erscheinung. Bestünde die radikale Zertrümmerung nicht, so würde man ohne weiteres annehmen, es liege das ursprüngliche Gefüge der magmatischen Verfestigung vor, nach welcher die bei niedrigerer Temperatur sich ausscheidende Sulfidschmelze die vorher fest und mittlerweile klastisch gewordenen Silikate umhüllt, Vorgänge, die sich noch in einem Stadium vollziehen, dem leichtflüchtige und vor allem wasserreiche Bestandteile fehlen. Vermag von vornherein die Vorstellung eines „protoklastischen" Gefüges nicht zu befriedigen, so wird eine solche Auffassung bei der chalkographischen Betrachtung mit × Nicols sofort hinfällig: An Übergangsstellen von grösseren, einheitlicheren, reinen Sulfidpartien zu solchen mit Silikattrümmern und an der Grenze zu Sulfidausfüllungen silikatischer Spaltrisse nimmt die Korngrösse der Sulfide rasch ab. Mit zunehmender Zertrümmerung der Silikate ist auch feinkörnigeres Gefüge des Sulfidanteils festzustellen. Nie greift ein grösseres Sulfidkorn von aussen in die silikatische Trümmerzone oder in silikatische Spaltrisse hinein, stets beginnen an solchen Grenzzonen neue Körner von viel kleinerem Ausmass. Es geht also aus der Beobachtung bei × Nicols eindeutig hervor, dass das heutige Strukturbild das Produkt einer mechanischen Einwirkung ist, obwohl bei Beobachtung im gewöhnlichen Licht ein völlig ungestörter Zusammenhang zwischen grösserer, silikatfreier Sulfidmasse und sulfidischer Ausfüllung im zertrümmerten Silikatanteil zu bestehen scheint, durchaus analog einer primären Verkittung durch eine sulfidische Schmelze.

Eine so innige Durchtränkung von Silikattrümmern und zerdrücktem Silikatpulver durch gleichzeitig zerdrückten Magnetkies ist wohl nur deshalb möglich, weil die Verbindung FeS relativ niedrig gelegene Umwandlungspunkte aufweist (320° nach CHEVENARD und 298° nach LOEBE und BECKER). Gleichzeitig ist bei Abkühlung die

Umwandlung bei 298° mit Kontraktion verbunden. Bei diesen Umwandlungspunkten dürfte bei geeigneter mechanischer Beanspruchung eine ausserordentliche Mobilität des Stoffes eintreten, welche die oben angeführten Strukturverhältnisse zu schaffen im Stande ist.

Von den Erzen der oberen Gula-Mine, die auf einem grossen Haufen an der Strasse aufgestapelt sind, konnte ich solche untersuchen, die vom unteren Gulavorkommen abweichen. Die untersuchten Erze waren an *Anorthosite* gebunden; ob sie hier auch noch ausserdem pyroxenitisch gebunden sind, vermag ich nicht zu sagen.

Die Anorthosite, welche die Erze enthalten, sind Granat-Anorthosite. Ihre Zusammensetzung ist ungefähr folgende:

Plagioklas	50 %	
Granat	30 %	
Erz (Pyrrhotin) (Kupferkies) (Titaneisen) + Graphit	15 %	Der Plagioklas weist ca. 70 % An auf. Von den 15 % Erz + Graphit ist vielleicht $^1/_8$ allein Graphit.
Enstatit + wenig Chromspinell	5 %	

Das Gestein ist also bemerkenswert durch seine Graphitführung.

Titaneisen bildet in der Regel rundliche Körner, die, wenn in Granat eingeschlossen, von einem äusserst schmalen Feldspatrand umsäumt sind. Dieser Saum kann sich aber beträchtlich erweitern, bekommt als „reaction rim" myrmekitisches Aussehen und stellt ein eutektoides Gemisch von stengligem Feldspat und Granat dar, die annähernd senkrecht zur Umgrenzung des Ilmenitkernes gestellt sind.

Die *sulfidischen Erze* bilden Nester oder fleckenartige Anreicherungen im silikatischen Gestein und treten ausgesprochen zwickelausfüllend auf. Im Vergleich zur unteren Gula-Lagerstätte fällt die Pentlandit-Armut auf. Neben Magnetkies ist viel Kupferkies vorhanden, beide sind deutlich jünger als Titaneisen, ebenso jünger als Graphit. Graphit zeigt vielfache Biegungs- und Fältelungserscheinungen, die Plagioklase sind häufig gebrochen und kataklastisch. Die Sulfide sind in die gewundenen Spaltrisse des Graphites eingedrungen (vergl. Bild 26), im Titaneisen verfolgen sie teilweise das oktaedrische Zwillingsnetz, dem gleichermassen Einlagerungen von Rutil und fraglichem Leukoxen (oder Titanit) folgen (vergl. Bild 25). Die Sulfiddurchdringung scheint jünger als die Rutilentmischung im Ilmenit zu sein. Letztere bevorzugt hauptsächlich die Kernpartien der Titaneisenkristalle; Graphit dürfte zu recht frühen Ausschei-

dungsprodukten gehören, da er mehrfach als Einschluss in Titaneisen beobachtet wurde.

Mte. Capio[165]

Am Südabhang des Mte. Capio, der höchsten und aussichtsreichen Erhebung zwischen Strona- und Mastallone-Tal, stellt sich eine sehr wechselvolle Gesteinsserie ein, welche die verschiedenen Lagerstätten vom Mte. Capio, Alpe Cevia oder Alpe Laghetto enthält. Die Stolleneingänge sind alle zugeschüttet. Haldenmaterial lässt sich noch auffinden.

Neben noritischen, peridotitischen und pyroxenitischen Gesteinen sind es vielfach feldspatreiche, pegmatitische Bildungen, die hier interessieren. Die Altersbeziehungen der verschiedenen Differentiate erfordern noch eingehendere Studien, ehe darüber endgültige Aussagen gemacht werden, auf jeden Fall ist eine intensive Pegmatitisierung der gabbroiden Gesteine eine sehr auffällige Erscheinung, wir befinden uns ja hier an der Grenze des norito-gabbroiden Kernes Ivrea-Varallo gegen den kinzigitischen Stronakomplex.

Die Ni-Erzführung ist hauptsächlich an feldspatfreie Gesteine gebunden. Erzhaltige feldspatreiche, pegmatitartig ausgebildete Gesteine haben geringen Ni- und dafür erhöhten Cu-Gehalt.

1. Feldspatfreie Gesteine und ihre Erze. Südlich der alten Stollen steht ein porphyrisches Gestein an mit einsprenglingsartig beschaffenen Pyroxenen von 2—3 cm Länge. Es besteht aus einer Peridotgrundmasse (Olivin mit $2V_{n_\alpha} = 90^0$) und rhombischem Pyroxen ($2V_{n_\gamma} = 95^0$). Verhältnis Olivin : Pyroxen = 2 : 1. Die Pyroxene, meist als Einsprenglinge vorhanden, weisen keine Diopsid-Entmischungen auf, dagegen enthalten sie feinste Spinell-Einlagerungen. Spinell ist ausserdem akzessorisches Mineral, desgleichen braune Hornblende. Das Gestein ist ein *Harzburgit*.

Es wird mehrfach von feinsten Adern durchzogen, auf welchen sich nesterartig grössere, braune Hornblendeindividuen anreichern können. Das Gestein ist fast erzfrei.

Im Bereich der Lagerstätten stellen sich mehrere annähernd N—S-gerichtete, ähnlich beschaffene Gesteinszüge ein, die wahrscheinlich mit dem vorerwähnten Harzburgit in Verbindung stehen. Es sind *Wehrlite* mit ca. 95% Olivin ($2V_{n_\alpha} = 90^0$ und guter (010)-Spaltbarkeit); das übrige sind monokline Pyroxene, die mit brauner Hornblende ||-verwachsen sind, Picotit und etwas Karbonat.

Weiter finden wir *Lherzolithe* mit Olivin ($2V_{n_a}$ = 88—90° = 15—13 % FeO), Bronzit ($2V_{n_\gamma}$ = 98° = 14 % FeO), Diallag ($2V_{n_\gamma}$ = 52°, c/γ = 40°), welche Komponenten sich im ungefähren Mischungsverhältnis von 1 : 1 : 1 am Gesteinsaufbau beteiligen. Es lassen sich Typen finden, welche bis zu 1/3 des Pyroxen- + Olivingehaltes braune Hornblende führen, in anderen wieder macht die Hornblende kaum 1/15 aus. Die Pyroxene enthalten reichlich grünbraune Spinellentmischungskörper. Spinell (Chromit) tritt vor allem aber als selbständiger Gesteinsgemengteil auf und zeigt häufig Entmischungsprodukte unbekannter Natur. Auch etwas Titaneisen gehört zu den Frühausscheidungsprodukten.

Die Serpentinisierung dieser Gesteine ist eine wechselnd intensive.

Das *sulfidische Erz,* als jüngste Bildung der magmatischen Verfestigung, füllt die Räume zwischen den Silikaten aus. Dementsprechend ist auch seine räumliche Anordnung im Gestein eine völlig dispers verteilte, grössere Konzentrationsnester wurden bis jetzt noch nicht beobachtet (Stollen nicht zugänglich). Die Erzanreicherung beträgt ca. 7 %. Mikroskopisch beobachtet man auch ein Hineingreifen und Vordringen auf Spaltrissen in die Silikate, ohne dass aber das aktive Verhalten der Sulfiderze den silikatischen und oxydischen Gesteinskomponenten gegenüber als ein reges bezeichnet zu werden braucht. Die Schwefelerze bestehen aus *Pyrrhotin, Pentlandit, Kupferkies* und relativ viel *Valleriit.* Pyrrhotin und Pentlandit wiegen beträchtlich vor. Auf Korngrenzen sowohl zwischen sulfidischen als auch silikatischen Gesteinskomponenten hat sich stellenweise *Magnetit* gebildet. Anzeichen weitgehender Serpentinisierung fehlen allerdings, mit welcher sonst Magnetitausscheidung verknüpft ist.

II. Feldspatführende Gesteine und ihre Erze. Feldspatführende Gesteine treten mit den vorerwähnten in engstem Zusammenhang auf und durchdringen sie auf die mannigfachste Weise. Neben fein- bis mittelkörnigen, erzfreien noritisch-gabbroiden sind es pegmatitisch aussehende, grobkörnige Bildungen, die uns in erster Linie interessieren, da sie häufig auch sulfidische Erze enthalten. Sie können als *Hypersthen-Pegmatite* angesprochen werden.

Ausser Plagioklas und bis mehrere cm lang werdende Hypersthenprismen führen sie in wechselnden Mengen Diallag, braune Hornblende und sehr oft kristallographisch vollkommen ausgebildeten, almandinartigen Granat. Fast immer sind sie sehr spinellreich.

Diese pyroxenpegmatitischen Gesteine sind vom Nebengestein (Lherzolithe, Wehrlite, Harzburgite, hornblendereiche Pyroxenite) nie scharf abgegrenzt, sondern aufs *engste mit ihm verwoben.* Die feldspatführende Ausbildung entwickelt sich gleichsam in kontinuierlichen Übergängen aus dem Nebengestein heraus unter Entstehung einer ± deutlichen Lagen- oder Bändertextur. Bei den grosskörnigen Pyroxenen dürfte es sich oft um Erscheinungen potenzierter Kontaktmetamorphose handeln, da sie rein stofflich als Gemengteile der basischen Eruptivgesteine schon vorhanden waren. Durch heisse feldspatliefernde Lösungen, welche nachträglich die peridotitischen und pyroxenitischen Produkte durchströmten, haben sie dann erst diesen pegmatitartigen Charakter empfangen.

Einer solchen Auffassung entspricht auch durchaus das mikroskopische Bild:

Die Hypersthene sind seltener als man es von Pegmatiten gewohnt ist, gut idiomorph umgrenzt, sondern sind in der Regel sehr kompliziert und innig mit Hornblende, Plagioklas und Spinell verwachsen. Oft bilden diese vier Mineralien oder zum mindesten drei — besonders häufig Pyroxen, Feldspat und Spinell — sogar eine eutektoidartige Verwachsung. Fehlt diese, so sind die Pyroxene stark gebuchtet konturiert, hervorgerufen durch hineingewachsenen Plagioklas. Braune Hornblende tritt in diesen grobkörnigen Bildungen zurück, mehrfach beobachtet man pseudopodienartige, myrmekitisch aussehende randliche Umwachsung von Hornblende durch Pyroxen. Die innige Verwachsung von Pyroxen, Hornblende, Plagioklas und Spinell repräsentiert die Verdrängung von Hornblende unter Neubildung von Feldspat, Pyroxen und Spinell. Der Spinell ist ein *Eisenspinell,* kräftig grün, nicht braungrün gefärbter Chromspinell. Oft beobachtet man auch Granat, dies offenbar bei Anwesenheit grösserer Kieselsäuremengen, so bei erhöhtem Feldspatgehalt. Unter den neuen Bedingungen, die sich mit der Durchdringung durch feldspatabsetzende Lösungen einstellten, war Hornblende nicht mehr bestandfähig, ebenso wenig Peridot, der sich ebenfalls in Pyroxen umlagerte.

Die hier auftretenden Mineralassoziationen entsprechen also nicht allein nur Produkten reiner Stoffzufuhr, sondern auch solchen gleichzeitiger Molekülumgruppierung. Dieser Art dürften auch die diese silikatischen Komponenten begleitenden *Erze* sein: Sie bestehen aus ca. $^2/_3$ *Kupferkies* und $^1/_3$ *Magnetkies* + *Pentlandit.* Die beiden letzterwähnten halten sich annähernd die Wage. Cubanit wurde bis jetzt nicht gefunden, dagegen im Magnetkies kleine, nicht

weiter bestimmbare, flämmchenartig gestaltete Einlagerungen mit anisotropem Verhalten. Pentlandit ist auf Spaltrissen weitgehend in *Bravoit* umgelagert. Bravoit zeigt bei sehr genauer Beobachtung schwache Anisotropie. Die Erzführung ist gering und sehr unkonstant; es handelt sich um schnur- bis fleckenartige Anreicherungen, die kaum 3 % des Ganzen ausmachen.

γ) Campello-Monti [162]

I. Die verschiedenen Gesteine. Die Gegend um Campello zu oberst im Stronatale zeichnet sich durch grosse Mannigfaltigkeit der petrographischen und geologischen Erscheinungen aus. Hier interessieren uns vor allem die pyroxenitischen und peridotitischen Gesteine, die mit noritischen, gabbroiden, anorthositischen und pyroxengranitischen alternieren. Auf sie hat schon 1877 Cossa (13) hingewiesen. Viele der von Artini und Melzi unter „Stronaliti" zusammengefassten Typen entsprechen pyroxengranitischen und anorthositischen Gesteinen, die häufig auch in Gneisfazies auftreten. Auch gabbroide Gesteine sind häufig gneisig entwickelt.

Unmittelbar östlich von Campello herrschen an dem steilen Hange als Muttergesteine des Magnetkieses peridotitische Differentiate, nördlich dagegen mehr pyroxenitische vor.

Die *Peridotite* (Harzburgite) bestehen aus Olivin ($2V_{n_\alpha} = 88°$) mit Hypersthen ($2V_{n_\gamma} = 100°$); in ganz geringen akzessorischen Mengen ist auch Diallag vorhanden. Das Olivin-Hypersthen-Verhältnis ist etwa 3:2 bis 4:1. Der Chromitgehalt ist bedeutend. Ausserdem ist noch Chromspinell vorhanden, der sich häufig als länglich entwickelte Entmischungseinlagerungen in Pyroxen einstellt. Im Peridot ist die Anordnung kleiner gerundeter Chromspinellkörner eine völlig willkürliche. Die Olivine sind mit Fahnen von Flüssigkeits- und Gaseinschlüssen durchsetzt. Die Struktur ist in der Regel xenomorph-körnig bei mittlerer Korngrösse. Es stellt sich aber auch porphyrische Ausbildung ein, mit mesokristalliner Peridotgrundmasse und 1—2 cm lang werdenden Hypersthen einsprenglingen. Letztere enthalten gerundete Olivinkörner eingeschlossen und führen massenhaft Chromspinell als Entmischungskörperchen, die nur in den äussersten Randpartien des Wirtes fehlen; es sind äusserst eng gescharte Stengelchen oder Scheibchen, parallel (100) mit Streckung nach (001). Auch ähnlich orientierte Titaneiseneinlagerungen treten auf, doch sind sie ungleich weniger zahlreich.

Die porphyrischen Harzburgite enthalten meist noch braune Hornblende.

Durch Zunahme der Nebengemengteile und Zurücktreten des Peridots entwickeln sich alle möglichen Übergangstypen. Mit Zunahme des Diallages tritt meist auch schon Plagioklas in den Mineralbestand ein.

Die Hypersthenite nördlich von Campello sind mesokristalline Gesteine, ebenfalls mit xenomorpher Struktur. Die Hypersthene zeigen $2V_{n_\gamma} = 100°$. Oft erscheint als Restausfüllmasse braune Hornblende; Chromeisen- und Spinellführung sind gering.

Typen, die durch Hinzutritt von Diallag zu Websterit hin tendieren, enthalten Hypersthene, die aufs feinste mit Diallag durchwachsen sind. Es dürfte sich dabei wohl um Entmischungserscheinungen handeln.

II. Erzführung. Die Erzführung ist schon lange bekannt und gab Veranlassung zu bergbaulichen Arbeiten. Pentlandit ist schon 1874 von TSCHERMAK (81) erwähnt. In der unmittelbaren Umgebung von Campello sind auch die Stollen, welche dem Abbau der Auhaltigen Quarzpyritgänge dienten; wir befinden uns ja hier bekanntlich (vergl. pag. 90, 110) in der früher schon erwähnten Dislokationszone nördlich der Zone Ivrea-Verbano, an der Grenze gegen die Sesiagneise. Dieser Umstand ist von wichtigem Einfluss auf die Ausbildung der hier auftretenden Ni-haltigen Magnetkiese.

Das Auftreten des Erzes ist grundsätzlich dasselbe, wie wir es in Gula schon angetroffen haben: Von der Ausfüllung kleinster und spärlich verteilter Lücken zwischen den Pyroxen- oder Peridotkristallen durch *Magnetkies* und *Pentlandit* bis zu derben, fast völlig silikatfreien Kiesnestern und -Lagern finden sich alle Übergänge vor. Das Erz ist bemerkenswerterweise allgemein *sehr pentlanditreich,* oft ist gut $^2/_3$ rein pentlanditisch. *Kupferkies*beimengung ist spärlich, mit Kupferkies sind stets kleinste Flitterchen von *Valleriit* zu beobachten.

PRIEHAEUSSER (61) gibt von allen Vorkommen der Ivreazone nennenswerten Co-Gehalt (0,36—1,00 %) an (Analysen von BADOUREAU). Die vielen Anschliffe, die ich machte, haben mir bis jetzt nie ein eigentliches Co-Erz gezeigt. Der Co-Gehalt dürfte demnach isomorph im Pentlandit gelöst sein, entsprechend auch den Angaben im Lehrbuch der Erzmikroskopie von SCHNEIDERHOEHN-RAMDOHR, pag. 122.

Da die Lagerstätten von Campello noch im Wirkungsbereich der grossen Dislokationszone stehen, sind die Erze häufig stark mechanisch gestört. Es entstehen Strukturbilder, wie wir sie speziell im unteren Gula-Vorkommen schon kennen gelernt haben. Primäre

Zementation der früh abgeschiedenen Silikate durch die später magmatisch sich verfestigenden Sulfide addiert sich zu den Verkittungserscheinungen, die völlig sekundär klastischer Natur sind. Dabei zerfällt der Peridot in ein kleinkörniges Trümmerwerk völlig abgerundeter Fragmente, das selbst grössere und unversehrte Kristalle umhüllt und seinerseits von Sulfiderz umschlossen oder durchzogen wird.

Noch nicht endgültig entschieden ist die Deutung schmaler Magnetitadern, die als Korngrenz- oder Spaltausfüllungen nicht beliebig, sondern ausschliesslich nur im Pentlandit oder an der Grenze von Pentlandit gegen Magnetkies auftreten. Dies gilt allerdings nur bei Abwesenheit von Serpentin. Zeigen die Silikate Serpentindurchsetzung, so tritt Magnetit als Korngrenzneubildung häufig mit ausgesprochener Skelettform auch im Magnetkies auf. In beiden Fällen dürfte die Magnetitbildung als autometamorphe Erscheinung angesehen werden. (Magnetkies gegenüber Pentlandit als jüngere, Fe-entziehende Bildungsphase, ähnlich Serpentinisierung als eine den Silikaten Fe-entziehende Reaktion.)

Der Pentlandit selbst bildet in der Regel einheitliche und völlig selbständige Körner, die gar keine Andeutungen segregativer Entstehung aus Pyrrhotin erkennen lassen. Des öftern zeigen die Pentlandite schöne Umbildungen in Bravoit.

b) Magnetkies in Amphibol- und Pyroxengneisen der Kinzigitserie

a) Cuzzago [159]

Die Lagerstätte östlich der Ortschaft *Cuzzago,* auf der linken Seite des Tosatales zwischen Vogogna und Ornavasso gelegen, muss ehemals einen bedeutenden Abbau erfahren haben, wie nach den noch vorhandenen, aber schwer zugänglichen Aufschlüssen vermutet werden muss. Eine Reihe von Stollenmundlöchern liegen an dem sehr steilen Talhang entlang eines zerfallenen Bremsberges. Die mineralisierte Zone ist schon von weitem durch die intensive Rostfärbung auffällig. Frische Handstücke sind in dieser Gegend schwer zu erhalten.

Die herrschenden Gesteine sind Augitgneise (Quarz, Diopsid, Enstatit, Plagioklas und etwas Biotit), Amphibolgneise (grüner Amphibol, Diopsid, Plagioklas), Granatsillimanitgneise (Quarz, Sillimanit, Granat, Disthen, Plagioklas, Biotit).

Das erzführende Gestein von Cuzzago ist ein Hornblendegneis, bestehend aus grüner Hornblende, etwas Diopsid, Quarz, Andesin

(42 % An) und Anthophyllit. Es ist den übrigen Gneisen parallel eingelagert, steht fast senkrecht und streicht NE.

Erzreiche Stücke bestehen mitunter nur aus Erz mit eingestreuten rundlich geformten, kräftig grünen Hornblenden, denen sich gelegentlich noch Epidotkörnchen hinzugesellen.

Das Erz selbst setzt sich aus *Pyrrhotin* und *Kupferkies* mit wechselndem gegenseitigem Mengenverhältnis zusammen; diesen beiden ist immer, jedoch nur in geringen Mengen, *Zinkblende* beigemischt. Weniger konstant im Auftreten sind Magnetit und Ilmenit. Magnetit ist mit Pyrrhotin skelettförmig verwachsen, die beiden stehen deutlich in einer genetischen Beziehung zueinander, Ilmenit bildet eher isolierte Körner, stets mit Hämatitentmischungsdisken, die nur in den äussersten Randpartien des Wirtes fehlen. Der Magnetkies zeigt im allgemeinen typische, sekundäre Umwandlungserscheinungen in Pyrit, die mitunter schon weit fortgeschritten sind.

Fast immer tritt das Erz mit einer „Psammitstruktur" auf, ähnlich wie wir solche Verhältnisse von den metamorphen Lagerstätten der hydrothermalen Externzone her kennen. Dieser Charakter ist im allgemeinen hier sogar noch viel kräftiger entwickelt. Sowohl mono- wie polygranulare Gangart„einschlüsse" erscheinen von Erz vollständig zementiert, mit reiner Trennung von Erzgrundmasse und einsprenglingsartig auftretender Gangart. Letztere besteht ausser der oben erwähnten Hornblende noch aus Plagioklas, Quarz, Anthophyllit und gelegentlichem Glimmer (vergl. auch Bild 30). Entweder handelt es sich bei diesen Gefügeverhältnissen um eine Zementation unter gleichzeitiger starker Korrosion von Mineralkomponenten der Gneise durch perimagmatische Erzlösungen oder aber es liegen sehr kräftig rekristallisierte Vererzungen vor, die vorher durch Mechanisierung beeinflusst worden waren, Bildungen, welche erhöhte Umkristallisation erfahren haben, als die metamorphen Lagerstätten der Externzone. Gerade die erzführenden Glieder dieser Gneisserien sind aber von jungen, völlig postkristallinen Bewegungen erfasst worden, wodurch die saubere Trennung von Erzgrundmasse und porphyroblastischem Silikateinschluss wieder verwischt wurde und eine Art klastisches Mischerz entstand (vergl. Bild 29). In solchen Fällen zeigen höchstens die Quarze etwas Rekristallisation, die übrigen Gemengteile bleiben klastisch und deformiert (Feldspat, Bild 29).

Gegenüber den Mechanisierungserscheinungen, die wir bei Gula und Campello beobachtet haben, ergibt sich noch insofern ein Unterschied, als hier die Mechanisierung viel ausgesprochener gerichtet

wirkte, wodurch linsige Textur der Silikate und „Psammitstruktur" des Erzes entstanden.

β) Nibbio [160]

Etwa 1,5 km östlich der Ortschaft Cuzzago mündet von Norden ein sehr schuttreicher Bach, wo zwischen der Strasse und dem steilen Talhang die wenigen Häuser von Nibbio stehen. Von der Strasse führt bei der Kapelle S. Pietro ein Weg gegen die nördliche Talwand und gleichzeitig gegen die alten Stollenmundlöcher der Lagerstätte von Nibbio, die lange nicht so ausgedehnt ist, wie diejenige von Cuzzago, aber infolge der Rostfärbung, die hoch in die senkrechte Wand zu verfolgen ist, schon von weitem auffällt.

Die Vererzung ist eine ganz analoge wie bei Cuzzago. Sie enthält dagegen weniger Magnetkies, dafür aber mehr Pyrit. Diese beiden Sulfide sind mit den Silikaten mit lappigen und zerschlitzten Konturen eng verwachsen, selbst dem Pyrit fehlt Eigengestalt. Ausserdem ist hier ein grösserer Quarzgehalt vorhanden. Auch sekundäre Bildungen (Chloritisierung der Pyroxene, Blaugrünfärbung der Hornblende) sind viel kräftiger entwickelt. Die Mechanisierung und Rekristallisation unter gerichtetem Zwang ist hier ebenfalls viel ausgesprochener. Die übrigen Erzmineralien sind mit denselben Eigenschaften die nämlichen geblieben. Das Nebengestein, ein anthophyllitreicher Amphibolgneis (Amphibol = grüne Hornblende), ist kaum mechanisch beeinflusst, die Dislokationsauswirkungen sind also fast gänzlich auf die erzführenden Zonen beschränkt.

In unmittelbarer Nähe sind Hornblende-Augitgneise von sedimentärer Entstehung, über welche an anderer Stelle eingehend berichtet wird und über welche schon eine kurze Mitteilung erstattet wurde.

γ) Migiandone [161]

Die Lagerstätte von Migiandone liegt gegenüber Cuzzago auf der Südseite des Tosatales, westlich von der gleichnamigen Ortschaft am Ausgang des Tobels, das von der Cima delle tre croci herunterkommt.

Diopsidgneise (vorwiegend *Diopsid* neben grüner *Hornblende*) und Amphibolgneise (vorwiegend kräftig braungrüne Hornblende neben Diopsid) sind die herrschenden Gesteinstypen, die häufige Übergangsformen bilden. Sie sind ± schwach parallel texturiert, seltener etwas bänderig und haben homoeo- bis heteroblastische, mesokörnige Struktur. Sie führen *basischen Feldspat* (70 % An),

etwas *Magnetkies* und *Ilmenit,* stellenweise viel *Apatit* und *Titanit,* oft auch *braunen Glimmer.*

Mit Eintritt von *Quarz* in den Mineralbestand und dessen weiterer Zunahme macht sich *Zoisit* immer mehr bemerkbar, die Komponenten verzahnen sich auch immer inniger und führen zur Ausbildung dichter *Hornfelse.* Gleichzeitig beobachtet man häufig *Zunahme des Sulfidgehaltes,* so dass skarnartige Produkte entstehen.

Solche dichte erzreiche Ausbildungen bestehen aus *Zoisit, Albit* und *Erz* mit etwas *Quarz,* dabei ist deutlich erkenntlich, dass Albit als jüngere Phase den basischen Plagioklas verdrängt. Muskovit und Biotit sind häufig auch zugegen. Oft umhüllt Erz abgerundete Hornblende- und Plagioklaskristalle, ohne dass Anzeichen einer Tektonisierung hier vorhanden wären. Die Erzzementation ist also hier eine primäre, nicht tektonische.

Das Erz besteht vorwiegend aus *Pyrrhotin* und *Chalkopyrit* mit wechselnden gegenseitigen Mengenverhältnissen. Stets ist etwas *Zinkblende* zugegen. Im Pyrrhotin wurden auch *Molybdänglanz* und *Graphit* beobachtet, letzterer auch in und zwischen Glimmer. Diese Mineralien weisen oft zusammen mit Magnetkies charakteristische Biegungs- und Zerknitterungsstrukturen auf. Kupferkies zeigt relativ viel *Valleriit. Ilmenit* bildet isolierte Körner oder eutektoide Verwachsungen mit Titanit. Bemerkenswert ist die *Neubildung* von *Pyrit* aus Magnetkies, die strukturell sehr schön zu verfolgen ist.

δ) Val di Mengo [166]

Etwa 6 km Luftlinie NNE von Varallo liegt im Bereich der Kinzigitserie, in der granitische Gneise eine dominierende Rolle spielen, die Lagerstätte des Val di Mengo in einem kleinen Tälchen, das bei Cervarolo in das Bagnola-Tal einmündet, welch letzteres kurz nachher sich mit dem Mastallone-Tal vereinigt.

In unmittelbarer Nachbarschaft des Erzvorkommens stellen sich Amphibolgneise ein (grüne Hornblende + Plagioklas).

Das Erz selbst ist an ganz feldspatreiche Gesteine gebunden. Diese können infolge des beträchtlichen Apatitgehaltes als *Apatitfeldspatpegmatite* angesprochen werden (Feldspate bis maximal 28% An). Häufig sind Feldspate mit noch grösserer Azidität. Die Feldspate erscheinen durch feinste Einschlüsse etwas getrübt und sind auch schwach sericitdurchsetzt. Sobald sie in Kontakt mit eindringendem Erz gelangen — das Erz dringt auf Spaltrissen oder auch scheinbar ganz beliebig in die Feldspate ein —, so werden sie völlig wasserklar und extrem sauer (bis reine Albitsubstanz). Mit zunehmendem

Sulfiderz stellt sich im Feldspat Ausscheidung von Zoisit in wohlumgrenzten Körnern ein.

Meist zeigt das Erz, wenn es in dichten, derben Partien auftritt, die bekannte „Psammitstruktur", wobei die vom Erz umschlossenen Feldspate die nämliche Änderung vom Kern bis zum Rande aufweisen (Kern = Andesin, Rand = Oligoklas, äusserster Rand am unmittelbaren Kontakt mit Erz = reiner Albit).

Erze mit „Psammitstruktur" enthalten deutliche Trümmerpartien von Quarz und Feldspat, die allermeist schon stark rekristallisiert sind. Die Erzmasse, welche die gerundeten Gangarteinschlüsse zementiert, ist von sperrig angeordneten Muskoviten durchsetzt. Das Erz selbst besteht wie in Migiandone aus *Kupferkies* und *Magnetkies* in wechselndem gegenseitigen Mengenverhältnis. Dazu gesellt sich stets etwas dunkelgefärbte *Zinkblende,* in schlecht begrenzten, lappig konturierten Körnern zwischen Magnetkies und Kupferkies eingelagert. Da Kupferkies immer spärliche Flitterchen von *Valleriit* enthält und auch ganz vereinzelt spiessige *Cubanite* erkennen lässt, so wäre nach RAMDOHR (62) das Auftreten von Zinkblendesternchen zu erwarten, diese konnten bis jetzt nicht beobachtet werden, Blende zeigte sich bis jetzt immer nur in der oben erwähnten Ausbildung.

Magnetkies zeigt oft reichlich und sehr schön entwickelte Neubildung von Pyrit. Im Tessin sind in der näheren und weiteren Umgebung des Cenerigebietes [155–157] mehrfach Vorkommen von Magnetkies bekannt. Neuerdings sind solche wieder bei der Anlage des zweiten Ceneritunnels prächtig aufgeschlossen worden, über welche F. DE QUERVAIN Genaueres mitteilen wird. Es dürfte sich voraussichtlich um die E-Fortsetzung der Ivrea-Verbano-Vererzung handeln, in welcher Ni zurücktritt zugunsten von Zn und Cu. Ob diese Lagerstätten in Pb-Zn-haltige übergehen, die zwischen Orta- und Langensee [167–169] auftreten, ist noch ganz unsicher. Cernesio [158] am Luganersee ist aber sicher eine jüngere Metallisation, entweder zur permischen oder aber jüngsten Pyrit-Arsenkies-Pb-Zn-Vererzung des Malcantone gehörig.

3. Zusammenfassung über die Vererzung der diorito-kinzigitischen Zone Ivrea-Verbano

Die angeführten Magnetkieslagerstätten lassen ganz deutlich zwei verschiedene Vererzungstypen erkennen:

1. Magnetkies mit Pentlandit (z. T. mit sehr viel) und wenig Kupferkies, an feldspatfreie, peridotitisch-pyroxenitische Gesteine oder an Anorthosite gebunden. Quarz und Zinkblende

fehlen völlig. Begleiterze sind die sulfidische Verbindung Valleriit und die oxydischen Mineralien Titaneisen und Chromit. Graphit tritt vor allem in anorthositischen Derivaten auf. Der Co-Gehalt ist unsichtbar, homogen gelöst im Pentlandit. Starke mechanische Zertrümmerung kann zu eigenartigen, äusserst innigen Verwachsungen zwischen Erz und Silikat führen. „Psammitstruktur" aber fehlt.

2. Magnetkies ohne Pentlandit, mit viel Kupferkies (Kupferkies oft sogar überwiegend), stets mit geringen Zinkblendemengen, gebunden an quarzführende Gneise mit oder ohne Amphibole oder Pyroxene. Begleiterze sind vor allem hoch temperierte Cu-S-Verbindungen (Valleriit, Cubanit), vereinzelt Molybdänglanz. Auch Graphit ist typisch, Chromeisen fehlt, Magnetit und Titaneisen sind häufig. Mechanische Einwirkungen führten zur Entwicklung des typischen „psammitisch" aussehenden Mischerzes, wie es für metamorphe Lagerstätten aus kristallinen Schiefergebieten charakteristisch ist.

Die Vererzung der Gruppe 1 entspricht der magmatischen Ausscheidung aus basischen Magmen. Abgesehen von den kupferkiesreichen, an feldspatpegmatitische Bildungen geknüpfte Vorkommen des Mte. Capio (vergl. pag. 123) handelt es sich um primäre, durch keine weitere magmatogene Einflüsse veränderte Produkte, die höchstens in Einzelfällen rein mechanische Störungen erfahren haben (Gula, Campello).

In der Gruppe 2 dagegen handelt es sich entweder um Sulfide, die als Begleitprodukte gabbroider Magmenerstarrung aufzufassen sind und einen pneumatolytisch-hydrothermalen Einschlag angenommen haben. Die gabbroiden Muttergesteine sind randliche Ausleger des grossen diorito-noritischen Hauptkörpers Ivrea - Varallo, die zusammen mit dem sedimentären Nebengestein eine Vergneisung unter Katabedingungen (Kinzigitserie) erfahren haben. Ganz analog wie bei Sudbury liegen also hier sog. „Offsets" vor, die naturgemäss auch etwas anders mineralisiert sind.

Es kann aber auch sein, dass die Erze dieser Gruppe ihre Entstehung den aplitisch-pegmatitischen Lösungen der Vergneisung verdanken. Beide Entstehungsmöglichkeiten nähern sich insofern, als die aplitisch-pegmatitische Vergneisung die jüngste Magmaphase der diorito-noritischen Intrusion darstellt.

Wenn gewisse Tatsachen eher zu Gunsten der erstgenannten Auffassung sprechen, so ist doch nicht zu leugnen, dass die später

erfolgte Vergneisung mit ihrer aplitisch-pegmatitischen Durchtränkung nicht unwesentliche Stoffverschiebungen (Auslaugung an einer und wieder Abscheidung an anderer Stelle) verursacht hat.

Alle bisherigen Untersuchungen von Vorkommen der Gruppe 2 haben ganz im Gegensatz zu den in Gruppe 1 beschriebenen *nie* Pentlandit erkennen lassen. Um so bemerkenswerter ist die Notiz von H. EHRENBERG (18), die auf orientierte Verwachsungen von Magnetkies und Pentlandit aufmerksam macht, welche an Kluftmineralien von Migiandone gefunden worden sind.

EHRENBERG betont mit Recht das ungewohnte Auftreten des Pentlandits als hydrothermale Kluftbildung. Da nach der hier angeführten Genesis Pentlandit nicht ausgeschlossen sein sollte, so kann angenommen werden, dass mit der nachträglichen Vergneisung, die sich unter Einfluss von leicht flüchtigen Komponenten vollzog, Pentlandit entfernt wurde und nur gelegentlich, wie z. B. in Kluftmineralien, als Relikt auftritt.

Ist die metamorphe Ausbildung mit der typischen „Psammitstruktur", welche in Gruppe 2 die herrschende ist, als alt oder als jung (postalpin) anzusehen? Die konstante Verknüpfung dieser Erzfazies mit den stets als kristalline Schiefer entwickelten Nebengesteinen zwingt zu der Auffassung gleichzeitiger Entstehung dieser Erzstruktur mit der Vergneisung (gabbroide Gesteine zu Amphibol - Diopsid - Gneisen, tonige Sedimente zu Sillimanit - Disthengneisen u. s. w.). Die festgestellten Tatsachen sprechen aber auch dafür, dass die Vergneisung mit gebirgsbildenden Vorgängen (nicht alpinen, ältern) verknüpft war; psammitisch struiertes Erz ist, wie aus den Erörterungen über die metamorphen Vorkommen der hydrothermalen, sulfidisch-karbonatischen Externzone hervorging, ein dislokationsmetamorphes Produkt mit vorkristalliner Deformation. Nur die rein klastischen, völlig postkristallinen Verformungen sind jung (postalpin).

E. DIE EISENOXYDISCHEN UND -SULFIDISCHEN (SULFARSENIDISCHEN) KONTAKTERZE.

Auf pag. 31 wurde schon darauf hingewiesen, dass diesen Erzen keine zonentypische Bedeutung zukommt.

Kontakterze an granitreichen Eruptivherden treffen wir einmal in den nördlichen Autochthonmassiven an, obwohl sie im Vergleich zu den gewaltigen Eruptivmassen recht spärlich sind. Dann finden wir sie im Süden der Alpen, wo die jungen Durchbrüche diorito- und syenitischer Gesteine bei Brosso und Traversella mineralreiche Kontakthöfe geschaffen haben.

Um die enormen Eruptivkomplexe granitisch-, dioritisch- und syenitischer Zusammensetzung, welche in den verschiedenen penninischen Decken enthalten sind, ist nirgends auch nur eine Spur Erz fixiert, welche in genetische Verbindung mit den Intrusionen dieser Eruptivgesteine gebracht werden könnte.

Es mögen zwei Gründe angeführt werden, welche das Fehlen von Kontakterzen im Penninikum erklären können:

1. Es ist möglich, dass schon mit der Erstarrung der weit ausgedehnten Eruptivkomplexe und unmittelbar darauf starke orogenetische Bewegungen einsetzten, welche der Fixierung von schwermetallischen Destillaten nicht günstig waren.
2. Es darf aber auch angenommen werden, dass eventuell gebildete Kontakterze zusammen mit der Schieferhülle der Eruptivkörper, in welcher sie gebildet worden sind, der Erosion anheimfielen. Alte kristalline Schiefer im Penninikum sind ja seltene Erscheinungen, allermeist sind die Granitkerne der penninischen Decken direkt umlagert mit kristallinen Schiefern von jung palaezoischem (Casannaschiefer), triasischem oder gar jurassischem Alter (Bündnerschiefer), welche nichts anderes als die Abtragungs- und Aufbereitungsprodukte der hercynischen Gebirgsmassen darstellen.

   Der an 2. Stelle angeführte Grund spricht für grössere Wahrscheinlichkeit.

1. Nördliche Autochthonmassive

a) Aarmassiv (Puntaiglas[174]*)*

Im Aarmassiv kennt man nur eine Lagerstätte dieser Entstehung; es ist diejenige von Puntaiglas, im östlichen Aarmassiv (Bündner Oberland) gelegen. Kürzlich ist über sie von C. FRIEDLAENDER (23) berichtet worden, sie liegt etwas nördlich der gleichnamigen Alp, etwa 2,5 km von Truns.

Es ist für die dortige Gegend charakteristisch, dass der zentrale Aargranit von einer Reihe von basischeren Vorläufern wie Diorite, Syenite, Monzonite begleitet wird, die auch im engsten, genetischen und räumlichen Zusammenhang mit Sedimenten stehen, welche durch die Intrusion metamorphosiert wurden. An der Grenze von Diorit zu solchen Sedimenten hat sich durch pneumatolytische Lösungen eine kontaktpyrometasomatische Erzlagerstätte entwickelt. Es handelt sich nach FRIEDLAENDER um turmalinimprägnierte Hornblende-Epidot-Skarne mit Magnetit, Pyrit und Kupferkies. Dazu gesellen sich sekundäre Kupfererze und Martitisierung und ferner hydrothermale Umbildungsprodukte der alpinen Dislokationsmetamorphose.

Die Abbauversuche auf Puntaiglas sind sehr alt.

b) Mt. Blanc-Massiv (Mont Chemin[175]*)*

Der Rücken, der sich östlich vom Rhoneknie bei Martigny zwischen den sich vereinigenden Wassern der Rhone und der vom Gr.

St. Bernhard herkommenden Drance erhebt, ist der *Mt. Chemin*. Er besteht noch bis zu den an seinem östlichen Ende sich einstellenden autochthonen Sedimenten aus Gesteinen des Mt. Blanc-Massives, hauptsächlich kristallinen Schiefern als Schieferhülle und gering mächtigem Granit als Kern, die alle rasch nach NE untertauchen und jenseits der Rhone nicht mehr erscheinen.

Über diese Lagerstätte erscheint demnächst eine eingehende monographische Darstellung von HUGI und LADAME. Für die hier gegebene kurze Skizzierung verdanke ich Prof. HUGI Einblicke in sein reichhaltiges Material und in das bereits vorhandene Manuskript.

Die Lagerstätte befindet sich an der Grenze von Gneisen, Schiefergneisen und verschiefertem Granit (NW gelegen) gegen amphibolitische Gesteine (SE gelegen), in welchen sich Marmorzüge einstellen, welche zu ± grossen linsigen Komplexen ausgewalzt sind. Das Ganze streicht NE und fällt steil S. Wie HUGI 1921 (31) hervorhob, sind diese Marmorlinsen durch Kontaktpneumatolyse magnetitisch vererzt, häufig unter Entwicklung von Granat-Diopsid-Skarn. Die Erzlinsen sind von der Höhe des Mt. Chemin bis weit hinab ins Drance-Tal im Couloir Collaud durch zahlreiche Stollen angehauen oder teilweise schon abgebaut worden. Das Erz ist im allgemeinen recht magnetitreich und arm an Sulfiden. Erz und Nebengestein sind durch Dislokationen stark durchbewegt und umgelagert, sehr kräftig kommt eine hydrothermale Epidotisierung und Vertalkung zum Ausdruck. Vereinzelte Vorkommen (Tête des Econduits) sind andererseits sehr zinkblendereich und magnetitarm. Möglicherweise leiten solche Vorkommen über in die fluoritoquarzigen Bleiglanz-Zinkblende-Gänge von *Les Trapistes* (vergl. pag. 47), sofern diese Gänge nicht jüngeren Alters sind. Für die erste Auffassung spricht weitgehende Fluoritisierung der nördlich gelegenen Magnetitlinsen.

Die Erzvorräte dieser Lagerstätte sind an alpinen Verhältnissen gemessen nicht geringe, und das Erz von guter Qualität; sie sind vor ca. 80 Jahren energisch abgebaut worden. In letzter Zeit beschäftigte man sich häufig mit neuen Schürfungen, unterstützt durch magnetometrische Messungen.

c) Aiguilles Rouges-Massiv (Salanfe[176]*)*

Dem Mt. Blanc-Massiv ist nordwestlich das Aiguilles Rouges-Massiv vorgelagert unter Zwischenschaltung der Arpille. Permokarbonische oder jurassische Sedimentmulden trennen jeweils die verschiedenen Massive. Das bedingt eine viel geringere dislokations-

metamorphe Beeinflussung der Aiguilles Rouges-Gesteine, besonders noch dann, wenn sie auf der NW-Seite auftreten, wie es für die Lagerstätte der Alp Salanfe zutrifft.

Die NW-Schieferhülle des zentralen Aiguilles Rouges-Granits ist reich mit Kalkeinlagerungen durchsetzt, die zu Marmor und Kalksilikatfelsen und Amphiboliten umgewandelt wurden. Auf der Alp *Salanfe,* entstanden durch pneumatolytische Kontakteinwirkungen *magnetit-* und *arsenkiesreiche Skarne,* die wegen des Goldgehaltes des Arsenerzes einen Abbau erfahren.

Die Arsenkieslagerstätte von Salanfe, 2200 m hoch gelegen, hat durch F. v. KAENEL eine vorläufige wissenschaftliche Bearbeitung erfahren (39), die z. Zt. noch vertieft wird und in Bälde als Monographie erscheinen wird.

Da die tektonische Einwirkung und ihre umwandelnden Begleiterscheinungen durch die südwärts gelegenen Arpille- und Mt. Blanc-Massive abgebremst wurden, liegen hier sozusagen noch unveränderte primäre Bildungsverhältnisse vor, welche nach v. KAENEL einen mehrphasigen, kontinuierlich sich ändernden Stoffabfolgeprozess erkennen lassen:

1. Marmorisierung, Skarnbildung mit oxydischen Fe-Erzen gehören zum ersten = *pneumatolytischen Stadium.*
2. Uralitisierung, Verquarzung mit Pyrit, Arsenkies und gediegen As entsprechen einer zweiten = *pneumatolytisch-hydrothermalen Phase.*
3. Hydratisierung der früh gebildeten Skarnsilikate (Epidot-Chlorit) mit weiterer sulfidischer Vererzung (Kupferkies, Fahlerz, Blende) und Fluorit-Barytabsatz stellen die letzte = *rein hydrothermale Phase* dar.

Nachträgliche, wahrscheinlich der permischen Oberflächenverwitterung angehörige sekundäre Vorgänge brachten Verschiebungen im Magnetit-Hämatit-Verhältnis und wahrscheinlich auch der Sulfide. Der Goldgehalt geht bis 40 g/t, der Bergbau hat nur in den zwei letzten Jahren einen Unterbruch erfahren.

2. Dioritkontakt von Brosso-Traversella

a) Allgemeines

Als zu der periadriatischen Gesteinsprovinz gehörige Eruptivzentren werden diejenigen von Adamello, Bergell, Baveno, Biella und Traversella gezählt. Nennenswerte Erzfixierungen sind aber nur am Adamello und bei Brosso-Traversella in der Nähe von Ivrea be-

obachtet. Feststellungen, welche für junges Alter sprechen, lassen sich am Adamello, im Bergell und bei Brosso-Traversella machen. Die Altersbestimmung im Adamello und im Bergell ist stratigraphisch und tektonisch sichergestellt, Traversella und Biella haben die alpin umgeformten und alpin aufgestellten Sesiagneise durchbrochen. Für Baveno sind unseres Erachtens noch präzisere Altersfeststellungen notwendig, da disruptives Verhalten des Bavenogranites gegenüber den Stronagneisen allein nicht genügt, jungalpines Alter zu postulieren, solange die Stronaserie selbst nicht Erscheinungen aufweist, die für mindestens postpaläozoisches Alter sprechen.

Die Kontakterze von Brosso-Traversella sind wohl schon seit den Römern bekannt und sind jeweilen durch die Jahrhunderte hindurch Gegenstand des Abbaues für recht verschiedene Metalle geblieben. Dass die Erzanreicherung kontaktmetamorpher Entstehung ist, hat schon 1878 GRODDECK betont. Italienische und auch viele ausländische Geologen haben sich mit diesen interessanten Lagerstätten beschäftigt. Hier seien nur diejenigen erwähnt, die in grösseren Arbeiten zur Kenntnis dieser Vorkommen beigetragen haben. Es sind vor allem NOVARESE (53), COLOMBA (13), MUELLER (46), SCLOPIS und BONACOSSA (6). Eine kurze Übersicht der Erscheinungen von Brosso-Traversella findet man bei STELLA (77). Im Anschluss an die Ausführungen NIGGLIS (49) über den „Taveyannazsandstein und die Eruptivgesteine der jungmediterranen Kettengebirge", in welchen die Eruptivgesteine Traversellas eine magmachemische und gesteinsprovinzielle Würdigung erfahren haben, unternahm KENNEDY (40) eine Untersuchung, in welcher die gemachten Beobachtungen auch physikalisch-chemisch gedeutet wurden.

Brosso und Traversella zeigen manche gemeinsame Charakterzüge, was aber nicht ausschliesst, dass jedes wieder besondere Merkmale aufweisen kann. An beiden Stellen ist die Erzführung fast gänzlich an dolomitische Kalke gebunden, welche den Sesiagneisen, aus muskovitführenden Biotitschiefern und -Gneisen bestehend, eingelagert sind. Anhaltspunkte für triasisches Alter der Kalke sind keine vorhanden, es wird sich auch wohl kaum um Triaskalke handeln.

Die Vererzung ist eine typische *Kontaktpyrometasomatose,* welche neben den oxydischen und sulfidischen Fe-Mineralien eine Reihe silikatischer, besonders von Mg und Fe und hydrosilikatischer verassoziert aufweist. Allgemein gehören Paragenesen ohne Hydrosilikate ersten Bildungsphasen an. Die spätern hydrosilikatreichen sind bald durch Umlagerung der frühern wasserfreien, bald aber auch direkt gebildet worden. Sulfidreiche Assoziationen sind im all-

gemeinen auch hydrosilikatreicher, Magnetit kommt mit wasserfreien und wasserhaltigen Silikaten vor, Eisenglanz nur mit Karbonaten und Sulfiden.

b) Traversella[178]

Nach KENNEDY ist das Bestreben nach Bildung von *forsteritreichen Magnetitskarnen* und das Nichteingehen von Ferroeisen in silikatische Verbindungen trotz des Vorhandenseins der Ferrostufe im Magnetit bemerkenswert (Skarne mit *Forsterit, Diopsid, Tremolit* ohne Hedenbergit). Die Ausscheidung dieser Komponenten hatte erneutes Freimachen von leichtflüchtigen Anteilen (reich an Wasser) zur Folge, welche Serpentinisierung, Chloritisierung und Vertalkung verursachten, gleichzeitig unter erneutem Absatz von Magnetit mit oder ohne Sulfid. Solche *hydroxylhaltigen Silikatfelse mit Magnetit, Pyrrhotin und Kupferkies* sind die häufigsten Bildungen. Mikroskopisch enthalten die Skarne ohne Ausnahme *Molybdänglanz,* allerdings stets nur in kleinen Schüppchen. Ist Kupferkies zugegen, so stellt sich immer etwas *Valleriit* ein. Es scheint, dass dieses für erhöhte Bildungstemperaturen massgebliche Mineral hier als Neubildung aus Chalkopyrit anzusehen ist, da es an Spalten im Kupferkies auftritt, die ausserdem vielfach eine jüngere Generation eines spaltenfüllenden, nicht idiomorphen Magnetits führen. Es haben somit in den spätern postsilikatischen, hauptsächlich erzabsetzenden Phasen noch hohe Temperaturen geherrscht. Trotzdem war die Reaktionsfähigkeit der in der Destillations- und Kondensationsabfolge einander sich ablösenden Komponenten auf die früher gebildeten Silikate eine rasch abnehmende, wie es Beispiele von Brosso deutlich zeigen: zwischen radialstrahligen Diopsiden eingedrungene Erze haben da, wo sie aus Pyrrhotin bestehen, die Silikate sehr stark ankorrodiert, wo letztere dagegen von Kupferkies begrenzt werden, der etwas jünger ist, da ist kaum eine Einwirkung der Erzlösungen auf den Diopsid eingetreten (vergl. Bild 31).

c) Brosso[177]

Brosso weist grössere Mineralisierungsmannigfaltigkeit als Traversella auf. Ausserdem bietet der dortige regere Bergbau mehr Gelegenheit, frisches Material und Aufschlüsse zu studieren. Für Brosso ist der bedeutendere Gehalt an *Pyrit und Eisenglanz* charakteristisch. Die vor wenigen Jahren geschaffenen neuen Aufschlüsse wenig W der Aufbereitung geben ideal schöne Einblicke in die Verdrängung des Kalkes durch Hämatit. Zeigt nach KENNEDY Traversella keine

Paragenesen von Pyrit und Pyrrhotin — es kommen aber doch solche, nur nicht so häufig vor —, so sind sie hier eine allgemeine Erscheinung mit Pyrit als älterem Mineral. Mischungen von Fe-Oxyd und -Sulfid lassen sehr instruktive Verdrängungen durch die kontinuierlich in der Konzentration sich ändernden Destillationslösungen erkennen: Die Hämatitleisten — ⊥ Tafelentwicklung gestellte Eisenglanze — weisen alle Übergänge zu Magneteisen auf unter Beibehaltung ihrer Form trotz des bedeutenden Idiomorphiebestrebens des Magnetites. Zwischen diese leistenförmigen Fe-Oxyde drängt sich Pyrit hinein und verdrängt die Oxyde unter Beibehaltung der alten Hämatitform (vergl. Bild 33). Es ist also als Zwischenstufe zwischen dem Ferrioxydeisen und dem jüngeren Schwefeleisen durch die Reduktionswirkung des letzteren der Magnetit entstanden. Ferrieisen in den früheren Bildungsphasen spielt aber hier nicht nur als Hämatit eine dominierende Rolle, sondern auch als Silikat. Mehr wie 10 cm lange radialstrahlige Büschel von *Lievrit* sieht man schon makroskopisch durch Magnetit oder Magnetkies verdrängt werden (vergl. Bild 32). Chalkographisch sind diese Veränderungen besonders schön zu verfolgen. Zwischen den Lievritnadeln sitzen öfters Vesuviane, die durch Erz oder Talk ebenfalls verdrängt werden.

Wenn einerseits bei Brosso der in der Richtung nach dem Dioritstock fortschreitende Bergbau immer mehr die Übereinstimmung in der Mineralisierung mit Traversella dartut, so sind vielleicht andrerseits in der Gegend von Brosso besonders entwickelte *Verwerfungen und Kluftsysteme* die Ursache für eine vielfach auch abweichende Vererzung. Der kleine Aufsatz von Parnisari (56) hebt diese Umstände recht deutlich hervor. Verschiedenaltrige E—W bis NE—SW laufende und NE einfallende Verwerfungen und Spalten durchsetzen die Sesiagneise mit den eingelagerten dolomitischen Kalken und z. T. auch den Diorit. Porphyrische Gangnachschübe setzen teilweise in ihnen auf. Die reichsten Pyritmassen von Brosso sind an die unmittelbare Umgebung der „faglia di San Giuseppe" gebunden und sind jünger als diese. Dieselbe Verwerfung hat aber verschiedenenorts auch ältere Hämatit- und Pyritanreicherungen tektonisiert. Zahlreiche noch jüngere Kluftausfüllungen führen Bleiglanz, Zinkblende, Arsenkies und Wismutglanz, sie sind auch in der weitern Entfernung um den Dioritstock, so bei *Coassolo* und noch weiter bei *Tavagnasco*[179] verbreitet und leiten über zu den komplexen Au-Bi-Gängen des Mte. Rosadistriktes.

Die in diesem Abschnitt erwähnten Vererzungen, welche sich nicht an bestimmte tektonische Einheiten halten, sind recht einheit-

licher Natur; die nördlichen grösstenteils mit epimetamorphen Umstellungen — bei Salanfe allerdings kaum wahrnehmbar —, die südlichen dagegen völlig unbeeinflusst.

SCHLUSSWORT.

Die Gliederung der verschiedenen Metall-Lagerstätten der Westalpen und ihre Zusammenfassung zu Lagerstättenzonen ist aus der Tabelle pag. 30/31 und aus der dieser Mitteilung beigegebenen Karte ersichtlich. Daraus ergeben sich auch die Beziehungen zu tektonischen und petrographischen Einheiten, über welche kurz die jeweils am Ende der einzelnen Zonen angeführten Zusammenfassungen orientieren.

Gesamtergebnis ist, dass ausser vereinzelten hercynischen Metallisationen in den nördlichen Autochthonmassiven und den ausschliesslich alten (hercynischen?) der Ivrea-Stronazone die ganze Vererzung im westlichen Alpenbogen eine Begleiterscheinung des entstehenden und soeben entstandenen Gebirges darstellt und uns ein typisches Beispiel tekton-orogenetischer Metallisation abgibt.

Eingegangen: 10. Februar 1934.

LITERATURVERZEICHNIS

1. Ahlfeld, F., Die Realgarformation. Zeitschr. f. prakt. Geol. 41, 1933, pag. 189—192.
2. Arbenz, P., Die Manganerze im Radiolarienhornstein in Mittelbünden. Beitr. Geol. d. Schweiz, Geotechn. Ser., Liefrg. 13, I. Bd. Bern 1923.
*3. Argand, E., Les nappes de recouvrement des Alpes Pénnines et leurs prolongements structuraux. Beitr. z. Geol. d. Schweiz, NF. 31, Bern 1911 mit Karte: 1:500 000 (Geolog. Spez.-Karte Nr. 64) und 3 Profiltafeln.
4. Artini e Melzi, Ricerche petrografiche e geologiche sulla Valsesia. Milano 1900.
5. Bearth, P., Die Ganggesteine des Malcantone. Schweiz. Min.-Petr. Mitt. 12, 1932, pag. 180—203.
6. Bonacossa, A., e Sclopis, V., Monografia delle miniere di Brosso. Torino 1900.
7. Brinckmann, R., Gipfelflur- und Lagerstättenstockwerke in den Alpen. Nachr. Ges. d. Wissensch. Göttingen, mat.-nat. Kl. 1928, pag. 217—232.
8. Burford, J. A., Failles et minerais du Malcantone (Tessin). Schweiz. Min.-Petr. Mitt. 13, 1933, pag. 435—470.
9. Catalogo della mostra fatta dal corpo reale delle miniere all'esposizione universale del 1900 a Parigi con cenni descrittivi dei giacimenti italiani di minerali utili. Roma 1900.
10. Clar, E., Zwei Erzentmischungen von Schneeberg in Tirol. Centr.-Bl. f. Min., Abt. A, 1931, pag. 147—153.

11. Clar, E., und Friedrich, O., Über einige Zusammenhänge zwischen Vererzung und Metamorphose in den Ostalpen. Zeitschr. f. prakt. Geol. 41, 1933, pag. 73—79.
12. Colomba, L., Rodonite cristallizata di S. Marcel. Atti real. accad. Torino 39, 1904, pag. 664—668.
12a. — Sopra un granato ferro-chromifero di Praborna. Atti r. accad. Linc. 19, 1910, pag. 146—150.
13. — Ricerche sui giacimenti di Brosso e di Traversella, Parte prima: Mem. real. accad. scienze Torino. Serie sec., fis. mat. e nat. 63, 1913, pag. 271 und Parte seconda, ebenda 66, 1915, No. 3 und Parte terza in Atti real. accad. scienze Torino, classe sc. fis. mat. e nat. 64, 1929, pag. 373—384.
14. Cossa, A., Sulla natura delle roccie che racchiudono i depositi di pirrotina nichelifera di Campello - Monti (Varallo). Atti r. accad. Linc. 1877, ser. 3, pag. 169—170.
15. Dal Piaz, G., Geologia della catena Herbetet-Grivola Grand Menomenon. Memor. dell'istituo geol. Univ. d. Padova 7, 1928.
16. Du Bois, J., Les gisements de mispickel aurifères d'Astano (Tessin). Beitr. Geol. d. Schweiz, Geotechn. Ser., Liefrg. 16, Heft 2, Bern 1931, pag. 73—103.
17. Duparc, L., Sur le gisement de St. Avre en Maurienne. Compt. rend. soc. phys. hist. nat. Genève 1923.
18. Ehrenberg, H., Orientierte Verwachsungen von Magnetkies und Pentlandit. Zeitschr. f. Krist. 82, 1932, pag. 309—315.
19. Eskola, P., On the origin of granitic magmas. Tscherm. Min.-Petr. Mitt. 42, 1932, pag. 453—481.
20. — On the differential anatexis of rocks. Cptes. rend. soc. géol. Finlande. 7, 1933, pag. 12—25.
21. Fenoglio, M., Alcune osservazioni sui giacimenti auriferi dell'Ossola. Boll. soc. geol. ital. 48, 1929.
22. Franchi, S., Contribuzione allo studio delle roccie a Glaucofane. Boll. r. comit. geol. 1902.
23. Friedlaender, C., Erzvorkommnisse des Bündner Oberlandes und ihre Begleitgesteine. Beitr. z. Geol. d. Schweiz, Geotechn. Ser., Liefrg. 16, Heft 1, Bern 1930.
24. Friedrich, O., Die Kupferlagerstätten der Schladminger Tauern. Berg- und Hüttenm. Jahrb. 81, 1933, pag. 54—61.
25. — Silberreiche Bleiglanz-Fahlerzlagerstätten in den Schladminger Tauern und allgemeine Bemerkungen über den Vererzungsvorgang. Berg- u. Hüttenm. Jahrb. 81, 1933, pag. 84—99.
26. Gerlach, H., Die penninischen Alpen. Beitr. z. Geol. d. Schweiz, Liefrg. 27, Bern 1883.
27. Giuşcă, D., Die Erze der Lagerstätte vom Lengenbach im Binnental. Schweiz. Min.-Petr. Mitt. 10, 1930, pag. 152—177.
28. Granigg, B., Über die Erzführung der Ostalpen. Leoben 1913.
29. Gysin, M., Les mines d'or de Gondo. Beitr. Geol. d. Schweiz, Geotechn. Ser., Liefrg. 15, Bern 1930.
30. Horn, von F., Petrographische Untersuchungen über die noritischen Gesteine der Umgebung von Ivrea in Oberitalien. Tscherm. Min.-Petr. Mitt. 17, 1898, pag. 391—420.

31. Hugi, E., Pneumatolytisch-hydrothermale Wirkungen alpiner Granitintrusionen. Eclog. geol. helv. 26, 1921, pag. 464—482.
31a. — Über einige Gesteins- und Mineralvorkommnisse der Wasserstollen der Kraftwerke Amsteg (Uri). Schweiz. Min.-Petr. Mitt. 3, 1923, pag. 263—297.
32. — Über ein neues Vorkommnis von Alkalihornblende. Schweiz. Min.-Petr. Mitt. 7, 1927, pag. 179—206.
33. — Über ein schweizerisches Cosalitvorkommen. Schweiz. Min.-Petr. Mitt. 9, 1931, pag. 163—171.
34. Huttenlocher, H., Zur Kenntnis verschiedener Erzgänge aus dem Penninikum und ihrer Metamorphose. Schweiz. Min.-Petr. Mitt. 5, 1925, pag. 181—229.
35. — Metallogenese und Metallprovinzen der Alpen. Met. und Erz. 1926, pag. 607—612.
36. — Beiträge zur Charakteristik der westalpinen Metallisation. Schweiz. Min.-Petr. Mitt. 7, 1927, pag. 165—178.
37. — Die Blei-Zinklagerstätten von Goppenstein, Wallis. Beitr. z. Geol. d. Schweiz, Geotechn. Ser., 16. Liefrg., Heft 2, Bern 1931, pag. 1—47.
38. Jakob, J., Die Manganerzlagerstätten zwischen Val d'Err und Roffna (Oberhalbstein), ihre Begleitminerale und ihre Genesis. Schweiz. Min.-Petr. Mitt. 13, 1933, pag. 17—39.
39. v. Kaenel, F., Die Arsenkieslagerstätte von Salanfe (Kt. Wallis). Diss. Bern. Auszug i. Jahrb. Phil. Fak. II Univ. Bern, 8, 1928, pag. 78—83.
40. Kennedy, W. Q., The igneous rocks, pyrometasomatism and ore deposition at Traversella, Piedmont, Italy. Schweiz. Min.-Petr. Mitt. 11, 1931, pag. 76—138.
41. Kilian, W., et Révil, J., Etudes géologiques dans les alpes occidentales. Mém. Serv., carte géol. France, Paris 1904—1917.
42. de Launay, L., La métallogénie de l'Italie et des régions avoisinantes. Compt. rend., Xe Congr. géol. internat. Mexiko 1906.
43. — Traîté de métallogénie, gîtes minéraux et metallifères. Paris 1913.
44. Maurice, R., Etude géologique, minéralogique et chimique sur le gisement de St. Avre (Maurienne). Diss. Genève 1931.
45. Moret, L., Enquête critique sur les resources minérales de la province de Savoie. Extr. Anal. de l'université de Grenoble, 1925.
46. Mueller, F., Die Erzlagerstätten von Traversella im Piemont, Italien. Zeitschrift f. prakt. Geol. 20, 1912, pag. 209—240.
47. — Die Magneteisenlagerstätten von Cogne (Piemont). Zeitschr. f. prakt. Geol. 23, 1915, pag. 177—186.
48. Nicolet, St., Les gisements filoniens de sidérose d'Allevard (Dauphiné). Diss. Genève 1931.
49. Niggli, P., Der Taveyannazsandstein und die Eruptivgesteine der mediterranen Kettengebirge. Schweiz. Min.-Petr. Mitt. 2, 1922, pag. 169—275.
50. — Erzlagerstätten, magmatische Aktivität und Grosstektonik. Zeitschr. f. prakt. Geol. 36, 1928, pag. 185—191.
51. Niggli, de Quervain und Winterhalter, Chemismus schweizerischer Gesteine. Beitr. z. Geol. d. Schweiz, Geotechn. Ser., Liefrg. 14, Bern 1930.
52. Novarese, V., La miniera del Beth e Ghinivert. Rass. Minn. 12, 1900.

53. Novarese, V., L'origine dei giacimenti metalliferi di Brosso e Traversella in Piemonte. Boll. r. comit. geol. d'Italia 1, 1901.
54. — La formazione diorito-kinzigitica in Italia. Boll. r. uffic. geol. d'Italia 56, 1931, Nr. 7.
55. Parker, R. L., Turmalinführende Pyritgänge bei Disentis. Schweiz. Min.-Petr. Mitt. 4, 1924, pag. 357—358.
56. Parnisari, C., Le miniere di pirite di Brosso. La Miniera Ital. 6, Heft 10, 1922.
57. Penfield, S. L., On some minerals from the manganese mine of St. Marcel in Piedmont, Italy. The Americ. Journ. of science, 3. ser. 46, 1893, pag. 288—295.
58. Petrascheck, W., Metallogenetische Zonen in den Ostalpen. Compt. rend., XIVe Congr. géol. internat. Madrid 1926.
59. Porro, C., Geognostische Skizze der Umgebung von Finero. Diss. Strassburg. Berlin 1896.
60. Priehaeusser, M., Die Manganlagerstätte von St. Marcel (Prabornaz) im Piemont. Zeitschr. f. prakt. Geol. 17, 1909, pag. 396—399.
61. — Die Nickelmagnetkieslagerstätten von Varallo - Sesia, Prov. Novara. Zeitschr. f. prakt. Geol. 17, 1909, pag. 104—116.
62. Ramdohr, P., Neue mikroskopische Beobachtungen am Cubanit (Chalmersit) und Überlegungen über seine lagerstättenkundliche Stellung. Zeitschrift f. prakt. Geol. 36, 1928, pag. 169—178.
63. Ramdohr, P., und Ödmann, O., Valleriit. Geol. Fören. Stockholm Förh. 54, 1932, pag. 89—98.
64. Reinhold, Th., Die Goldpyritgänge von Brusson in Piemont. Diss. Verh. natf. Ges. Basel 27, 1916.
65. Révil, M. J., Géologie du Massif de Rocheray. Soc. hist. nat. Savoie 17, 1913—1916.
66. Roccati, A., La miniera di pirite di „Sache". Consorz. agr. coop. Prov. Novara, Torino 1925.
67. — Pegmatite grafitifera nella valle Strona. Boll. soc. geol. ital. 40, 1921, pag. 205.
68. — Rodonite di Chiaves. Atti r. accad. Sc. Torino 41, 1906, pag. 487—494.
69. Schaefer, W. R., Der basische Gesteinszug von Ivrea im Gebiet des Mastallone-Tales. Tscherm. Min.-Petr. Mitt. 17, 1898, pag. 495—517.
70. Schmidt, C., Geologisches Gutachten über die Golderzgänge von Antrona, Basel 1899.
*71. — Texte explicatif de „la carte des gisements des matières premières minérales de la Suisse. Beitr. z. Geol. d. Schweiz mit Karte 1: 500 000, Basel 1920.
72. Schneiderhoehn-Ramdohr, Lehrbuch der Erzmikroskopie, 2. Bd. Berlin 1931.
*73. Staub, R., Der Bau der Alpen. Beitr. z. Geol. d. Schweiz, NF. 52, Bern 1924, mit tektonisch. Karte d. Alpen 1: 1 000 000. Spez. Karte 105 A und 3 Profiltafeln 105 B, B_2 und 105 C.
74. — Der Bewegungsmechanismus der Erde. Berlin 1928.
75. Stella, A., La miniera aurifera Dei Cani in Valle Anzasca e le sue sorgenti arsenicali. Rass. Min. 25, Torino 1906, Nr. 18.

76. STELLA, A., I giacimenti metalliferi dell'Ossola. Boll. r. Comit. geol. d'Italia 1907, Fasc. 4.
77. — Le miniere di ferro dell'Italia. Torino 1921.
78. — Intorno a nuovi studi sui giacimenti piritosi-cupriferi della zona delle pietre verdi alpine. Boll. soc. geol. ital. 1931, pag. XXIX.
79. TORNQUIST, A., Perimagmatische Typen ostalpiner Lagerstätten. Sitzber. Akad. Wissensch. Wien, Math.-nat. Kl., Abt. I, 139, 1931.
80. — ausserdem eine grosse Zahl von Spezialarbeiten über ostalpine Erzlagerstätten.
81. TSCHERMAK, G., Eisennickelkies aus dem Sesia-Tale. Tscherm. Min.-Petr. Mitt. 1874, pag. 285.
82. WEGMANN, E. C., Über das Bornitvorkommen von St. Véran. Zeitschr. f. prakt. Geol. 36, 1928, pag. 36—43.
*83. WILHELM, O., Die Eisen- und Manganerzlagerstätten im untern Aversertal (Val Ferrera), Graubünden. Zeitschr. f. prakt. Geol. 30, 1922, pag. 149—164.
*84. — Geologie der Landschaft Schams. Beitr. z. Geol. d. Schweiz, NF., Liefrg. 64, Bern 1933, mit geol. Karte 1:50 000, Nr. 114 A und B.

* = Arbeiten und Werke mit kartographischen Beilagen, die zur Darstellung der Übersichtskarte mit herangezogen wurden.

BENÜTZTE KARTENWERKE

Ausser den im oben angeführten Literaturverzeichnis schon mitangegebenen Kartenwerken sind noch folgende benützt worden:

1. Carta geologica d'Italia 1:100 000, Blätter Val Formazza, Domodossola, Varallo, Mte. Rosa, Aosta, Mte. Bianco, Ivrea, Gran. Paradiso, Torino, Susa, Oulx, Cesana-Torinese, Pinerolo, Argentera-Dronero.
2. Carte géologique de la France, carte détaillée 1:80 000, Blätter Annecy, Albertville, St. Jean de Maurienne und Briançon.
3. Carta geologica delle alpi occidentali 1:400 000. Real. Uffic. Geol. Roma 1908.
4. Carta mineraria del Piemonte 1:300 000, herausgegeben von der associazione mineraria del Piemonte.

NAMENVERZEICHNIS DER AUF DER KARTE EINGETRAGENEN ERZLAGERSTÄTTEN

1. Alp Taspin
2. Gruoba
3. Alp Sut Foina
4. St. Martin-Mutallabach
5. Inner Ferrera (Starlera a. Piz Grisch)
6. Oberhalbstein (Tinzen, Parsettens, Err)
7. Ruis

7a. Calanda

8. Vivèr
9. Val Schmuèr
10. Alp Nadèls
11. Fuorcla Stavelatsch
12. Fillung, Val Lavaz
13. Lukmanierschlucht
14. Cadlimo
15. Tgetlems, Oberalp
16. Amsteg
17. Sustenpass
18. Trachsellauenen
19. Goppenstein

Schweiz. Min. Petr. Mitt. Band XIV, 1934

UEBERSICHT DER WESTALPINEN ERZLAGERSTAETTEN

auf

TEKTONISCHER UNTERLAGE (in der Hauptsache nach Argand u. R. Staub)

MASSTAB 1 : 750'000

ZEICHENERKLAERUNG FUER D. LAGERSTAETTEN

- Bleiglanz-Zinkblende m. vorwiegend quarziger Gangart, Pyrit und Kupfererzen
- Reiner Siderit, häufig mit Quarz
- Siderit mit Galenit u. Sphalerit, Uebergang zu 1
- Siderit mit Chalkopyrit, Tetraedrit (Kupfergänge z.T.)
- Siderit mit Co- u. Ni-Sulfiden-Sulfarseniden
- Siderit mit Hämatit
- Magnetit u. Hämatit in Dolomit
- Sulfarsenite des Binnentals
- Kieslagerstätten (Pyrit mit geringem Kupferkieszement)
- Braunit mit Mn-Silikaten als Begleiter von Grünschiefern
- Magnetit in Serpentin
- Kupferkieslager(gänge)
- Au-haltige Quarzpyritgänge
- Magnetkieslagerstätten
- Bleiglanz-Zinkblende d. insubrisch. Zone
- Eisenoxydische u.-sulfidische Kontakterze
- Arseno-sulfiderze v. Tavagnasco
- Kupfererze v. Oyace
- Manganerze excl. Grünschieferassoziation

TEKTONISCHE LEGENDE

I Prätriasische Kristallinkomplexe

A Autochthonmassive inkl. eingefalteten Karbonsynklinalen

a Externseitig

- A AARMASSIV
- B GOTTHARD
- C AIG. ROUGES
- D MT. BLANC
- E BELLEDONNE
- F GRDES. ROUSSES
- G PELVOUX
- H ARGENTERA

Verrucano d. Aar- u. Gotthardmassivs
Rojalt d. Argenteramassivs

b Internseitig

- INSUBRISCHE ZONE: IVREA-VERBANO, STRONA SEENGEBIRGE
- Permische Quarzporphyre d. insubrischen Zone

B. Deckengebiete

- I-III SIMPLON-TESSINER DN.
- III MTE. LEONE
- I LEBENDUN
- I ANTIGORIO
- IV a DECKE D. GR. ST. BERNHARD
- b RHEINWALDHORN-ADULA
- RAND D. OSTALPINEN DECKEN
- V MTE. ROSA D.
- a TAMBO-SURETTA
- b MTE. ROSA
- c GRAN PARADISO
- d AMBIN
- e DORA MAIRA
- VI DT. BLANCHE D
- a DT. BLANCHE-
- b SESIA-ZONE
- c MASSIV V. SAVONA

II Postpalaeozoische Bildungen

- Autochthone u. parautochthone Sedimente (Kreide-Tertiär) d. Externrandes
- Triasisch-kretazische Ueberdeckung der insubrischen Zone
- Triasisch-mesozoische Hüllgesteine d. Deckenkerne inkl. Ophiolite Eogen d. Embrunais u. d. Aiguilles d'Arves, Prättigauflysch, Schuppenzone Avers-Oberhalbstein
- Tertiär d. insubrischen Zone u. d. Poebene, Quartär d. Poebene
- Tertiäre Durchbruchgesteine: Brosso-Traversella, Biella, Bergell.

0 10 20 30 km

H. HUTTENLOCHER, NOVBR. 1933

Leere Seite
Blank page
Page vide

20. Baltschiedertal
21. St. Luc-Chandolin (Gosan, Fusette, Termino)
22. St. Luc Moulins
23. Ayer (Grand Praz, Gollyre)
24. Kaltenberg
25. Biolec, Pétolliou
26. Baicolliou (Grimentz)
27. Praz Jean
28. Siviez
29. Vatzeret
30. Allesses
31. Cocorier
31a. La Rasse
31b. Combe d'Orny
31c. Amône
32. Les Trapistes u. Tête des Econduits
33. Catogne
34. Col de Ferret
35. Servoz-Les Houches
36. Mont de Miage, Mont du Brouillard
37. La Thuile
37a. Col Flassin
38. Montvalezan sur Séeze
39. Lancevard
40. Outry
41. Hauteluce
42. Grand Mont
43. Granier b. Aime
44. Peisey
45. Macôt
46. Montgirod
47. Bonvillard
48. Aiguebelle
49. St. Georges des Hurtières
50. Le Champet
51. Le Remou b. Arvillard
52. Arvillard-La Rochette
53. Allevard
54. Allevard-La Taillat-Pinsot-La Ferrière
55. Le Gros Villan
56. St. Avre
57. Pontamafrey
58. Montaymont
59. Montpascal
60. Les Allues
61. Bozel
62. Champagny
63. Pralognan
64. Thermignon
65. Modane
66. Crête des Sarrazins
67. „ „ „
68. Montagne du Vallon
69. „ „ „
70. Chazelet
71. Grand Clot
72. Lac de la Jasse
73. Le Grand Replomb
74. Allemont
75. La Gardette
76. Le Roux
77. Gioberney Montagnes
78. Argentières
78a. Pertüs, Colle delle Porte
78b. Sampeyre, Miniera dei Crosi
79. Bagni di Vinadio
80. Palla
81. Vallone di Castiglione
82. Terme di Valdieri
83. Entraque
84. Vallauria (Tenda)
85. Robilante
86. Pamparato
87. Caressio
88. Corsaglia (Oberti)
89. Feldbach
90. Lengenbach
91. Rosswald
92. Colle Ogaggia
93. Colle Selarioli
94. Alagna
95. Ayas
96. Alpe l'Allée
97. Torgnon
98. Antey St. André
99. Issologne
100. Chatillon
101. Champ de Praz
102. Mongeron
103. Colle Maimeriana
104. Ponton
105. Chemin Montant
106. Lago gelato
107. Chardoney

108. Lago veroche
109. Val Clavalité
110. Val di S. Marcel
111. Val di S. Marcel (Praborna)
111a. Fucine bei Viù
111b. Ala
111c. Mondrone
111d. Villa Dora
112. Cogne
113. „
114. Mte Balme
115. Ollomont
116. Frissonia
117. Colle Borra b. Valprato
118. Caramia
119. „
120. Chialamberto
121. Planaval
122. Punta Corna b. Usseglio
123. Mte. Calcante
124. Alpe Cruvin
125. Salbestrand
126. Colle d'Albergian
127. Bric Ghinivert, dei Beth
128. Coletta di Viafiorcia
129. St. Véran
130. Mte. Beglio
131. Astano-Fescoggia-Novaggio
132. Formazzola
133. Premia
134. Crodo
135. Gondo
136. Antrona (Schieranco)
137. Miniera dei Cani
138. Val Bianca
139. Genestredo b. Vogogna
140. Rumianca-Pieve Vergonte-Cima Strighet
141. Val Segnara-Capezzone
142. Campello Monti
143. Bannio-Pontegrande
144. Pestarena
145. Pallone del Badile
146. Val Quarazza
147. Fobello-Rimella-Mastallone Tal
148. Colle Mud
149. Alagna-Punta di Stoffel
150. Colle delle Pisse
151. Arceza-Fenillaz b. Brusson
152. Rancio-Azzaria
153. Cima Curmaon
154. Bellagarda
155. Val Marobbia
156. Medeglia
157. Valle del Trodo
158. Cernesio
159. Cuzzago
160. Nibbio
161. Migiandone
162. Campello Monti
163. Luzzogno
164. Alpe La Balma
165. Mte. Capio (Alpe del Laghetto)
166. Val di Mengo
167. Agogna
168. Piombino
169. Peel
170. Gula
171. Varallo
172. Castello di Gavala
173. Sella bassa
174. Puntaiglas
175. Mont Chemin
176. Salanfe
177. Brosso
178. Traversella
179. Tavagnasco
180. Bionaz
181. Trucco della Chiara
182. Bricco della Forcola (San Vittore)

TAFELERKLÄRUNG

Bild 1. Quarzreicher Erzgang von La Gardette (Dauphiné). Grössere Quarzfragmente mit mikroklinähnlichem Aussehen = Böhm'sche Streifungen, in feinklastischem Quarzzerreibsel liegend. Dünnschl., × Nic. Vergr. 40: 1.

Bild 2. Idem. Unten Quarze mit Böhm'schen Streifen, in der Mitte neugebildete völlig ungestörte Albite und Quarze. Oben (schwarz) Bleiglanz. Dünnschl., × Nic. Vergr. 44: 1.

Bild 3. Dichtes Mischerz von psammitischem Aussehen, Goppenstein. Feinkörniges, mässig rekristallisiertes Bleiglanz-Zinkblendegemenge, von Gangart-„Einschlüssen" durchsetzt. Weiss = Bleiglanz, grau = Zinkblende, dunkelgrau = Calcit, schwarz mit hohem Relief = Quarz. Anschl. Vergr. 93: 1.

Bild 4. Barytreiches Mischerz, St. Luc (Moulins). Paralleltexturiertes Gemenge von Erz mit Gangart, letztere besteht hauptsächlich aus Baryt, Albit und kleinen Glaukophanprismen mit etwas Quarz und Calcit. Merkliche Rekristallisation mit ausgesprochener Porphyroblastbildung. Unten grösserer Albitporphyroblast mit Zwillingslamellen und Glimmereinschlüssen. Oben Barytporphyroblast mit guter Spaltbarkeit. Ganz dunkel = Erz (Bleiglanz, Zinkblende, Fahlerz, Pyrit). Dünnschl., × Nic. Vergr. 45: 1.

Bild 5. Quarz- und zinkblendereiche Partie aus Blei-Zinkgang von Crête des Sarrazins (Modane). Auseinandergerissene Zinkblendeaggregate (schwarz) mit dazwischen streckungshofartig ausgeschiedenen Quarzen, letztere gewunden bis geflammt konturiert, da während ihrer Auskristallisation die Bewegungen noch fortdauerten. Dünnschl., × Nic. Vergr. 17: 1.

Bild 6. Magneteisenerz von Cogne. Kristallitenaggregate von Magnetit mit dazwischengelagerten Antigoritleisten und -Tafeln; nach Anätzen mit conc. HCl Hervortreten der Korngrenzen und der einzelnen Körner je nach Orientierung. Anschl. Vergr. 42: 1.

Bild 7. Piemontithornfels von Praborna, Val di S. Marcel. Zwischen granoblastisch gefügten Quarzen idiomorphe und ankorrodierte Piemontite (dunkel). Die hellen leistenförmigen Gebilde sind albitisierte Glimmer. Dünnschl., × Nic. Vergr. 40: 1.

Bild 8. Idem. Verdrängung von aus Allurgit hervorgegangenem Glimmer durch Albit. Leistenförmiges Gebilde, zwischen Quarz von oben nach unten verlaufend, besteht aus Albit mit ⊥ zur Längsausdehnung orientierten Zwillingslamellen. Äussere Umgrenzung entspricht dem verdrängten Glimmer. Rechts davon noch erhaltene Glimmerleisten mit beginnender Albitisierung als Saum. Dünnschl., × Nic. Vergr. 56: 1.

Bild 9. Epidot-Granathornfels von Praborna, Val di S. Marcel. Siebgranat, durchwachsen mit Quarz und Epidot. Die Anordnung der neugebildeten Epidote lässt die frühere Granatumgrenzung teilweise noch gut erkennen. Dünnschl., × Nic. Vergr. 26: 1.

Bild 10. Violan-Quarzfels von Praborna. Beginnende Albitisierung des Violans; Auflösen desselben in feines Körnelgemenge (dunkel), welches von Albit um- und durchwachsen wird (heller Saum). Dünnschl., × Nic. Vergr. 71: 1.

Bild 11. Pyritreiches Kies von Ghinivert. Gut idiomorphe Pyritkristalle in Quarzgrundmasse zementiert. Pyrite = hell, Quarz = dunkel, hellgraue Fetzchen = Zinkblende. Anschl. Vergr. 40: 1.

Bild 12. Kupferkiesreiches quarzarmes Kies von Ghinivert. Stark korrodierte Pyrite, in Kupferkiesgrundmasse zementiert. Anschl. Vergr. 42: 1.

Bild 13. Goldhaltige Pyrite von Pestarena, Anzascatal. Zwischen schwach korrodierten Pyritwürfeln reichliches Zement von gediegen Gold (das hellste in der Mitte), rechts oben Gold mit Bleiglanz vermischt. Anschl. Ölimmersion. Vergr. 355: 1.

Bild 14. Zinkblende der Miniera dei Cani, Anzascatal. Zinkblendekorn mit Kupferkiesentmischungskörpern, die // (101) eingelagert sind. Das helle Schnürchen links = jüngeres Kupferkiesäderchen. Anschl. Ölimm. Vergr. 355: 1.

Bild 15. Bleiglanz-zinkblendereiches Erz der Miniera dei Cani. Mechanisiertes Mischerz, in Bleiglanz-Zinkblendemasse hineingewalzte Pyrittrümmer. Pyrit = weiss mit hohem Relief, Bleiglanz = hell, Zinkblende = grau. Zwischen Bleiglanz und Zinkblende Tendenz zur Herausbildung desselben Verhältnisses, wie in Bild 3 dargestellt. Anschl. Vergr. 97: 1.

Bild 16. Idem. Rechts zertrümmerte Pyritlage (hell); von ihr aus werden dünne Züge feinklastischen Pyrites in die Zinkblendemasse links (grau) hineingewalzt. Beim Berühren der feinen Pyritzüge mit dem grobklastischen Pyrit stellt sich an letzterem skelettförmiges Ankristallisieren ein. Anschl. Vergr. 95: 1.

Bild 17. Idem. Vergrösserung des Pyritzuges (Falte links i. Bild 16). Der feine Pyritzug besteht aus rekristallisiertem Schwefelkies mit vollkommen ausgebildeten Kriställchen. In der Zinkblende ausser vereinzelten Pyritkriställchen Entmischungseinlagerungen von Kupferkies. Anschl. Ölimm. Vergr. 441: 1.

Bild 18. Idem. Grenze grobklastische Pyritlage zu dichter Zinkblende. In letzterer Pyritzüge mit rekristallisierten Individuen, die, wenn mit dem grobklastischen Pyrit in Kontakt kommend, an ihm einen skelettförmigen Kristallsaum verursachen (deutlich Mitte links). Anschl. Ölimm. Vergr. 440: 1.

Bild 19. Idem. Reine Zinkblendepartie. Beim Anätzen tritt rekristallisiertes metallähnliches Mikrogefüge hervor. Jüngere Zinkblendegänge (oben-unten verlaufend) sind erst später nach Auswalzung und Rekristallisation eingedrungen, zeigen daher kein Rekristallisationsgefüge, sind aber an kaum angedeuteten Pyritlagen (rechts unten) verworfen. Anschl. Vergr. 111: 1.

Bild 20. Arsenkies-Pyriterz von Pestarena. Starke Zertrümmerung besonders des Arsenkieses in scharfsplittrige Scherben; dunkle Zwischenmasse = Quarz; grosse, etwas rundlicher geformte und narbige Körner sind Pyrit. Anschl. Vergr. 100: 1.

Bild 21. Quarz-Pyritgangstück von Schieranco. Intensive Zertrümmerung; polygranulare Fragmente von quarziger Gangart mit Quarz und Pyritzerreibsel verkittet; links unten durch Zertrümmerung gerundeter Pyrit. Dünnschl., × Nic. Vergr. 36: 1.

Bild 22. Idem. Pyrittrümmer durch jungen Quarz neu verkittet. Dünnschl., × Nic. Vergr. 26: 1.

Bild 23. Magnetkieserz von Gula. Intensiv aufgespaltener Hypersthen, in welchen Magnetkies hineingepresst wurde. Hell = Magnetkies, dunkel = Hypersthen. Anschl. Ölimm. Vergr. 440: 1.

Bild 24. Idem. Im Magnetkies Pentlandit (hellste Stellen). Anschl. Ölimm. Vergr. 440: 1.

Bild 25. Granatanorthosit von Gula. Ilmenitkorn mit Entmischungsleisten von Rutil (hellgrau). Graue Substanz neben Rutil unbekannt (Titanit?). Kupferkiesäderchen (weisse Schnürchen) jünger als Entmischung. Anschl. Vergr. 85: 1.

Bild 26. Idem. Graphitreiche Partie. Oben Magnetkies (hell) zwischen zerknitterten Graphit eindringend. Rechts und links (dunkelgrau) Pyroxene, desgleichen rechts und unten. In der Mitte grosses Graphitblättchen. Anschl. 1 Nic. Vergr. 100: 1.

Bild 27. Norit von Gula unten. Magnetkies als jüngste Ausscheidung füllt die Zwischenräume und Spaltrisse der Pyroxene aus. In der Mitte mit hohem Relief Chromspinell. Anschl. Vergr. 27: 1.

Bild 28. Hypersthenit von Gula unten. Starke Kataklase. Zwischen feinklastischem Hypersthenmörtel grössere Fragmente derselben Mineralien. Schwarz = Magnetkies. Dünnschl. Vergr. 33: 1.

Bild 29. Erz von Cuzzago. Zertrümmerung eines psammitisch aussehenden Erzes. Diese ist vollständig postkristallin. Erz (schwarz) = Mischung von Magnetkies, Kupferkies und Blende. Gangart = Plagioklas, Quarz und dunkelgrüne Hornblende. In der Mitte Plagioklas mit gebogenen Zwillingslamellen, unten rechts Hornblende. Dünnschl., × Nic. Vergr. 21: 1.

Bild 30. Magnetkiesreiches Erz des Val di Mengo. Porphyroblastisch aussehende Plagioklase und Biotite in Magnetkies. Graues Korn rechts von der Mitte = Plagioklas mit Albitsaum. Dünnschl., × Nic. Vergr. 20: 1.

Bild 31. Kontakterz von Traversella. Diopsid in Magnetkies (hellgrau) und Kupferkies (weiss). Diopsid in Magnetkies stark korrodiert, im Kupferkies wenig angegriffen. Anschl. Ölimm. Vergr. 572: 1.

Bild 32. Kontakterz von Brosso. Lievrit von Sulfiden imprägniert. Helgrau = Magnetkies, der unter Erhaltung der Form Lievrit verdrängt hat. Unten Magnetitkristalle, rechts oben Magnetit als Verdrängung von Lievrit (nadlig). Das dunklere Hellgrau rechts vom Magnetkies = Zinkblende. Dunkleres Grau = Talk. Anschl. Vergr. 80: 1.

Bild 33. Kontakterz von Brosso. Eisenoxyde werden durch Pyrit verdrängt. Dunkleres Grau = Magnetit, helleres Grau = Hämatit, Weiss = Pyrit. Der ursprüngliche Hämatit als Reste in Magnetit und Pyrit, Magnetit und Pyrit pseudomorphosieren leistenförmigen Hämatit. Anschl. Vergr. 93: 1.