

BEITRÄGE ZUR GEOLOGIE DER SCHWEIZ  
GEOTECHNISCHE SERIE

herausgegeben von der

**Schweizerischen Geotechnischen Kommission**

(Organ der Schweizerischen Naturforschenden Gesellschaft)

MATÉRIAUX POUR LA GÉOLOGIE DE LA SUISSE  
SÉRIE GÉOTECHNIQUE

publiés par la

**Commission Géotechnique Suisse**

(Organe de la Société Helvétique des Sciences Naturelles)

**Lieferung 64**

---

**Michael Suana**

# **Die Manganerzlagerstätten von Tinizong (Oberhalbstein, Graubünden)**

---

**1984**

In Kommission bei Kümmerly & Frey AG, Geographischer Verlag, Bern  
Druck: Speich AG, Zürich

## Vorwort der Schweizerischen Geotechnischen Kommission

An der Sitzung vom 25. Januar 1984 beschloss die Kommission, die Dissertation von Herrn M. Suana «Die Manganzlagerstätten von Tinizong im Oberhalbstein, Graubünden» in die Beiträge zur Geologie der Schweiz, Geotechnische Serie, aufzunehmen.

Die Originalarbeit wurde von Herrn Suana im Rahmen des nationalen Forschungsprogrammes 7 für Rohstoff- und Materialprobleme als Teilprogramm 7c (Mineralische Rohstoffe) des Schweizerischen Nationalfonds ausgeführt. Teile der Arbeit wurden leicht gekürzt, redaktionell überarbeitet und graphisch neu gestaltet von den Herren Dr. F. Gilliéron und R. Kündig sowie von Frau Dr. K. Riklin. Neu eingefügt, als Kapitel 7, wurde ein Anhang von Prof. Dr. Tj. Peters über die «Geochemie der Oberhalbsteiner und einiger weiterer penninischer Manganvorkommen».

Die Schweizerische Geotechnische Kommission dankt dem Autor für diesen wertvollen Beitrag zur Erforschung der schweizerischen Rohstofflagerstätten. Desgleichen gilt der Dank allen Personen, die in irgendeiner Form bei der Entstehung dieser Arbeit mitgewirkt haben. Die Drucklegung wurde dadurch ermöglicht, dass der Schweizerische Nationalfonds den Hauptteil der Kosten übernahm. Weitere Zuschüsse verdanken wir der Studiengesellschaft für die Nutzbarmachung schweizerischer Lagerstätten mineralischer Rohstoffe.

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

Der Präsident der Schweizerischen  
Geotechnischen Kommission

C. Schindler

Publiziert mit Unterstützung des Schweizerischen Nationalfonds zur Förderung der wissenschaftlichen Forschung.



## Vorwort des Autors

Die vorliegende Arbeit entstand in den Jahren 1980 bis 1983 auf Anregung und unter der Leitung von Prof. Dr. Tj. Peters. Für seine aufbauende Kritik und die mir zuteil gewordene Förderung danke ich ihm herzlich.

Im weiteren stand mir Herr Dr. F. Gillieron mit Rat und Tat zur Seite. Für seine kompetente Hilfe und grosszügige Unterstützung schulde ich ihm grossen Dank. Herr Prof. Dr. E. Niggli, Vorsteher des Mineralogisch-petrographischen Instituts der Universität Bern hat die Arbeit immer unterstützt.

Der Eidgenössischen Landestopographie, insbesondere Herrn A. Perret, gebührt für die Anfertigung der hervorragenden Kartierunterlagen besonderen Dank. Der Schweizerische Nationalfonds zur Förderung der wissenschaftlichen Forschung (Expertenkommission Forschungsprogramm Nr. 7c) hat die vorliegende Arbeit finanziert. Der Studiengesellschaft zur Nutzbarmachung schweizerischer Lagerstätten mineralischer Rohstoffe danke ich für die gewährte Einsichtnahme in die alten Bergbau-Akten und für die Beteiligung an den geophysikalischen Untersuchungen.

Im weiteren möchte ich all jenen Personen ganz herzlich danken, welche mir in irgendeiner Weise bei dieser Arbeit behilflich waren:

- Vom Mineralogisch-petrographischen und vom Geologischen Institut der Universität Bern: Prof. Dr. A. Matter, Prof. Dr. A. Süsstrunk, Dr. P. Heitzmann, Dr. I. Mercolli, Dr. R. Oberhänsli, C. Bläuer, C. Böhm, C. Bühler, C. de Capitani, J. Ganguin, W. Greço, P. Huber, H. Janssen, H. Kubecek, R. Mäder, J. Megert, E. Müller.
- Von der ETH Zürich: Prof. Dr. V. Dietrich, E. Reusser, O. Voborny, G. Eberle.
- Geotest AG: P. Holub, Dr. E. Scheller.

# Inhaltsverzeichnis

	Seite		Seite
Vorwort der Schweiz. Geotechnischen Kommission .....	2	3.1.2.5 Innerer Aufbau der Erzkörper .....	38
Vorwort des Autors .....	3	1. Erztyp: Zusammengepresste Braunitaggregate .....	39
Zusammenfassung, Abstract, Résumé .....	7	2. Erztyp: Kataklastische Erzaggregate .....	41
1. Einleitung .....	9	3. Erztyp: Braunitfreie Manganerzaggregate .....	43
1.1 Untersuchungsgegenstand und Problemstellung .....	9	3.1.2.6 Mineralogie und Petrographie der Erze .....	45
1.2 Geographische Übersicht .....	9	3.1.2.7 Ergänzende und zusammenfassende Angaben zu den Braunit-erzen .....	45
1.3 Historischer Rückblick .....	9	3.2 Lagerstättenparameter zur Abschätzung der Erzvorräte .....	46
1.4 Geologisch-tektonischer Rahmen .....	12	3.2.1 Mangangehalte .....	46
2. Das Untersuchungsgebiet von Falotta .....	14	3.2.1.1 Brauniterze .....	46
2.1 Geographische Umgrenzung des Untersuchungsgebietes .....	14	3.2.1.2 Quantitative und qualitative Angaben zur Gangart s.l. der Braunit-erze .....	47
2.2 Bemerkungen zu den Untersuchungsmethoden im Gelände .....	14	3.2.1.3 Mangangehalt der umgewandelten Erze (3. Erztyp) .....	47
2.2.1 Geologische Detailkartierung .....	14	3.2.1.4 Mangangehalt des zweiten Erzty-pes (Mischerz) .....	48
2.3 Geologie der Kartierungseinheiten .....	16	3.2.1.5 Mangangehalt von Brauniterz/Ra-diolarit-Wechselagerungen .....	48
2.3.1 Lithologie .....	16	3.2.2 Verteilung der Erzkörper in der La-gerstätte .....	48
2.3.1.1 Ophiolite .....	16	3.2.3 Zonierung der Lagerstätte nach Erztypen .....	49
Basische Effusivgesteine .....	18	3.2.4 Begrenzung der Lagerstätte .....	50
Ultrabasische Gesteine .....	18	3.2.4.1 Spezielle strukturelle Verhältnisse in der Umgebung der Manganerz-lagerstätte Falotta .....	50
2.3.1.2 Radiolaritgruppe .....	18	3.2.4.2 Liegendbegrenzung .....	51
Erzführender Radiolarit .....	18	3.2.4.3 Hangendbegrenzung .....	52
Bunter Radiolarit .....	19	3.2.4.4 Laterale Begrenzungen .....	53
Rote, kalkführende Tonschiefer .....	20	3.2.5 Geometrie der Lagerstätte .....	54
2.3.1.3 Aptychenkalk .....	20	3.3 Geophysikalische Untersuchungen .....	55
2.3.1.4 Gruppe der grauen Schiefer .....	20	3.3.1 Vorbemerkungen .....	55
Graue und grünliche Kieselschiefer .....	21	3.3.2 Ergebnisse .....	55
Serizitische Schiefer .....	21	3.3.2.1 Nordseite .....	55
Kalkige Schiefer .....	21	3.3.2.2 Westseite .....	55
Kristallinschollen in den grauen Schiefen .....	21	3.3.3 Interpretation .....	57
2.3.2 Mineralogie und Petrographie der Radiolaritgruppe .....	22	3.3.3.1 Nordseite .....	57
Erzführender Radiolarit .....	22	3.3.3.2 Westseite .....	60
Bunter Radiolarit .....	25	3.4 Vorratsabschätzungen .....	61
2.3.3 Der strukturelle Aufbau .....	25	3.4.1 Einteilung der Erzvorräte .....	61
2.3.3.1 Die Falottaschuppe .....	26	Kategorie A .....	61
2.3.3.2 Die südliche Falottaschuppe .....	28	Kategorie B .....	62
2.3.3.3 Die Zwischenschuppe .....	28	Kategorie C .....	63
2.3.3.4 Die Falottagipfelschuppe .....	29	Kategorie D .....	63
2.3.4 Klüftung in der Falottaschuppe .....	29	3.4.2 Zusammenstellung der Erzvorräte .....	63
2.3.5 Bemerkungen zur Stratigraphie .....	30	3.4.3 Zur Frage der Mächtigkeit der quartären Überdeckung .....	64
3. Die Manganerzlagerstätte Falotta .....	32	4. Die Manganerzlagerstätte Parsettens .....	66
3.1 Beschreibung der Lagerstätte .....	32	4.1 Einleitung .....	66
3.1.1 Manganvererzungen .....	32		
3.1.2 Die Erzkörper .....	33		
3.1.2.1 Das Nebengestein .....	33		
3.1.2.2 Abgrenzung vom Nebengestein .....	34		
3.1.2.3 Form und Grösse der Erzkörper .....	35		
3.1.2.4 Einbettung der Erzkörper im Ne-bengestein .....	38		

4.2 Geographische Umgrenzung des Untersuchungsgebietes .....	66	4.7.2.1 Einteilung der Erzvorräte .....	75
4.3 Geologisch-tektonischer Rahmen .....	66	4.7.2.2 Erzvorräte im anstehenden Teil der Lagerstätte .....	75
4.3.1 Gebirgsbau .....	66	4.7.2.3 Erzvorräte im abgerutschten Teil der Lagerstätte .....	76
4.3.2 Die lithologischen Kartiereinheiten.....	70	5. Zur Entstehung der Lagerstätten .....	77
4.3.2.1 Granit (Carungas-Granit) .....	70	5.1 Ablagerungsmilieu .....	77
4.3.2.2 Quarzphyllite, Glimmerschiefer und Chloritschiefer.....	70	5.2 Bildung der Erze .....	78
4.3.2.3 Saure Vulkanite («Nair-Porphyr».....)	70	5.3 Auswirkungen der alpinen Tektonik .....	79
4.3.2.4 Grüne und rote Sandsteine («Verucano».....)	70	5.3.1 Falotta .....	79
4.3.2.5 Dolomite und Dolomitbreccien.....	70	5.3.2 Parsettens .....	80
4.3.2.6 Tonige und sandige Schiefer («Salteras-Serie».....)	71	5.4 Schlussfolgerungen .....	80
4.3.2.7 Graue bis grünliche Kieselschiefer .....	71	6. Anmerkungen im Hinblick auf einen eventuellen Abbau .....	81
4.3.2.8 Radiolaritgruppe .....	71	6.1 Beurteilung der Nutzungsmöglichkeiten der beiden Lagerstätten .....	81
4.3.2.9 Aptychenkalk .....	71	6.1.1 Nachweis von weiteren Erzreserven in Falotta .....	81
4.3.2.10 Kalk- und Mergelschiefer .....	71	7. Geochemie der Oberhalbsteiner und einiger weiterer penninischer Manganvorkommen (von Tj. Peters) .....	82
4.3.2.11 Glaziale Ablagerungen (Quartär) .....	71	7.1 Probenbeschreibung .....	82
4.4 Struktur der Lagerstätte .....	72	7.2 Experimentelles .....	82
4.4.1 Strukturelle Verhältnisse im anstehenden Teil der Lagerstätte .....	72	7.3 Ergebnisse .....	83
4.4.2 Strukturelle Verhältnisse im abgerutschten Teil der Lagerstätte .....	72	7.4 Schlussfolgerungen .....	87
4.5 Internstruktur und Inhalt der Lagerstätte .....	73	Literaturverzeichnis .....	91
4.5.1 Erzkörper .....	73	Anhang .....	
4.5.2 Inhalt der Erzkörper .....	73	Profile A–P im Massstab 1:500 .....	
4.5.3 Nebengestein .....	73	Karten .....	
4.6 Tektonische Zugehörigkeit der Lagerstätte Parsettens .....	74		
4.7 Quantitative Angaben zum Erzinhalt der Lagerstätte .....	75		
4.7.1 Mangangehalte .....	75		
4.7.2 Vorratsabschätzungen.....	75		

## Tabellenverzeichnis

Tab. 1	Produktion Parsettens und Alp digl Plaz 1916 bis 1919 .....	Seite	11
Tab. 2	Produktion und Qualität der abgebauten Erze von Parsettens und Falotta während des zweiten Weltkrieges .....		12
Tab. 3	Mineralogie des erzführenden Radiolarites .....		24
Tab. 4	Mineralogie des bunten und des erzführenden Radiolarites .....		20
Tab. 5	Lithologische Vergleiche der Gesteine aus der Gruppe der grauen Schiefer .....		31
Tab. 6	Form- und Grössenangaben der Erzausbisse der Lagerstätte Falotta .....		38
Tab. 7	Spezifische Mangangehalte der gesteinsbildend vorkommenden Manganmineralien .....		46
Tab. 8	Quantitative Grundlagen zur Lagerstättenstruktur .....		63
Tab. 9	Ervorräte der Lagerstätte Falotta .....		64
Tab. 10	Zusammenstellung der Erzvorräte der Lagerstätte Parsettens .....		76
Tab. 11	Kurzbeschreibung der analysierten Erzproben von Falotta und Parsettens .....		84
Tab. 12	Kurzbeschreibung der analysierten Manganproben aus verschieden penninischen Vorkommen .....		85
Tab. 13a	Haupt- und Spurenelemente von penninischen Mn-Vorkommen .....		88
Tab. 13b	Haupt- und Spurenelemente von Erzproben von Falotta und Parsettens .....		89
Tab. 14	Haupt- und Spurenelemente von einem Radiolaritprofil in der Falotta .....		90

# Figurenverzeichnis

	Seite
Fig. 1 Lageplan der Manganerzlagerstätten von Tinzen .....	10
Fig. 2 Tektonisches Übersichtsprofil durch die Ostseite des Oberhalbsteins .....	13
Fig. 3 Geographische Umgrenzung des Untersuchungsgebietes .....	15
Fig. 4 Verkleinertes, lithostratigraphisches Profil (Falottaschuppe) .....	17
Fig. 5 Bezeichnung der Schuppen im Gebirgsbau des Untersuchungsgebietes .....	26
Fig. 6 Vertikale Gliederung des Schuppenbaus im Untersuchungsgebiet .....	27
Fig. 7 Struktur des Metabasitkörpers in der Falottaschuppe .....	28
Fig. 8 Kluftrose der Metabasite der Falottaschuppe .....	29
Fig. 9 Kluftrose des Falottaradiolarits .....	29
Fig. 10 Verschiedene Kontakttypen der Erzkörper zum Nebengestein .....	34
Fig. 11 Einblick in die östliche Abbaufont der Erzgrube Falotta .....	36
Fig. 12 Linsiger Erzkörper direkt unter der Aptychenkalkaufschiebung .....	37
Fig. 13 Zonierung der Lagerstätte Falotta nach vorherrschenden Erztypen .....	49
Fig. 14 Schematischer Aufbau am nördlichen Ende der Falottaschuppe .....	51
Fig. 15 Schematische Darstellung der strukturellen Begrenzungsflächen der Lagerstätte Falotta .....	52
Fig. 16 Basisfläche der Lagerstätte Falotta .....	53
Fig. 17 Isopachenkarte der Lagerstätte Falotta .....	54
Fig. 18 IP-Karte, Nordseite Lagerstätte Falotta .....	56
Fig. 19 Karte der induzierten Polarisation (Pol – Dipol) .....	58
Fig. 20 Karte der induzierten Polarisation (Gradienten-Dispositiv) .....	59
Fig. 21 Beziehung zwischen IP-Anomalien und Ausbissbreite der Hauptvererzungszone .....	60
Fig. 22 Überdeckungsmöglichkeiten im Bereich der Lagerstätte Falotta .....	65
Fig. 23 Geographische Umgrenzung des Untersuchungsgebietes Parsettens .....	67
Fig. 24 Längsprofil von Parsettens .....	68
Fig. 25 Carungas-Berggrutsch .....	69
Fig. 26 Form und Einlagerung der Erzkörper in Parsettens .....	74
Fig. 27 Korrelationsdiagramm für $\text{TiO}_2$ – $\text{Al}_2\text{O}_3$ der untersuchten Mn-Vorkommen .....	86
Fig. 28 Geochemisches Profil durch den Mn-Erz-führenden Radiolarit bei Falotta .....	86
Fig. 29 Fe–Mn–(Ni, Ca)-Dreieck mit Analysen der untersuchten Mn-Vorkommen .....	87

## Abbildungsverzeichnis

	Seite
Abb. 1 Zusammengepresste, aufgebrochene Brauniterschichten mit Resten ausgepressten Nebengesteins (Erztyp 1a) .....	40
Abb. 2 Zusammengepresstes, dicht gepacktes Erzagglomerat bestehend aus Bruchstücken von Brauniterschichten (Erztyp 1b) .....	40
Abb. 3 Kataklastisches Erzagglomerat mit vollständig neomineralisierter Matrix (2. Erztyp) .....	42
Abb. 4 Brecciöses, schlieriges Aggregat von Rhodonit und Parsettensit/Sursassit (3. Erztyp) .....	44

## Geologische Karten und Profile im Anhang

- Geologische Aufschlusskarte der manganerzführenden Zone von Falotta, Massstab 1:2000 .....
- Geologische Aufschlusskarte der Manganerzlagerstätte Falotta, Massstab 1:500 .....
- Geologische Aufschlusskarte der Manganerzvorkommen Parsettens, Massstab 1:1000 .....
- Geologische Profile durch die manganerzführende Zone von Falotta, Massstab 1:2000 .....
- Geologische Profile Parsettens/Carungas, Massstab 1:1000 .....
- Profile A, B, C, D, E, I, N, O, P der Lagerstätte Falotta im Massstab 1:500 .....



## Zusammenfassung

Untersuchungsgegenstand der vorliegenden Arbeit sind die an Radiolarite gebundenen Manganerzvorkommen Falotta und Parsettens im Gemeindegebiet von Tinizong (GR). Als grösste regionale Manganvorkommen wurden sie bis Ende des zweiten Weltkrieges Gegenstand verschiedener Ausbeutungsversuche. Anhand von geologischen Detailkartierungen, Strukturuntersuchungen sowie geophysikalischen Messungen wird versucht, auf Begrenzungen, Grösse und Struktur der Lagerstätten zu schliessen. Weiter wird die Beschaffenheit der Erze sowie ihre Einbettung und Verteilung im Nebengestein in Abhängigkeit ihrer sedimentären und tektonischen Geschichte untersucht.

Die Vererzungen von Falotta und Parsettens liegen in verschiedenen, durch mächtige Serpentinzüge getrennte, tektonische Schuppen der hochpenninischen Platta-Decke. In den einzelnen Schuppen kann über extrusiv gebildeten Metabasiten eine pelagische Abfolge in sedimentärer Auflagerung erkannt werden. Sie beginnt mit manganerzführenden Radiolariten, wobei das Erz als synsedimentäre, mm- bis cm-mächtige Braunit-Lagen vorkommt. Im Hangenden folgen rot-grün gebänderte Kieselschiefer. Darüber leitet eine tonig-kalkige Übergangsfazies zu bankigen bis massigen Kalkmarmoren («Aptychenkalke») über.

Mehrphasige, monoaxiale Deformation hat eine lokale Anhäufung von erzführendem Radiolarit bewirkt. Wo schon primär reich vererzter Radiolarit vorlag (Falotta, Parsettens), hat dieser Vorgang zur Ausbildung von Lagerstätten geführt. In Falotta ist eine lokale Abschürfung und direkt anschliessende Aufstauchung des erzführenden Radiolarits durch abgescherte Hangendsedimente («Aptychenkalk») die Ursache für die Akkumulation der Erze. In Parsettens dagegen wurden während der Platznahme der Decken die erzführenden Radiolarite in Verkehrtlagerung in unterostalpine Sedimente eingespiesst und aufgestaucht. Dabei wurden sie von ihrer Unterlage, den Metabasiten, abgeschert. Mit Hilfe von Refraktionsseismik, Kartierung des elektrischen Widerstands und induzierter Polarisierung konnten im grösstenteils moränenbedeckten Gebiet von Falotta Struktur und Ausdehnung der Lagerstätte, welche sich achsenparallel in den lokalen Gebirgsbau einfügt, bestätigt werden.

Der Erzinhalt der Lagerstätten besteht aus isolierten, mehr oder weniger scharf vom Nebengestein abgegrenzten Manganerzkörpern von unterschiedlicher Form und Grösse (bis mehrere 100 m<sup>3</sup>). Durch erhebliche Kompetenzunterschiede begünstigt sind diese aus der tektonischen Einpressung von primären Erzlagen in Faltenscheiteln entstanden. In Abhängigkeit des Grades der weiteren tektonischen Beanspruchung (weitergehende Faltung bis Kataklyse) variieren Struktur und Erzmineral-Inhalt, was im Falle von Falotta eine Zonierung der Lagerstätte nach Erztypen ermöglicht. Haupterz in beiden Lagerstätten sind postsedimentär und prätektonisch gebildete, feinstkörnige Braunit/Quarz-Aggregate, in welchen die primären, deformierten Braunit-Lagen noch erkennbar sind (Erztyp 1). In den tektonisch verschleppten und zerriebenen Erzkörpern («Allochthone Erzkörper») führt eine syntektonische, dynamische Neumineralisation zur Bildung von Parsettensit, Rhodonit, Sursassit und Tinzenit auf Kosten von Braunit (Erztypen 2 und 3). Abschliessende, spätektonische Kluftbildungen sind mengenmässig unbedeutend, weisen aber reichhaltige Mineralparagenesen auf.

Eine scharfe, synsedimentäre Trennung zwischen Mangan- und Eisenmineralien im erzführenden Radiolarit lässt auf eine Anreicherung des Mangans durch hydrothermale Prozesse im Anschluss an die vulkanische Phase schliessen. Die primär fleckenhafte Ausbildung solcher Vererzungszentren wird auf lokale, kleine, hydrothermale Konvektionszellen zurückgeführt, die sich über Brüchen und Störungen in den Basiten ausbildeten.

Für beide Lagerstätten werden schliesslich Vorratsabschätzungen gegeben. Sie sind nach Erzklassen (Erztypen) und Nachweiskategorien aufgeteilt.

## Abstract

The largest known radiolarite bound manganese ore deposits in the Grisons are located in two small, abandoned manganese mines, Falotta and Parsettens, which are near the village of Tinizong. Detailed geological mapping, structural analysis and geophysical investigations (refraction seismic, resistivity maps, induced polarisation) have determined their extent, volume and structure. The emplacement, accumulation and distribution of the ore bodies has been interpreted as the result of both, sedimentary and tectonic processes.

The Falotta and Parsettens mines lie within different tectonic units of the upper penninic Platta-nappe. In these units a relatively thin sequence of pelagic sediments has been deposited on top of basic extrusiva. The sedimentary sequence begins with manganese ore bearing radiolarites. The ores, consisting of braunite and quartz, are millimeter to centimeter thick, syn-sedimentary deposited layers. The radiolarites are overlain by red-green banded siliceous schists, which are covered by banded to massive marbles ("Aptychenkalk").

Repeated monoaxial deformation has lead to local accumulations of ore bearing radiolarites. In the Falotta mine, the ore bearing radiolarites have been tectonically abraded and subsequently accumulated by the shearing motion of the overlying units during the emplacement of the Platta-nappe. At the same time, ore bearing radiolarites were forced into the lower austroalpine sediments at the Parsettens mine. In both mines, the manganese ores occur as isolated ore bodies which have been concentrated in fold hinges. Further tectonic processes resulted in different degrees of refolding and kataklasis, which formed a variety of secondary manganese ore minerals, structures and textures. The main ore mineral in both deposits is post-sedimentary but pre-tectonically formed braunite. In the compacted braunite ores, agglomerates of primary ore layers can be recognized in the tectonically 'dragged' and 'grinded' ore bodies. Syn-tectonic dynamic neomineralisation has partially or fully replaced the braunite by parsettensite, sursassite, rhodonite and tinzenite. A final phase leads to small but richly mineralized fills of fissures and cracks in both the host rock and ore.

The sharp syn-sedimentary separation of iron and manganese during the deposition suggests an enrichment of manganese by hydrothermal processes following basic volcanism. The generation of larger layered ore patches probably resulted from local hydrothermal convection cells which developed over fault zones in the basites.

The ore reserves have been classified and ranked after probability categories. Estimations of the volumes and the weights of mineralization are given for both the mines.

# 1. Einleitung

## 1.1 Untersuchungsgegenstand und Problemstellung

An Radiolarite gebundene Manganvererzungen, die mit Ophioliten vergesellschaftet sind, stellen einen weltweit verbreiteten Lagerstättentypus dar. Im Gebiet von Graubünden sind solche Vererzungen häufig, insbesondere im Oberhalbstein und im Schanfigg, wo sie zusammen mit den Ophioliten und den dazugehörigen Sedimenten der hochpenninischen *Platta-Decke* auftreten. Die meisten Vorkommen dieser Region enthalten jedoch in der Regel nur geringe, nicht abbauwürdige Erzmengen. Eine Ausnahme bilden die in der vorliegenden Arbeit beschriebenen *Manganerzlagerstätten von Tinizong im Oberhalbstein*, die während der letzten beiden Weltkriege für die einheimische Stahlindustrie ausgebeutet worden sind (siehe Schlussberichte GLAUSER, 1946, und GEIGER, 1948).

Frühere Arbeiten über die Manganerzlagerstätten von Tinizong geben meist nur allgemeine Angaben geologischer und bergbaulicher Art (HEIM 1899, MÜLLER 1916, TARNUZZER & ARBENZ 1913, 1923, GLAUSER 1946, GEIGER 1948) und befassen sich vor allem mit der Mineralogie und Petrographie der Erze (JAKOB 1923, 1926, 1931, 1933, GEIGER 1948). Angaben über die Lagerstätten, welche für eine Beurteilung der praktischen Bedeutung der noch verbleibenden Erzmengen hinreichen würden, fehlen jedoch fast ganz. Das wichtigste Ziel dieser Arbeit besteht deshalb darin, diese Angaben soweit möglich zu beschaffen, d.h. insbesondere wesentliche Parameter wie Begrenzungen, Grösse und Struktur der Lagerstätten sowie deren Beziehungen zum lokalen Gebirgsbau genauer zu bestimmen und die Beschaffenheit der Erze und die Einbettung der Erzkörper im Nebengestein sowie deren Verteilung näher abzuklären.

## 1.2 Geographische Übersicht

Die Manganlagerstätten liegen alle auf dem Gemeindegebiet von Tinizong, auf der Ostseite des Oberhalbsteins, einer breiten, von der Gaglia von Süden nach Norden entwässerten Talschaft in Mittelbünden. Es handelt sich um vier Vorkommen, die wie folgt lokalisiert sind (siehe Figur 1);

- *Falotta*: Östlich von Rona, oberhalb der Alp digl Plaz (1850), beim Felskopf Pt. 2138 m, wo die gut sichtbare alte Grube nur über einen Fussweg erreicht werden kann (769 300 / 158 150).
- *Alp digl Plaz*: auf 1815 m, im Wald gerade unterhalb der Hütten der Alp (768 700 / 158 450).
- *Parsettens I und II*: im hinteren Val d'Err, auf 2255 m resp. 2314 m, am Osthang des Carungas (772 150 / 160 450 resp. 771 950 / 160 200).

## 1.3 Historischer Rückblick

Die Abbaugeschichte der Tinzener Manganerzvorkommen beginnt erst im 19. Jahrhundert, obwohl anzunehmen ist, dass die Mn-Erzausbisse schon früher bekannt waren. Ausser vielleicht als Rohstoff zur Herstellung mineralischer Farben (SALIS 1805), wusste man aber mit dem Material nichts anzufangen. Über die ersten Abbauversuche während des 19. Jahrhunderts, als man aus den Manganerzen Eisen zu gewinnen versuchte, berichten TARNUZZER & ARBENZ (1923) ausführlich. 1892 ging diese erste Abbauperiode zu Ende.



# LAGEPLAN DER MANGANERZ - LAGERSTÄTTEN VON TINIZONG

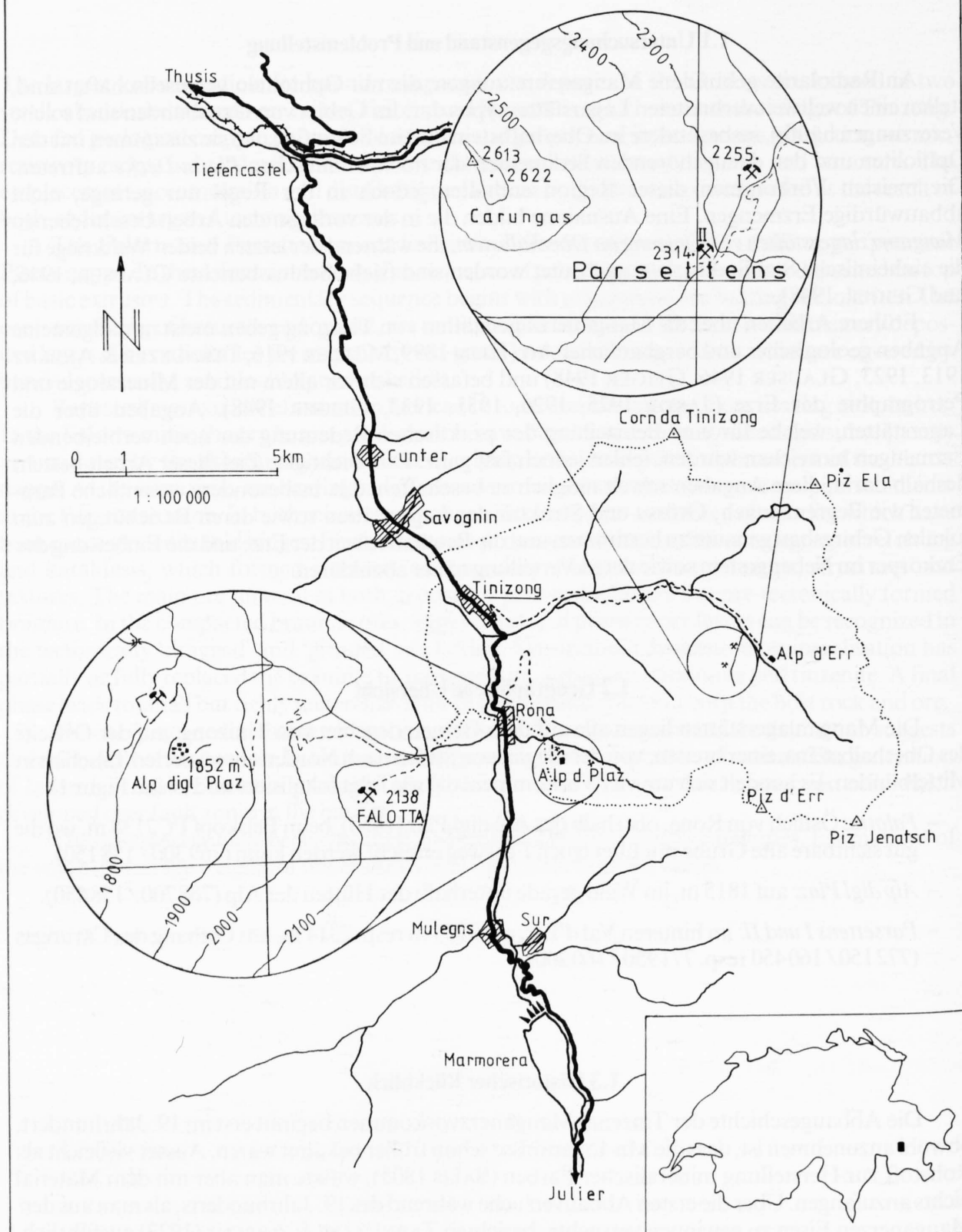


Fig. 1

Der Versorgungsunterbruch aus dem Ausland, ausgelöst durch den ersten Weltkrieg, führte dann zu einem ersten, grösseren Abbau der Manganerze in den Jahren 1916 bis 1919. Die Ausbeutungskonzession wurde von der Gemeinde Tinizong durch die *von Roll'schen Eisenwerke* in Choindez erworben, welche auf die Erze durch ein Muster auf der Weltausstellung 1900 in Paris aufmerksam wurde. Die Gesellschaft stützte sich dabei auf ein Gutachten von TARNUZZER & ARBENZ, das im Zusammenhang mit der Konzessionierung der *Julia Wasserkraftwerke* von Ing. E. Froté aus Zürich 1913 ausgeführt worden war. Sie entschloss sich zunächst, die Vorkommen in den Sturzmassen bei der Alp digl Plaz und bei Parsettens im Val d'Err auszubeuten. Die Gewinnung erfolgte im Tagebau und unter teilweise sehr schlechten Transportbedingungen ins Tal. Die Produktion in den Jahren 1916 bis 1919 ist in der Tabelle 1 zusammengefasst:

	Alp digl Plaz	Parsettens	Insgesamt
Total geförderte Erzmenge	680 t	1764 t	2444 t
mittlerer Mn-Gehalt	32 %	36 %	35 %
mittlerer SiO <sub>2</sub> -Gehalt	40 %	38 %	38 %
Gestehungskosten in Choindez	Fr. 96.50/t	Fr. 127.30/t	Fr. 118.75/t
Abtransport	Fuhrwerk	Bremsberg/Fuhrwerk	

Tabelle 1: *Produktion Parsettens und Alp digl Plaz 1916 bis 1919*

Die Ausbeutung wurde im September 1919 eingestellt, weil das Angebot an ausländischem Mangan die Preise beträchtlich sinken liess. Zudem betrachteten TARNUZZER & ARBENZ die Lagerstätten als weitgehend erschöpft und sahen somit keinerlei Aussichten mehr für eine künftige Ausbeutung.

Während des zweiten Weltkrieges verschlechterte sich die Manganversorgung der Schweiz wieder erheblich. Deshalb liess das *Büro für Bergbau* gemeinsam mit der *Studiengesellschaft für die Nutzbarmachung schweizerischer Lagerstätten mineralischer Rohstoffe* die Tinzener Mn-Erzlagerstätten erneut auf ihre Abbauwürdigkeit untersuchen. Mit der Ausführung eines Gutachtens wurde Dr. A. GLAUSER beauftragt. Er kam zum Schluss, dass mittels Schürfungen allenfalls neue Manganerze erschlossen werden könnten. Nachdem ein Abbauversuch in Parsettens im Herbst 1941 positive Ergebnisse gezeigt hatte, ersuchten die *von Roll'schen Werke* die Gemeinde Tinizong um eine Abbaukonzession in Parsettens. Diese wurde am 1. Juni 1942 auf 10 Jahre erteilt. Die Gebühr betrug Fr. 1000.– plus Fr. 1.– pro t abgeführtes Erz. Das Abbaugebiet befand sich jedoch nicht mehr in den Sackungsmassen von Parsettens I, die während des ersten Weltkrieges ausgebeutet worden waren, sondern in den 80 m höher anstehenden Erzausbissen: Parsettens II (2320 m). Das Erz wurde mittels einer Seilbahn zur Abbaustelle Parsettens I befördert, wo es auf den wieder eingerichteten Bremsberg umgeladen wurde. Die Weiterbeförderung ins Tal besorgten Fuhrwerke und Schlitten. Unterhalb der Falotta waren die erzhaltigen Sturzmassen nahe der Alp digl Plaz schon während des ersten Weltkrieges restlos ausgebeutet worden. Den oberhalb davon anstehenden Erzausbissen (Falotta) wurde aber wenig Bedeutung zugemessen, obwohl sich C. SCHMIDT in einem Gutachten schon 1916 entgegen der Auffassung von TARNUZZER & ARBENZ (1923) für eine Abklärung der Bauwürdigkeit mittels Schürfungen ausgesprochen hatten. Erst als sich die Versorgungslage weiter zuspitzte, machte im Frühsommer 1944 die *Mangan-Kommission der Sektion für Eisen und Maschinen des K.I.A.A.\** die Anregung, die Mn-Vorkommen auf Falotta einer erneuten Untersuchung zu unterziehen. Die daraufhin von der Studiengesellschaft veranlassten

\* K.I.A.A. = Kriegs-Industrie- und Arbeitsamt

Untersuchungsarbeiten ergaben, dass ein minimaler Vorrat von 500 t guten Manganerzes vorhanden war. Da das Vorkommen Falotta sich ebenfalls auf dem Gebiet der Gemeinde Tinzen befindet, bat die Studiengesellschaft, ungeachtet ihrer Rechte als Finder, die Firma *von Roll*, für diese Lagerstätte ebenfalls einen Konzessionsvertrag abzuschliessen. Die Konzessionsgebühr betrug diesmal allerdings Fr. 7000.– zuzüglich Fr. 2.50 pro Tonne geförderttes Erz. Ab einer Produktion von 1000 t stieg die Abgabe auf Fr. 3.50 pro Tonne.

Noch im selben Sommer begann die Ausbeutung der Mn-Erzlagerstätte Falotta und dauerte bis 1945, mit Ausnahme der Wintermonate. Wie bei den anderen Vorkommen, erfolgte die Gewinnung im Tagbau und durch Handscheidung des Erzes. Der Abtransport geschah mittels zweier Seilbahnen. Die obere Seilbahnstrecke führte von der Abbaustelle zur Alp digl Plaz. Dort wurde das Erz in die zweite Seilbahn umgeladen, welche von der Alp hinab in die Talsohle bei Rona führte. Beide Installationen errichtete die *Kriegstechnische Abteilung des Eidgenössischen Militärdepartements* auf ihre Kosten.

Produktion und Qualität der abgebauten Erze von Parsettens und Falotta während des zweiten Weltkrieges sind in der Tabelle 2 kurz zusammengefasst (Quelle: GLAUSER, 1946).

	Falotta 1944 bis 1945	Parsettens* 1942 bis 1945	Insgesamt
Total geförderte Erzmenge	1767 t	2508 t	4275 t
mittlerer Mn-Gehalt	31%	36%	34%
mittlerer SiO <sub>2</sub> -Gehalt	40%	41%	41%
Gestehungskosten in Wimmis	Fr. 180.–/t	Fr. 370.–/t	Fr. 291.50/t

\* Parsettens II, Parsettens I lieferte nur 200 t

Tabelle 2: *Produktion und Qualität der abgebauten Erze von Parsettens und Falotta während des zweiten Weltkrieges*

Im September 1945 wurde von der *Sektion für Eisen und Maschinen des K.I.A.A.* und der *Mangan-Kommission* aufgrund einer Prüfung der Versorgungslage der Schweiz der Beschluss gefasst, den Bergbau einzustellen. Im Oktober 1945 nahm die *Eisenbergwerk Gonzen AG*, welche für den Abbau in beträchtlichem Mass mit Maschinen Hilfe geleistet hatte, die Demontage und den Abtransport der Bergbaueinrichtungen vor.

#### 1.4 Geologisch-tektonischer Rahmen

Wie die anderen Oberhalbsteiner Manganerze (TARNUZZER & ARBENZ, 1923; GEIGER, 1948) sind auch die Tinzener Braunitvorkommen an kieselige, rote Tiefseesedimente gebunden. Die manganerzführenden Radiolarite und die sie begleitenden roten Tonschiefer sind wiederum mit ophiolitischen Gesteinen sowie kalkigen Sedimenten in teilweise sehr komplexer Weise vergesellschaftet. Diese oberjurassischen bis unterkretazischen Gesteine bilden einen Teil der tektonisch sehr stark verformten, und in einzelne Schuppen zerfallenden, hochpenninischen Platta-Decke.

Unterlagert wird die Platta-Decke in unserem Gebiet vom Oberhalbsteiner Flysch (Arblatsch-Flysch), welcher der obersten Einheit der Margnadecke zugerechnet wird. In ähnlicher Weise wie die Abgrenzung des Oberhalbsteiner Flyschs zu den Ophioliten, nämlich durch Einschuppungen und Einwicklungen derselben in den Flysch, stellt sich das Dach der Platta-Decke als kompliziertes Ineinandergreifen verschuppter, nicht zusammenhängender Elemente des Unterostalpins mit den obersten Teilen der Platta-Decke dar. Damit ist es oft schwierig, im

Grenzbereich Platta-Decke/Unterostalpin klare Zugehörigkeiten der oft sehr ähnlich ausgebildeten Sedimentgesteine zu definieren. Dies trifft insbesondere für die Gesteine der Manganerzlagertstätten Parsettens zu. Zuordnungen und Beziehungen der Lage einzelner lithologischer Einheiten werden infolge des verschuppten Baustils problematisch und lassen für Interpretationen einen weiten Spielraum. Dagegen kann die Lagerstätte Falotta und ihre dazugehörigen Sturzmassen auf der Alp digl Plaz eindeutig der Platta-Decke zugeordnet werden. Sie liegt in einer durch serpentinführende Störungen begrenzten tektonischen Schuppe, welche auch die Vorkommen grösserer Mn-Erzanhäufungen begrenzt.

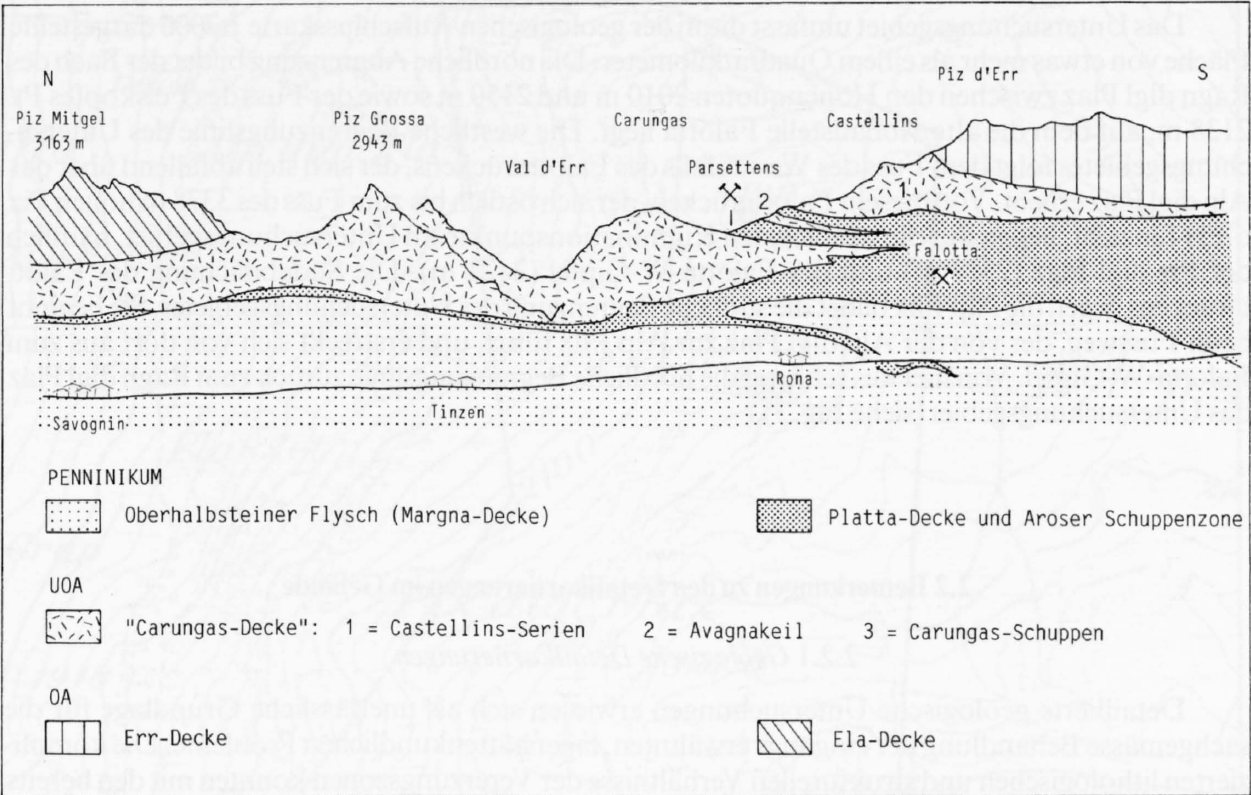


Fig. 2: Tektonisches Übersichtsprofil durch die Ostseite des Oberhalbsteins nach Vorlagen von CORNELIUS und OTT.



## 2. Das Untersuchungsgebiet von Falotta

### 2.1 Geographische Umgrenzung des Untersuchungsgebietes

Das Untersuchungsgebiet umfasst die in der geologischen Aufschlusskarte 1:2000 dargestellte Fläche von etwas mehr als einem Quadratkilometer. Die nördliche Abgrenzung bildet der Bach des Ragn digl Plaz zwischen den Höhenquoten 2010 m und 2150 m sowie der Fuss des Felskopfes Pt. 2138 m, auf dem die alte Abbaustelle Falotta liegt. Die westliche Begrenzungslinie des Untersuchungsgebietes folgt dem Fuss des Westabfalls des Falottarückens, der sich steil abfallend über der Alp digl Plaz erhebt. Von diesem Falottarücken, der sich östlich bis zum Fuss des 3378 m hohen Piz d'Err hinzieht, liegen nur die westlichsten Kulminationspunkte im Untersuchungsgebiet, nämlich der Piz digl Plaz (2327 m) und der Falotta-W-Gipfel (2423 m). Die Südabdachung des Falottarückens gegen die Alp Flix bildet die südliche Begrenzung des Untersuchungsgebietes. Sie beginnt beim Fussweg, der von der Alp digl Plaz zur Alp Flix führt, und erstreckt sich von dort aus zum Falotta-W-Gipfel. Von hier aus schliesst die nördliche Begrenzungslinie zurück zum Ragn digl Plaz das Untersuchungsgebiet (siehe Fig. 3).

### 2.2 Bemerkungen zu den Detailkartierungen im Gelände

#### 2.2.1 Geologische Detailkartierungen

Detaillierte geologische Untersuchungen erwiesen sich als unerlässliche Grundlage für die sachgemässe Behandlung der eingangs erwähnten, lagerstättenkundlichen Probleme. Die komplizierten lithologischen und strukturellen Verhältnisse der Vererzungszonen konnten mit den bereits vorhandenen Kartierungen im Massstab 1:25000 und 1:10000 nur in unzureichender Weise erfasst werden. Es sind dies insbesondere die Geologische Karte der Err-Julier-Gruppe, Westblatt, im Massstab 1:25000 von H. P. CORNELIUS (1932) und Feldaufnahmen 1:10000 für das Blatt Bivio (Geologischer Atlas der Schweiz), welche Prof. Tj. Peters (Bern) freundlicherweise zur Verfügung stellte. Die neuen, detaillierten Aufschlusskartierungen wurden zunächst auf Luftbildern des Bundesamtes für Landestopographie (L+T) vorgenommen, und zwar für die gesamte manganführende Zone im Massstab von ca. 1:2000; für die Grube selbst und ihre nähere Umgebung im Massstab von ca. 1:500. Auf diese Weise konnte in verhältnismässig kurzer Zeit ein grosser Teil des Untersuchungsgebietes detailliert aufgenommen werden. Die Fotoaufnahmen erlaubten wegen der beträchtlichen Verzerrungen nur qualitative Interpretationen. Deshalb wurden die weiteren Kartierungsarbeiten auf inzwischen vom Bundesamt für Landestopographie erstellten Höhenlinienplänen im Massstab 1:2000 (Äquidistanz 2 m) und 1:500 (Äquidistanz 1 m) durchgeführt. Die Geologie wurde zum Teil aus den Luftfotos übertragen und zum Teil im Gelände neu aufgenommen.

Für die Detailkartierungen der beiden Lagerstätten von Parsettens und ihrer Umgebung konnte neben Vergrösserungen von Luftbildern ein ebenfalls vom Bundesamt für Landestopographie erstellter Höhenlinienplan im Massstab 1:1000 benutzt werden. Zusätzlich wurde von einem Teil der Lagerstätte Parsettens I mit dem Messtisch ein Detailplan 1:100 aufgenommen, um die komplizierten Lagerungsverhältnisse des Erzkörpers in geeigneter Weise darstellen zu können.

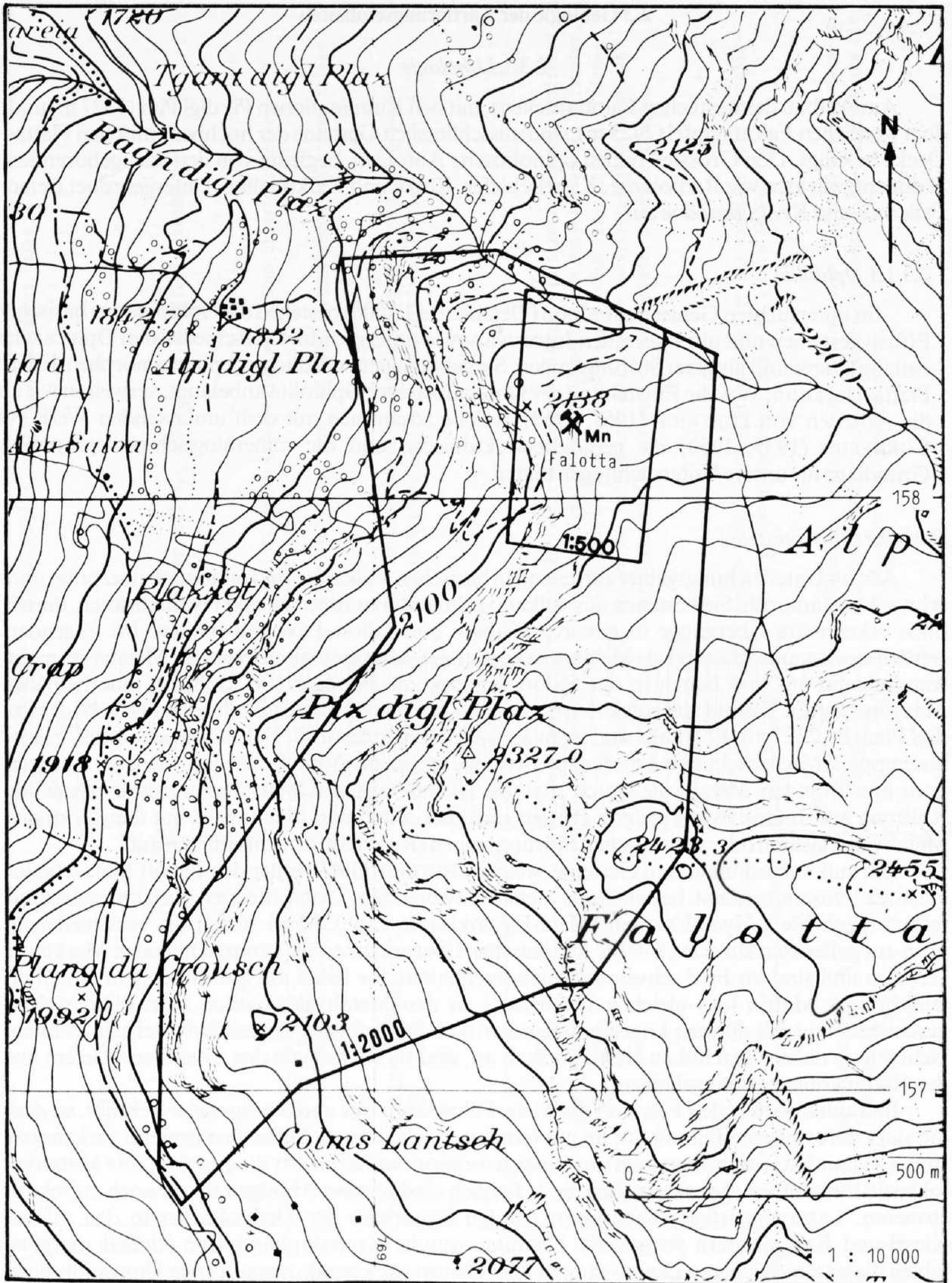


Fig. 3: Geographische Umgrenzung des Untersuchungsgebietes. Entspricht dem Rahmen der geologischen Aufschlusskarte 1:2000. Im Norden ist der Ausschnitt der geologischen Aufschlusskarte der Mn-Lagerstätte Falotta im Massstab 1:500 eingezeichnet.

## 2.3 Geologie der Kartierungseinheiten

### 2.3.1 Lithologie

Am Aufbau des westlichen Falottarückens, mit den Kulminationen Piz digl Plaz (2327 m) und dem westlichen Falottagipfel (2423 m), sind ausschliesslich Gesteine der hochpenninischen Platta-Decke beteiligt. Den Grossteil bilden ophiolitische Abfolgen, begleitet von den dazugehörigen Sedimentgesteinen wie Radiolarite, Kiesel-schiefer, Kalke und Kalkphyllite. Untergeordnet treten Dolomit- und Kristallinspäne auf.

#### 2.3.1.1 Ophiolite

Im untersuchten Gebiet der Falotta (Detailkarte 1:2000) bestehen die Ophiolite aus basischen Effusivgesteinen und ultrabasischen Intrusiva sowie untergeordnet verschiedensten Ophicalciten entlang älterer und jüngerer Störungszonen. Sie gehören dem nördlichen, epimetamorphen Teil der Platta-Decke an. Was die Entstehung der Oberhalbsteiner Ophiolite anbelangt, verweisen wir auf die Arbeiten von DIETRICH (1967, 1969), welche zusammen mit dem umfassenden Werk von CORNELIUS (1935, 1950) die geologisch-tektonische und die mineralogisch-petrographische Grundlage für unsere Untersuchungen bilden.

#### *Basische Effusivgesteine*

Alle im Untersuchungsgebiet auftretenden basischen Vulkanite sind tektonisch überprägt und schwach metamorph. Sie bestehen aus vulkanosedimentären Breccien und Hyaloklastiten, die oft ohne erkennbare Übergänge in massive Diabase und Pillow-Laven überleiten. Im folgenden werden sie zusammenfassend als Metabasite bezeichnet. Morphologisch treten die Metabasite meist wandbildend auf und bauen in der Falottaschuppe die Felsnase (Pt. 2138 m), unterhalb der Manganerzgrube Falotta auf, sowie den markanten, steil nach Westen abfallenden Felskopf des Piz digl Plaz (Pt. 2327 m). Ebenfalls sind sie massgeblich am Aufbau der Falottasüdseite (südl. Falottaschuppe, Zwischenschuppe, Falottagipfelschuppe) gegen die Alp Flix beteiligt. Generell fallen die grau anwitternden Metabasite durch massige Ausbildung und weitständige, stark trennende Klüftung auf. Intensiv verschieferte Partien sind eher selten und treten meist mit feinstkörnigen Metahyaloklastiten oder tektonischen Störungszonen (Ruschelzonen) zusammen auf.

Die vulkanosedimentären Gesteine, welche DIETRICH (1969) unter den Begriff Meta-Hyaloklastite s.l. zusammenfasst, bestehen aus Meta-Pillowbreccien, Diabasbreccien, Basaltbreccien und feinkörnigen Meta-Hyaloklastiten (Meta-Hyaloklastite s.str.). Meist haben die verschiedenen, grün-rot gefleckten Breccien infolge tektonischer Überprägung ihre kennzeichnenden Merkmale verloren und sind im Feld schwer auseinanderzuhalten. Sie leiten mit zunehmendem Anteil an feinkörniger Matrix (des gleichen Ursprungs) zu den Metahyaloklastiten s.str. über, welche geschichtet und mit dünnen Lagen von feindetritischem Sediment vergesellschaftet sein können. Nehmen sie dabei einen hohen Hämatitgehalt an, sind sie schwer von den roten Tonschiefern aus den Radiolariten zu unterscheiden.

Im rauhanwitternden Fels sind die Meta-Pillowlaven nur andeutungsweise sichtbar, so dass die stark deformierten Pillows nur an gut erhaltenen, glazialen Schliiffstellen eindeutig erkennbar sind. Oft handelt es sich aber auch um massige, homogene Laven, für die einzelne, rote Metahyaloklastit-Einschlüsse charakteristisch sind. Freilich sind interne Abfolgen kaum noch zu rekonstruieren. Lagergangartige Diabaslagen wurden ausserhalb der Diabaskörper in den grauen Kiesel- und Kalkschiefern festgestellt. Charakteristische Kontaktphänomene (chilled margins) fehlen dieser albitreicheren Diabasvarietät aber ebenso wie kontaktmetamorphe Umwandlungen des Nebengesteins (2.3.1.4.3).

Nennenswerte Vererzungen aus den Metabasiten sind im Untersuchungsgebiet nicht bekannt und wurden von uns auch nicht gefunden. Lediglich am Südhang der Zwischenschuppe, am



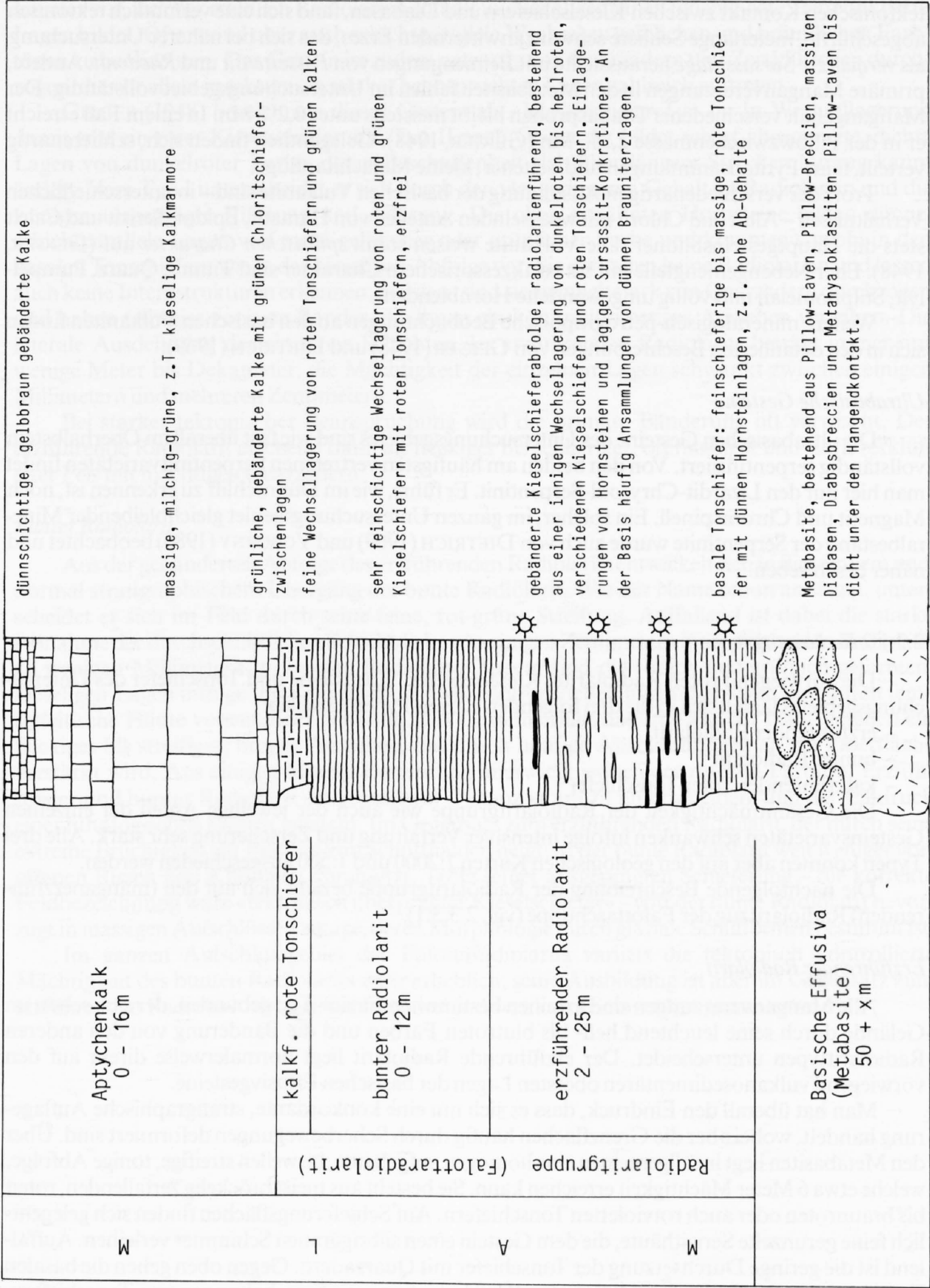


Fig. 4: Verkleinertes Lithostratigraphisches Profil (Falotta-Schuppe).

tektonischen Kontakt zwischen Kieselstiefen und Diabasen, fand sich eine vermutlich tektonisch abgeschürfte, meterlange Schliere schwarz anwitternden Erzes, das sich bei näherer Untersuchung als *verquarzte Sursassitlage* herausstellte mit Beimengungen von *Parsettensit* und *Rhodonit*. Andere, primäre Manganvererzungen in den Metabasiten fehlen im Untersuchungsgebiet vollständig. Der Mangengehalt verschiedener Diabasproben bleibt meistens unter 0,2% Mn. In einem Fall erreicht er in der Pillowzwischenmasse 2,3% Mn (GEIGER, 1948). Gelegentlich finden sich, schlierenartig verteilt, feine Pyritansammlungen und, seltener, kleine Malachitanflüge.

Trotz der verschiedenartigen Ausbildung der basischen Vulkanite sind – in unterschiedlichen Verhältnissen – Albit und Chlorit mit wechselnden Anteilen von Hämatit, Epidot, Serizit und Calcit stets die Hauptgesteinsbildner. Die Vulkanite weisen somit *spilitischen Charakter* auf (GEIGER, 1948). Eher Nebengemengteile mit bis zu akzessorischem Charakter sind Titanit, Quarz, Pumpellyit, Stilpnomelan und völlig umgewandelte Hornblendes.

Weitere mineralogisch-petrographische Beobachtungen an den basischen Vulkaniten finden sich in den detaillierten Beschreibungen von GEIGER (1948) und DIETRICH (1969).

### *Ultrabasische Gesteine*

Die ultrabasischen Gesteine des Untersuchungsgebietes sind wie fast überall im Oberhalbstein vollständig serpentiniert. Von den beiden am häufigsten vertretenen Serpentinvarietäten findet man hier nur den Lizardit-Chrysotil-Serpentin. Er führt, wie im Dünnschliff zu erkennen ist, noch Magnetit und Chromspinell. Ein solcher, im ganzen Untersuchungsgebiet gleichbleibender Mineralbestand der Serpentine wurde auch von DIETRICH (1969) und VOBORNY (1980) beobachtet und näher beschrieben.

#### *2.3.1.2 Radiolaritgruppe*

Die vorwiegend roten Radiolarite, Kieselstiefer, Hornsteine und Tonschiefer des Untersuchungsgebietes lassen sich in die drei folgenden Fazies-Typen einteilen:

- erzführender Radiolarit
- bunter Radiolarit
- kalkführender, roter Tonschiefer

Die Gesamtmächtigkeit der Radiolaritgruppe wie auch der jeweilige Anteil der einzelnen Gesteinsvarietäten schwanken infolge intensiver Verfaltung und Zerschierung sehr stark. Alle drei Typen konnten aber auf den geologischen Karten 1:2000 und 1:500 ausgeschieden werden.

Die nachfolgende Beschreibung der Radiolaritgruppe bezieht sich auf den (manganerzführenden) Radiolaritzug der Falottaschuppe (vgl. 2.3.3.1).

#### *Erzführender Radiolarit*

Alle Manganvererzungen sind an einen bestimmten Fazies-Typ gebunden, der sich schon im Gelände durch seine leuchtend hell- bis blutroten Farben und die Bänderung von den anderen Radiolarittypen unterscheidet. Der erzführende Radiolarit liegt normalerweise direkt auf den vorwiegend vulkanosedimentären obersten Lagen der basischen Effusivgesteine.

Man hat überall den Eindruck, dass es sich um eine konkordante, stratigraphische Auflagerung handelt, wobei aber die Grenzflächen häufig durch Scherbewegungen deformiert sind. Über den Metabasiten liegt im allgemeinen eine homogen aufgebaute, bisweilen streifige, tonige Abfolge, welche etwa 6 Meter Mächtigkeit erreichen kann. Sie besteht aus meist bröckelig zerfallenden, roten bis braunroten oder auch rotvioletten Tonschiefern. Auf Schieferungsflächen finden sich gelegentlich feine gerunzelte Serizithäute, die dem Gestein einen silbriggrauen Schimmer verleihen. Auffallend ist die geringe Durchsetzung der Tonschiefer mit Quarzadern. Gegen oben gehen die basalen Tonschiefer in eine Serie von gebänderten Kieselstiefen, mit Einschaltungen von Tonschiefern, Hornsteinen und – örtlich – dünnen Manganerzlagen über. Am häufigsten kommt ein Kiesel-

schiefer vor, welcher reichlich Radiolarien enthält und im allgemeinen milchig-rote, feinpunktierte Lagen bildet. Öfters sind aber auch schichtparallele Wechsel zu gelblichen und bräunlichen Farbtönen zu beobachten. Das Gestein ist zudem netzartig von Quarzadern und Zerrklüftchen durchzogen, die vor allem in tektonisch stärker beanspruchten Lagen zahlreich auftreten.

GEIGER (1948) bezeichnete dieses Gestein als «Kieselschiefer Typ I». In Wechsellagerung damit tritt ein roter Kieselschiefer auf, Typ II nach Geiger. Er bildet scharf abgegrenzte, dichte Lagen von dunkelroter Farbe, deren Beschaffenheit sich über längere Strecken hinweg kaum ändert. Vom Typ I unterscheidet er sich durch den viel geringeren Gehalt an Radiolarien und die weniger ausgeprägte Klüftung und Äderung. Die oben erwähnten Hornsteine bilden dünne, schichtparallele Lagen von meist gelblicher oder grünlicher Farbe und kommen sowohl in den basalen Tonschiefern wie in der kieseligen Abfolge vor. Sie enthalten keine Radiolarien und lassen auch keine Internstrukturen erkennen; meistens sind sie ziemlich stark von Quarzadern durchzogen und haben teilweise zonierte Ränder, die ihnen ein konkretionsartiges Aussehen verleihen. Die laterale Ausdehnung der einzelnen Schichten des erzführenden Radiolarits beträgt immer nur wenige Meter bis Dekameter; die Mächtigkeit der einzelnen Lagen schwankt zwischen einigen Millimetern und mehreren Zentimetern.

Bei starker tektonischer Beanspruchung wird die primäre Bänderung oft verwischt. Der erzführende Radiolarit erscheint dann als fleckiger bis schlieriger, oft massiger und stark zerklüfteter Fels mit mächtigen Quarzadern.

### *Bunter Radiolarit*

Aus der gebänderten Abfolge des erzführenden Radiolarits entwickelt sich in fließendem und normal stratigraphischem Übergang der bunte Radiolarit. Wie der Name schon andeutet, unterscheidet er sich im Feld durch seine feine, rot-grüne Streifung. Auffallend ist dabei die starke Abnahme der durchschnittlichen Schichtdicke von einigen Zentimetern im erzführenden Radiolarit zu wenigen Millimetern im bunten Radiolarit. Zudem sind die rötlich und grünlich gefärbten, kieseligen Lagen infolge ihrer Feinheit oft tektonisch zerrieben und ausgezogen und durch feine serizitische Häute voneinander getrennt. Das Gestein erhält dadurch aus der Nähe gesehen ein fleckiges bis streifiges, buntes Aussehen, das durch häufige Ausbleichungen an der Oberfläche verstärkt wird. Aus einigen Metern Entfernung überwiegt jedoch der rötliche Farbton. Erzführender und bunter Radiolarit sind somit auf Distanz kaum zu unterscheiden, und der Eindruck einer lithologischen Einheit entsteht. Im Gegensatz zum erzführenden Radiolarit, der durch seine extreme Brüchigkeit zur Bildung von Schutthalden neigt, ist der bunte Radiolarit weit weniger von offenen Rissen und Klüftchen durchsetzt. Trotz seiner ausgeprägten Schieferung – die korrekte Feldbezeichnung wäre «tektonisch überprägter Kieselschiefer» – tritt der bunte Radiolarit bevorzugt in massigen Aufschlüssen zutage, deren Morphologie durch glaziale Schliiformen bestimmt ist.

Im ganzen Aufschlussgebiet des Falottaradiolarits variiert die tektonisch kontrollierte Mächtigkeit des bunten Radiolarits zwar erheblich; seine Ausbildung ist aber im Gegensatz zum erzführenden Radiolarit viel weniger lateralen und vertikalen Schwankungen unterworfen.

Bunter Radiolarit		
Probe	Probenbeschreibung	Mineralogie
SMn 55a SMn 64 SMn 103 SMn 125	zerriebener, vorwiegend roter Kieselschiefer zerriebener, vorwiegend roter Kieselschiefer feinschichtiger, bunter Kieselschiefer feinschichtiger, bunter Kieselschiefer, zerrieben	Qz, HG, Chl, wenig Hem Qz, HG, Chl, wenig Hem, andeutungsweise Ab Qz, HG, Chl, Hem, etwas Ab Qz, HG, Chl, Hem
Kalkführender Radiolarit		
Probe	Probenbeschreibung	Mineralogie
SMn 41 SMn 58  SMn 68	schiefriger, gebänderter Kalkschiefer zerriebener, roter Kieselschiefer mit grünlichen Kalklagen mylonitartiger, kalkiger Kieselschiefer	Cc, Qz, Chl, wenig Hem und HG Qz, Cc, wenig H, Chl und Hem  Qz, HG, Chl, Cc, wenig Hem

Tabelle 4: *Mineralogie des bunten und des kalkführenden Radiolarites*

### *Rote, kalkführende Tonschiefer*

Der bunte Radiolarit geht unter Einschaltung von zunächst nur sehr dünnen Kalklagen, mit Mächtigkeiten von teilweise weniger als einem Millimeter, in die kalkführenden Tonschiefer über. Gleichzeitig bilden sich die kieseligen Lagen zurück und werden von roten bis rotvioletten Tonschieferlagen abgelöst, so dass eine parallel laminierte Abfolge von roten Tonschiefern und grau-grünen Kalken entsteht. Gegen das Hangende zu gewinnen die kalkigen Einlagerungen zunehmend an Mächtigkeit und grüne, chloritische Tonschieferlagen stellen sich ein. Schliesslich verschwindet der rote Tonschiefer ganz, was den Beginn der Aptychenkalke anzeigt.

#### *2.3.1.3 Aptychenkalk*

Im Untersuchungsgebiet bilden die Aptychenkalke meist die konkordante, normalstratigraphische Auflagerung der Radiolaritgruppe. Sie bestehen aus vielfältig ausgebildeten, gebänderten Kalken und massigen, milchig-grünen Marmoren (Hyänenmarmor nach CORNELIUS, 1935). Häufig sind die einzelnen Lagen und Bänke durch feingeschichtete, dunkelgrüne kalkige Serizit- und Chloritschieferzwischenlagen voneinander getrennt.

Im allgemeinen weisen sie im Dünnschliff einen feinkörnigen, rekristallisierten Aufbau auf. Schnurartig oder dispers verteilt sind Quarzbeimengungen enthalten. Der Serizit bildet parallel zu den verschiedenen Schieferungen feine Häute, entlang derer das Gestein bevorzugt zerbricht. Fossilgehalt ist keiner zu erkennen, dagegen finden sich meistens kleine Pyritwürfel als Nebengemengteil. Die Mächtigkeit der Aptychenkalke hängt von der jeweiligen tektonischen Beanspruchung ab.

#### *2.3.1.4 Gruppe der grauen Schiefer*

An verschiedenen Stellen (siehe Karte 1:2000) treten im Untersuchungsgebiet zum Teil mächtige, vorwiegend gräuliche Schieferabfolgen auf. Graue, zum Teil auch grünliche Kieselschiefer, die eng mit serizitischen Tonschiefern vergesellschaftet sind, überwiegen. Kalk- und Mergelschiefer treten selten auf und werden meist nur in der Nähe der Metabasite gefunden. Die kalkfreien Schiefer sind auf der Karte 1:2000, nur am Nordhang der Falotta, getrennt von den anderen Schiefen ausgeschieden.



### *Graue und grünliche Schiefer*

Die grauen und grünlichen Kieselschiefer neigen, in mancher Hinsicht ähnlich wie die bunten Radiolarite, zur Bildung massiger von Quarzadern durchzogener und wenig abblättrender Aufschlüsse, die hell anwittern. Sie bestehen aus mehr oder weniger tonigen, stark ausgewalzten Kieselschiefern, in denen graue Farbtöne vorherrschen. Auf Schieferungsflächen lassen sich häufig gerunzelte, glänzende Serizithäute erkennen. Ab und zu finden sich stark verfaltete Hornsteinlagen. Charakteristisch ist auch das Vorkommen kleiner, knolliger Manganvererzungen, deren Verwitterungsprodukte grössere Gesteinspartien überziehen. Gelegentlich sind feine Malachitüberzüge festzustellen. Im Dünnschliff bilden sie feinstkörnige Aggregate aus Quarz, die von Chlorit und Serizit, teilweise lagig angeordnet, durchsetzt sind. Fossilreste, namentlich Radiolarien, konnten nirgends gefunden werden. Die Kieselschiefer widerspiegeln faziell eine pelagische Sedimentation. CORNELIUS (1935, I) reihte sie in die Gruppe der grauen Radiolarite ein, interpretierte sie aber aufgrund ihrer Stellung als tektonisch entkalkte Aptychenkalke. Am ehesten sind sie vergleichbar mit den Kieselschiefern (Oxford-Argovien-Schiefer, STÖCKLIN, 1949) aus der unterostalpinen Schichtreihe der Carungasdecke, wo sie unter anderem direkt unter der Manganerzlagerstätte Parsettens I in ähnlicher Ausbildung anstehen (siehe Karte 1:1000). Nach DIETRICH (1970) kommen sie in den unteren Schuppen der Platta-Decke nicht vor.

### *Serizitische Schiefer*

In typischer Ausbildung kommen die serizitischen Schiefer als feinblättrige, dunkel- bis hellgraue, serizitische Tonschiefer vor. Sie zeigen häufig rostige Verwitterungsfarben in den Aufschlüssen, die oft blättrig zerfallen und grössere Schuttfelder bilden. Im Dünnschliff zeigen sie einen weit geringeren Quarzgehalt als die Kieselschiefer und viele Tonmineralien. Sie widerspiegeln ebenfalls eine Fazies des offenen Meeres, bei allerdings erhöhtem feindetritischem Anteil. Grobe detritische Lagen fehlen. Die enge Vergesellschaftung mit den Kieselschiefern, die hauptsächlich durch die starke tektonische Beanspruchung zustandekommt, lässt bisweilen primäre Wechsellagerungen der beiden Schiefertypen vermuten. Jedenfalls ist zeitlich und räumlich eine nahe Verwandtschaft festzustellen.

### *Kalkige Schiefer*

Die Kalkschiefer bilden geringmächtige, vorwiegend hellgraue und bräunlich anwitternde, gebänderte Abfolgen von Kalken und Mergelschiefern, die durch dünne, kieselig-tonige Zwischenlagen getrennt sind. Im Dünnschliff weisen die feinkristallinen Kalke gelegentlich Quarzeinlagerungen und Albitneubildungen auf. In den angrenzenden kieselig-tonigen Lagen sind zudem häufig Calcit rhomboeder zu finden. Die kalkigen Schiefer stehen meist im Kontakt mit den Diabasbändern am Nordabhang der Falotta oder verlaufen in geringer Distanz parallel dazu. Vergleichbare lithologische Ausbildungen zeigen im Untersuchungsgebiet nur die obersten Anteile des Aptychenkalks nach DIETRICH (1970) und STÖCKLIN (1949).

### *Kristallinschollen in den grauen Schiefern*

Völlig mylonitisierte kristalline Gesteine finden sich an mehreren Stellen in den grauen Schiefern, parallel zur Hauptschieferung ausgezogen und eingelagert (siehe Karten 1:2000 und 1:500). Sie bilden Schollen von wenigen Metern bis über 100 m Länge und bestehen aus gneisartigen, mit viel Chlorit und Serizit vermengten, völlig zertrümmerten Quarz- und Feldspataggregaten.

Das grösste Vorkommen, am Südrand des Untersuchungsgebietes, wird auch von CORNELIUS (1935, I) erwähnt, der es in die Gruppe der Mylonite unsicheren Ursprungs einreicht, welche an mehreren Stellen in der Platta-Decke, nebst sichererem Kristallin vorkommen. Die Herkunft und Platznahme bleiben nach wie vor ungewiss. Es könnte sich um tektonische Einschuppungen

handeln. DIETRICH (mündl. Mitt.) hält auch ein olistholitartiges Einrutschen in den Sedimentationsraum für möglich. Der Zeitpunkt hierfür wäre in die Unterkreide zu setzen. Da die grauen Schiefer nicht datiert werden konnten, bleibt diese Frage in unserem Fall noch offen.

### 2.3.2 Mineralogie und Petrographie der Radiolaritgruppe

#### *Erzführender Radiolarit*

Zur Laboruntersuchung des im Feld als «gewöhnlicher bedded chert» aussehenden erzführenden Radiolarits (und anderer lithologischen Einheiten) wurden insbesondere Untersuchungen am Dünnschliff mit dem Polarisationsmikroskop ausgeführt. Infolge der extremen Feinkörnigkeit der Gesteine mussten auch Röntgen-Diffraktometeranalysen angefertigt werden, um den Mineralbestand besser kennenzulernen. Unerwarteterweise wurden dabei Albit und Sursassit («Mn-Epidot»), teilweise sogar als gesteinsbildende Gemengteile festgestellt. Gemäss GEIGER (1948) wären diese Mineralien vorwiegend auf Kluftbildungen beschränkt. Die Resultate sind in Tab. 3 zusammengestellt.

Die basalen Tonschiefer erscheinen unter dem Mikroskop infolge ihres hohen Hämatit- und Tonmineralgehalts beinahe opak. Sie zeigen oft schlierig-streifige Texturen entlang einer ausgeprägten Schieferungsebene, die sowohl auf primäre wie tektonisch bedingte Unterschiede im Hämatitgehalt zurückzuführen sind. Daneben finden sich vereinzelt stark ausgezogene Radiolarienquerschnitte (Faktor 1:6), die durch ihre reine Quarzfällung in der dunklen Grundmasse hell aufleuchten. Feinste Hellglimmerschüppchen können stellenweise zu einem eigentlichen Serizitfäll angereichert sein und in einigen Fällen zu beträchtlichen Hellglimmerlagen anschwellen. Der weitere Mineralbestand kann mikroskopisch nicht erkannt werden. Einige Röntgen-Diffraktometeranalysen (Cu-K $\alpha$ , quantitativ und qualitativ) von basalen Tonschieferproben ergaben Hellglimmer (Muskovit/Illit-Peaks), Hämatit, Quarz und teilweise hohe Albitgehalte bis über 50%. Vereinzelt liessen sich auch geringe Anteile von Sursassit identifizieren. Während die albitfreien und wenig Albit enthaltenden Proben eher mit der feinschieferigen, blätterigen Ausbildung der Tonschiefer einhergehen, finden sich die hohen Albitgehalte in den massiv ausgebildeten Tonschiefern.

Aus der fast opaken, dichten Grundmasse der Tonschiefer entwickeln sich teils in rhythmischer Wechsellagerung, teils in fliessenden Übergängen die Kieselschiefer vom *Typ I*. Diese zeichnen sich im Mikroskop generell als sehr radiolarienreiche Lagen aus. Von den Radiolarien selbst, die teils dicht gepackt auftreten, ist meistens nur der, je nach Schnittlage, runde bis elliptische Umriss zu erkennen. Sie heben sich durch die etwas grobkörnigere, pigmentfreie Fällung mit Quarz als helle Flecken deutlich von der Matrix, in der sie eingebettet sind, ab. Gelegentlich weisen sie noch relikistische Schalenstrukturen auf, seltener sind mit tonigem Sediment gefüllte Schalen. Trotz der häufig dichten Packung berühren sich die einzelnen Radiolarien selten, und wenn, so meistens infolge von Drucklösungserscheinungen. Die Verformung der Radiolarien ist mit einem Faktor 1:3 durchschnittlich nur halb so gross wie in den Tonschiefern. Bei stärkerer tektonischer Beanspruchung der Kieselschiefer vom Typus I, welche von Scharen von Quarzadern und Klüftchen begleitet sind, ist eine Auflösung der Radiolarienumrisse zu beobachten, so dass stellenweise ein etwas grob und ungleichkörniges Quarzmosaik vorliegt, das leicht mit dem der Hornsteine verwechselt werden kann.

Die Matrix zwischen den Radiolarien weist alle Übergänge zwischen opakem Tonschiefer und feinem Quarzmosaik auf. Da die quarzgefüllten Radiolarien oft bis über 70% des Gesteins ausmachen können, liegt selbst bei ihrer Einbettung in opakem Tonschiefer ein Kieselschiefer vor. Meistens aber besteht die Matrix aus einem gleichkörnigen, mosaikartigen Quarzpflaster mit Korngrössen zwischen 5 und 20  $\mu$ . Die einzelnen Körner sind unregelmässig begrenzt und ineinander verzahnt. In schichtweise stark wechselndem Verhältnis sind der Quarzmatrix unterschiedlich viel Hämatit, Hellglimmer und Sursassit beigemischt.

Hellglimmer ist immer als feinste Schüppchen ausgebildet (Chloritschüppchen nach GEIGER), die meistens entlang verschiedener Schieferungsebenen eingeregelt sind. Das staubfeine Hämatitpigment ist in unterschiedlicher Konzentration dispers verteilt und ist sowohl zwischen wie auch in den Quarzkörnern zu beobachten. Lokal sind wolkige bis schlierige, gelegentlich stärker konzentrierte, lagige Beimengungen von hellglimmerähnlichen, aber deutlich höher lichtbrechenden Schüppchen festzustellen, die sich bei der röntgenographischen Analyse als Sursassit entpuppten.

Bemerkenswerterweise schliessen sich Sursassit und Hämatit in den Kieselschiefern gegenseitig aus. Die Sursassiteinlagerungen sind für die gelblichen bis bräunlichen Farbtöne der Kieselschiefer verantwortlich, während die Intensität der Rotfärbung vom Hämatitgehalt abhängt.

Eine Besonderheit der Kieselschiefer I, welche nur selten in den Tonschiefern zu beobachten ist, sind die gelegentlich schichtgebunden auftretenden, bis 0,6 mm grossen Karbonatrhomboeder und Albitinkristalle. Infolge ihrer starken Verunreinigung mit feinstem Hämatitpigment sind sie aber mikroskopisch als solche nicht identifizierbar. Im Dünnschliff können sie daher nur unsicher anhand ihres Habitus auseinandergehalten werden.

Röntgenographische Analysen in besonders reichen, lagigen Ansammlungen ergeben durchwegs hohe Albitgehalte. Es muss daher angenommen werden, dass ein Grossteil der Einkristallphantome aus Albit besteht. Manchmal erscheint auch Albit in Proben ohne solche Einkristallphantome. Daraus kann geschlossen werden, dass ein Teil des sogenannten Quarzmosaiks aus Albitkörnern besteht, wofür sich unter dem Mikroskop aber keinerlei Anzeichen feststellen lassen. Echte Karbonatrhomboeder sind bedeutend seltener und treten nie gemeinsam mit den Albitphantomen auf. Sie heben sich auch farblich (heller) etwas von der Matrix ab und bilden durchwegs scharf begrenzte, regelmässige Individuen.

Die stets dunkel- bis braunroten Kieselschiefer vom *Typus II* zeigen eine sehr gleichförmige Ausbildung. Sie lassen weder eine deutliche, schichtinterne Feinstratigraphie noch nennenswerte farbliche Wechsel erkennen und sind völlig dicht. Die intensive Pigmentierung (Hämatitgehalte um 10% sind die Regel) lassen die Kieselschiefer II im Mikroskop opak erscheinen. Radiolarien sind selten, aber deutlich als pigmentfreie, elliptische Flecken zu erkennen.

Wie anhand von Röntgen-Diffraktometeranalysen und nasschemischen Bestimmungen festgestellt werden konnte, ist Quarz mit durchschnittlich 70 bis 80%, wie bei den tonerdearmen Kieselschiefern I, der Hauptgemengteil. Hämatit und Tonminerale bilden den Rest. Sursassit konnte nicht gefunden werden. Albit erscheint gelegentlich mit maximalen Gehalten bis 10%.

Im erzführenden Radiolarit bilden die Kieselschiefer II mit ihren hohen Hämatitgehalten eigentliche, kieselige Hämatiterzlagen und lassen sich als analog ausgebildetes Gegenstück mit den Brauniterzlagen vergleichen. Es zeigt sich somit eine ausgeprägte, synsedimentäre Trennung von Mangan und Eisen, wie sie sich schon in den Kieselschiefern I, bei allerdings viel geringeren Metallkonzentrationen, herausbildet. Es muss also während der Ablagerung des erzführenden Radiolarits schubweise zum wechselweisen Absatz entweder von Mangan oder Eisen aus dem Meerwasser gekommen sein, wobei die Manganablagerungen fast frei von Eisenbeimengungen sind und umgekehrt (GEIGER, 1948).

Die gelbbraunen Konkretionen im erzführenden Radiolarit wurden röntgenographisch als *Quarz-Sursassitaggregate* bestimmt, wobei der Sursassit-Anteil selten 20 Gew.% übersteigt. Im Dünnschliff zeigt sich ein kryptokristalliner Aufbau mit randparallel dunkleren Zonen. Der Übergang zum Nebengestein ist messerscharf und zeigt gelegentlich feinste Zonierungen von hellerem und dunklerem Material, was auf unterschiedliche Quarzbeimengungen im Sursassitaggregat zurückzuführen ist. Radiolarien fehlen vollständig. Auffallend sind die vielen quarzgefüllten «*tension-cracks*». Im Gegensatz zu den Brauniterzen reagieren die Sursassitkonkretionen empfindlicher auf tektonische Beanspruchung. In einigen Fällen konnte die Auflösung einer Sursassitlage in einem engen Faltenscheitel beobachtet werden. Die mitgefaltete Sursassitlage verschwindet im Faltenscheitel, wobei der Sursassit entlang der offenen Klüftchen der Achsen-schieferung in gleicher Ausbildung wieder ausgefällt wurde.



Im dreidimensionalen Anschnitt zeigen die meist lagig bis knollig geformten, aber schichtgebundenen Sursassitaggregate recht verschiedene Formen. Runde laterale Begrenzungen und teilweise erkennbare, randparallele Zonierungen verstärken den Eindruck einer diagenetischen Bildung, zumal keine dieser Strukturen auf eine sedimentäre Entstehung hindeutet. Die Konkretionen haben sämtliche Deformationen mitgemacht, so dass der Zeitpunkt ihrer Bildung früh, im wahrscheinlich noch unverfestigten Sediment, angenommen werden muss. Dass sie schon zu Beginn aus Sursassit bestanden, ist dagegen unwahrscheinlich. Die Verwandtschaft des Sursassits mit Epidot und die syntektonische Ausfällung im erwähnten Faltenscheitel sprechen für eine spätere Neubildung.

Die Hornsteine weisen – ähnlich den Kieselschiefern – als Grundmasse ein feinstkörniges Quarzpflaster (10 bis 40  $\mu$ ) auf, in dem vereinzelt Hellglimmerschüppchen und Hämatit als staubfeines Pigment auftreten. Manchmal finden sich auch dispers verteilte Sursassit- oder Chloritschüppchen, die dem Hornstein einen entsprechenden Farbton geben. Die Hornsteine wären richtiger als feinstkörnige Quarzite zu bezeichnen. Es wird jedoch vorgezogen, den Begriff Hornstein in bezug auf ihre postsedimentäre Entstehung, im Sinne von LANCELOT (1973), BERNOULLI (1972), HEATH & HOBERLY (1975), KASTNER & KEENE (1975), WISE & WEAVER (1974) und anderen beizubehalten.

Radiolarien fehlen in den Hornsteinen weitgehend, und zwar nicht nur in tektonisch stärker beanspruchten Zonen, wo Subkornbildung und Rekristallisation die ursprünglichen Formen verwischt haben. Die Absenz der Radiolarien ist eher auf eine diagenetische Auflösung zurückzuführen, wie sie WISE & WEAVER (1974) annehmen. Sie zeigen, wie die, bei der diagenetischen Bildung der Hornsteine benötigte, migrierende Kieselsäure bevorzugt aus der Auflösung von Radiolarienskeletten bezogen wird.

Probe	Probenbeschreibung	Mineralogie
SMn 14 SMn 13	ausgewalzter, dunkelroter Tonschiefer	Ab (54%), Qz (24%), Hem (9%), TM (23%)
SMn 132	dunkelroter, porzellanartiger, derber Tonschiefer mit Erzlagen	vorwiegend Ab, Hem, Ss, Br
SMn 175	ausgewalzter, radiolarienführender, roter Tonschiefer	Qz, Ab, Hem, wenig HG, Ss, TM
	rot bis rotvioletter Tonschiefer	AB (50%), Qz (19%), Hem (9%), Ss und TM
SMn 139 SMn 168	verfalteter, rotvioletter Kieselschiefer I	Qz, Ab, HG, Hem, wenig Ss, Ab-Neubildungen
SMn 165/1	zerscherter Tonschiefer mit radiolarienführendem Kieselschiefer I	Qz (60%), Ab (15%), Hem (9%), Ss und TM
	roter, radiolarienführender Kieselschiefer I	viel Qz, Ss, wenig Hem
SMn 165/2	dunkelroter, derber Kieselschiefer II	Qz, Hem
SMn 20 SMn 130	hellroter, verquarzter Hornstein	Qz, HG, etwas Hem
	Hornsteinmylonit, schwach vererzt	Qz, sehr wenig Hem und TM, etwas Br
SMn 165/3	gelbbraune, schwarz anwitternde Lagen	QZ, Ss

Tabelle 3: Mineralogie des erzführenden Radiolarits

Qz = Quarz, Ab = Albit, Hem = Hämatit, HG = Hellglimmer (Illit/Muskowit), TM = Tonmineralien im allgemeinen, Ss = Sursassit, Br = Braunit

### *Bunter Radiolarit*

Im Dünnschliff zeigt der bunte Radiolarit einen vom erzführenden Radiolarit abweichenden Inhalt. Die feinen, überwiegend roten, aber auch grünen, kieseligen Lagen bestehen aus einem äusserst feinkörnigen, filzigen Mineralgemenge, welches Quarz, staubartigen Hämatit, Hellglimmer und Chlorit in unterschiedlichem Mengenanteil gerade noch erkennen lässt. Die Korngrösse liegt durchwegs unter  $10\mu$ . Grössere Beimengungen von etwas gröberen Chloritschüppchen in einzelnen Lagen sind vermutlich für die grüne Farbgebung verantwortlich, wie auch GRUNAU (1965) in anderen Radiolariten feststellen konnte. Diffraktometeranalysen vom bunten Radiolarit bestätigen den Mineralbestand (Tabelle 4).

Zwischen den kieseligen Lagen finden sich meist dünne, opake und schnurartige Mineralgemenge, die auf schieferungsbedingte Bewegungen (Scherflächen) und Drucklösungserscheinungen zurückzuführen sind. Häufig sind auch reine Hellglimmerlagen und Chloritlagen zu beobachten. Chlorit und Hellglimmer treten daneben auch vermischt in etwas gröberen Lagen auf, die bisweilen etwas gröbere Quarzkörner mit deutlicher Subkornbildung enthalten. Einzelne dieser Quarzkörner zeigen keine undulöse Auslöschung und verstärken damit den Eindruck eines duktilen Verformungscharakters, im Sinne einer beginnenden Mylonitisierung in einzelnen, begrenzten Bereichen des bunten Radiolarits.

Generell wird das strukturelle Erscheinungsbild des bunten Radiolarits von zwei dominanten Schieferungen geprägt. Eine stark ausgebildete, engständige Schieferung parallel zu den Kiesel-schieferlagen hat diese geplättet, gelängt und teilweise zerschert. Die zweite, weitständigere und nahezu rechtwinklig dazustehende Schieferung überprägt die erste penetrativ und sorgt für die Mikrofältelung (Krenulation), welche die grobrunzeligen Absonderungsflächen des bunten Radiolarits kennzeichnen.

Radiolarien (und auch Manganvererzungen) können in der gesamten Abfolge und Verbreitung des bunten Radiolarits nirgends festgestellt werden und fehlen wahrscheinlich schon primär. Im lithofaziellen Sinn ist es daher unrichtig, von einem «Radiolarit» zu sprechen. Da jedoch alle früheren Autoren die Radiolarite der Falotta nicht weiter lithofaziell gliederten und weil auch im Feld die gemeinsame rote Farbe aller Fazies-Typen der Radiolaritgruppe ihre lithostratigraphische Verknüpfung verdeutlicht, wird vorgezogen, die Bezeichnung bunter Radiolarit beizubehalten.

#### *2.3.3 Der strukturelle Aufbau*

Die ophiolitischen Massen der Platta-Decke, welche die östlichen Talhänge des Oberhalbsteins aufbauen, gliedert CORNELIUS (1950) durch eingeschaltete Lagen von Sedimentgesteinen auf und legt sie in ein zusammenhängendes, kompliziertes Faltengebäude. Aufgrund der detaillierten, geologischen Aufnahmen (siehe geologische Karte im Massstab 1:2000 im Anhang) kann gezeigt werden, dass gerade an den Schlüsselstellen dieses Faltengebäudes keine Umbiegungen oder andere Verbindungen bestehen, sondern dass die einzelnen Sedimente, wie auch die basischen Effusiva, durch tiefgreifende, von Serpentin begleitete Störungen getrennt sind. Dadurch zerfällt der Aufbau der Falotta in folgende Schuppen (siehe Figur 5):

- a) die Falottaschuppe
- b) die südliche Falottaschuppe
- c) eine Zwischenschuppe
- d) die Falottagipfelschuppe

Gemäss der tektonischen Karte des südlichen Oberhalbsteins (DIETRICH & PETERS, 1968) gehören alle Schuppen des Untersuchungsgebietes zu den tektonisch stark beanspruchten «Unteren Platta-Schuppen».

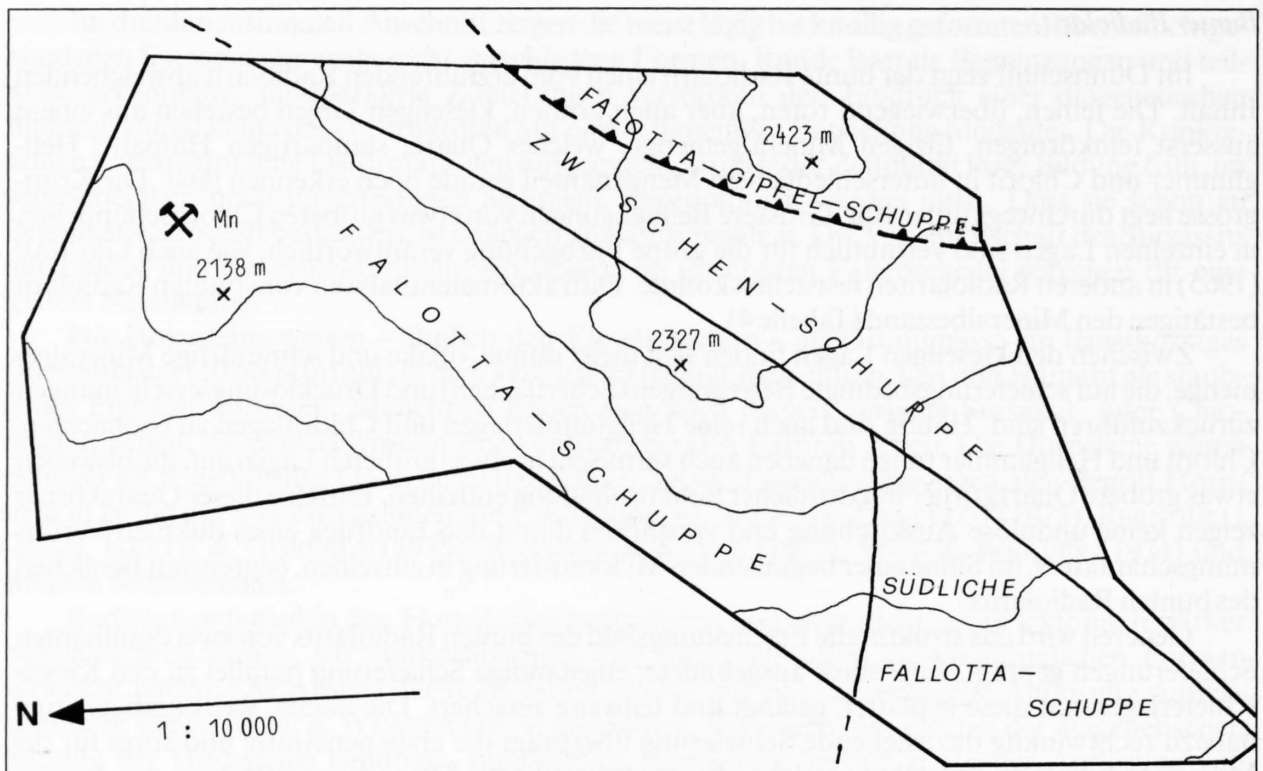


Fig. 5: Bezeichnung der Schuppen im Gebirgsbau des Untersuchungsgebietes.

Die Figur 6 gibt einen zusammenfassenden Überblick über die strukturelle Gliederung des Untersuchungsgebietes mit den daran beteiligten, lithologischen Einheiten.

### 2.3.3.1 Die Falottaschuppe

Die Falottaschuppe, als Träger des manganerzführenden Radiolarites, nimmt den grössten Teil des Untersuchungsgebietes ein und ist als einzige Schuppe vollständig im Massstab 1:2000 aufgenommen worden.

Die Unterlage der Falottaschuppe bildet ein Serpentinizug, der bei den Tümpeln beim Pt. 1992 m, am Weg von der Alp digl Plaz nach der Alp Flix, steil aufsteigt, dann unterhalb des Piz digl Plaz kulminiert und wieder langsam nordwärts abfällt, wo er sich unter der Moränenüberdeckung – gerade über den Hütten der Alp digl Plaz – der weiteren Beobachtung entzieht. In scharfem Kontakt, der bisweilen von Ophicalciten begleitet und stellenweise bis zur Unkenntlichkeit verschiefert ist, setzen im Hangenden die Metabasite ein. Die Kontaktfläche selbst ist stark gekrümmt, zeigt ein grobwulstiges Aussehen und weist häufig kleine Versätze von einigen Metern auf. Der stellenweise eingefaltete Serpentin deutet darauf hin, dass diese tektonische Begrenzung schon vor der Faltung bestanden hat.

Die Metabasite und die darüberliegenden Sedimente folgen in groben Zügen dem Verlauf der Serpentinunterlage. Sie bilden beim Piz digl Plaz eine offene Antiform und unten im südlichen Hang eine isoklinale Synform, die gegen Norden zu nach und nach von einer steilen Verwerfung, der Falottastörung, abgeschnitten wird. Die Faltenachse der Antiform fällt mit 30° bis 40° gegen ENE ein, diejenige der Synform verläuft mit dem gleichen Fallazimut fast horizontal. Die Achsenfläche der Synform ist durch eine zweite, homoaxiale Faltung leicht verbogen. In der Figur 7 sind die Lagerungsverhältnisse anhand des Verlaufs des Metabasitkörpers schematisch dargestellt. Die Sedimentgesteine (Radiolaritgruppe und Aptychenkalk) zeichnen unter zum Teil beträchtlicher innerer Verfaltung und Verscherung den Verlauf des Diabas nach und sind je nach tektonisch

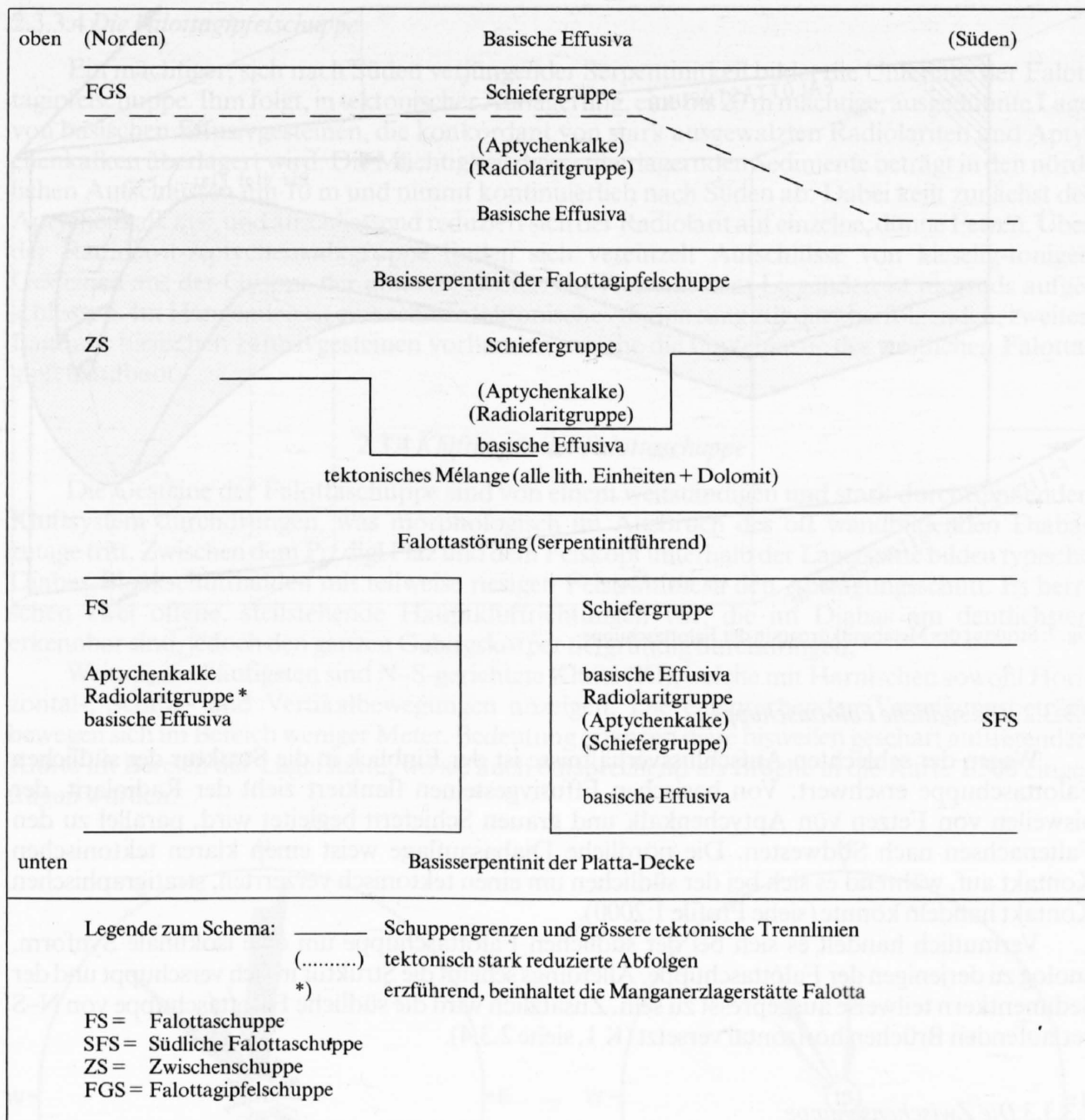


Fig. 6: Vertikale Gliederung des Schuppenbaus im Untersuchungsgebiet.

bedingtem Platzangebot mehr oder weniger vollständig vorhanden. In der Scheitelregion der Antiform schneidet die Falottastörung die sedimentäre Auflage bis nahe an den Diabas ab. Südlich davon, in der Synform, nimmt die Mächtigkeit der Sedimente wieder stark zu, wobei im Kern stark ausgequetschter Aptychenkalk vorliegt. Im Norden der Falottaschuppe, wo sich die Ausbisslinie der sedimentären Auflage von der Falottastörung entfernt, sind vollständige Abfolgen der Sedimente anzutreffen. In diesem Bereich (siehe Karte 1:500) findet sich auf dem Aptychenkalk noch eine tektonische Auflagerung von Gesteinen aus der Basis der Zwischenschuppe, bestehend aus verquetschtem, saurem Kristallin, Diabasen und grauen, kalkigen Schiefern. Da die Gesteine der Zwischenschuppe hier über die Falottastörung hinübergreifen, muss es sich um eine alte Überschiebungsfläche handeln, die nach dem Entstehen der Falottastörung als Relikt der Zwischenschuppe auf der Falottaschuppe bestehen blieb. Die Falottastörung, als neue Schuppengrenze, ist somit eines der jüngsten tektonischen Elemente im Untersuchungsgebiet.



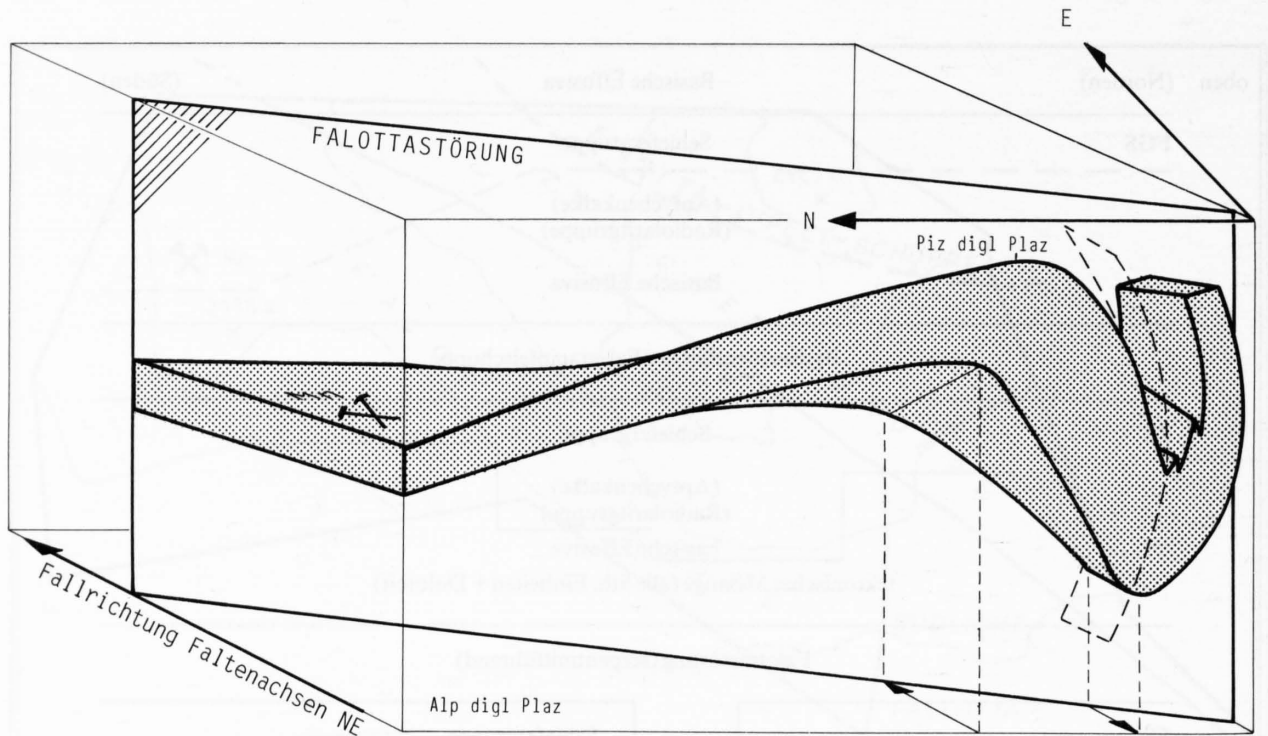


Fig. 7: Struktur des Metabasitkörpers in der Falottaschuppe.

### 2.3.3.2. Die südliche Falottaschuppe

Wegen der schlechten Aufschlussverhältnisse ist der Einblick in die Struktur der südlichen Falottaschuppe erschwert. Von basischen Effusivgesteinen flankiert zieht der Radiolarit, der bisweilen von Fetzen von Aptychenkalk und grauen Schiefen begleitet wird, parallel zu den Faltenachsen nach Südwesten. Die nördliche Diabasaufgabe weist einen klaren tektonischen Kontakt auf, während es sich bei der südlichen um einen tektonisch verzerrten, stratigraphischen Kontakt handeln könnte (siehe Profile 1:2000).

Vermutlich handelt es sich bei der südlichen Falottaschuppe um eine isoklinale Synform, analog zu derjenigen der Falottaschuppe. Allerdings scheint die Struktur in sich verschuppt und der Sedimentkern teilweise ausgepresst zu sein. Zusätzlich wird die südliche Falottaschuppe von N-S verlaufenden Brüchen horizontal versetzt (K 1, siehe 2.3.4).

### 2.3.3.3 Die Zwischenschuppe

Das strukturelle Rückgrat der Zwischenschuppe bildet ein nach Nordwesten geöffnetes, Synklinorium basischer Effusivgesteine. Der Kern dieser vermutlich in sich verschuppten Struktur besteht zum grössten Teil aus stark ausgewalzten Gesteinen der Gruppe der grauen Schiefer (siehe Profile 4 und 5, 1:2000). Der Kontakt zwischen den Sedimenten des Kerns und dem Diabas ist undeutlich; er wird von mehreren, reliktschen Fetzen der Radiolaritgruppe und des Aptychenkalks sowie von kalkigen Schiefen aus der Gruppe der grauen Schiefer begleitet. Dieselben Gesteine ummanteln auch die Diabasstreifen am Nordhang der Falotta (siehe auch 2.3.1.4). Es dürfte sich bei diesen Diabasbändern daher um stark ausgezogene, sekundäre Antiklinalstrukturen (*Schleppfalten*) des Diabassynklinoriums handeln, zumal ihre Streichrichtungen mit der allgemeinen Fallrichtung der Faltenachsen übereinstimmen. Im Gegensatz zum Kontakt zwischen den Sedimenten des Kerns und den basischen Effusivgesteinen, der allenfalls noch als stark deformierter, sedimentärer Kontakt interpretiert werden könnte, wird die äussere Begrenzung der Synform von einem tektonischen scharfen Kontakt zu den angrenzenden grauen Schiefen gebildet, doch finden sich auch hier gelegentlich abgeschürfte Reste von Gesteinen aus der Radiolaritgruppe.

#### 2.3.3.4 Die Falottagipfelschuppe

Ein mächtiger, sich nach Süden verjüngender Serpentinkeil bildet die Unterlage der Falottagipfelschuppe. Ihm folgt, in tektonischer Auflagerung, eine bis 20 m mächtige, ausgedünnte Lage von basischen Effusivgesteinen, die konkordant von stark ausgewalzten Radiolariten und Aptychenkalken überlagert wird. Die Mächtigkeit dieser überlagernden Sedimente beträgt in den nördlichen Aufschlüssen um 10 m und nimmt kontinuierlich nach Süden ab. Dabei keilt zunächst der Aptychenkalk aus, und anschliessend reduziert sich der Radiolarit auf einzelne, dünne Fetzen. Über der Radiolarit-Aptychenkalkgruppe finden sich vereinzelt Aufschlüsse von kieselig-tonigen Gesteinen aus der Gruppe der grauen Schiefer. Ihr Kontakt zum Liegenden ist nirgends aufgeschlossen. Im Hangenden ist eine scharfe tektonische Abgrenzung zur darüberfolgenden, zweiten Lage aus basischen Effusivgesteinen vorhanden, welche die Gipfelpartie des westlichen Falottagipfels aufbaut.

#### 2.3.4 Klüftung in der Falottaschuppe

Die Gesteine der Falottaschuppe sind von einem weitständigen und stark durchtrennenden Kluftsystem durchdrungen, was morphologisch im Ausbruch des oft wandbildenden Diabas zutage tritt. Zwischen dem Piz digl Plaz und dem Felskopf unterhalb der Lagerstätte bilden typische Diabas-Blockschutthalden mit teilweise riesigen Felstrümmern den Abtragungsschutt. Es herrschen zwei offene, steilstehende Hauptklufttrichtungen vor, die im Diabas am deutlichsten erkennbar sind, jedoch den ganzen Gebirgskörper tiefgründig durchdringen.

Weitaus am häufigsten sind N-S-gerichtete Klüfte (K1), welche mit Harnischen sowohl Horizontal-, Schräg- und Vertikalbewegungen anzeigen. Die entsprechenden Versetzungsbeträge bewegen sich im Bereich weniger Meter. Bedeutung erlangen diese bisweilen geschart auftretenden Klüfte im Bereich der Lagerstätte, wo sie auch entsprechend als Brüche in die Karte 1:500 eingetragen wurden.

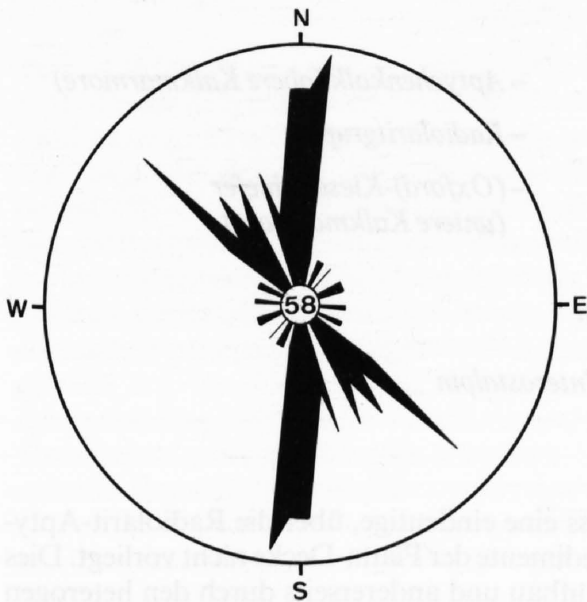


Fig. 8: Kluftrose der Metabasite der Falottaschuppe.

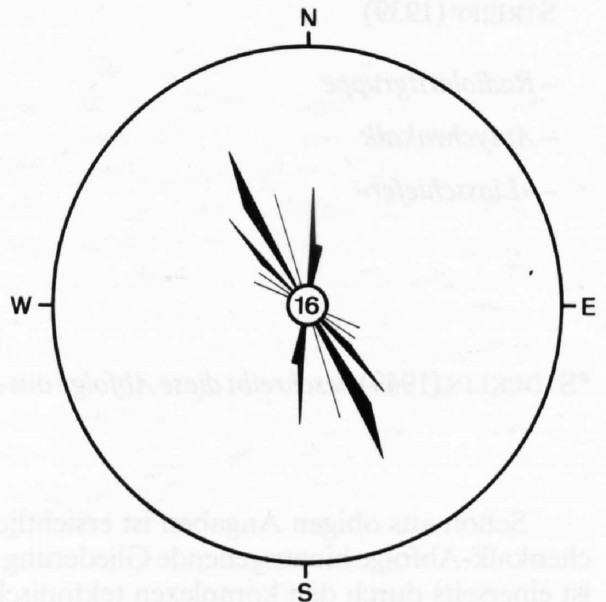


Fig. 9: Kluftrose des Falottaradiolarits.

Eine zweite, sehr häufige Klüftung ist NW-SE orientiert. Sie tritt besonders markant im Gebiet, welches die Karte 1:500 umfasst, auf, wo weit geöffnete Kluftspalten das Gelände prägen. Diese Klüftung erscheint in den Aufschlüssen als scheinbares Streichen (Falottaradiolarit und Aptychenkalk), das gegenüber dem echten Streichen um etwa  $45^\circ$  verdreht ist und als AC-Klüftung der Grossstrukturen interpretiert werden kann.

Beide Klüftungen setzen sich ausserhalb des Untersuchungsgebietes noch kilometerweit fort und sind in Verbindung mit hangparallelen, glazialen Entlastungsklüften stark am Niedergang der meisten Bergstürze, Bergrutsche und Versackungen im mittleren Oberhalbstein beteiligt. Sie sind aber auch verantwortlich für den starken Auflockerungsgrad des Gebirgsaufbaus, besonders im Bereich der Lagerstätte, wo gravitative Geländebewegungen bis in jüngste Zeit andauern. Im Gebiet der Karte 1:500 und etwas darüber hinaus (kleines Hochmoor, Karte 1:2000) zeugen viele Geländemulden und ein abgedrängter Bachlauf von sackungsartigen Bewegungen des ganzen Gebietes. Beim Vergleich der Kluftrosen mit dem Verlauf der Talachsen ist eine auffallende Übereinstimmung festzustellen (Fig. 8 und 9).

### 2.3.5 Bemerkungen zur Stratigraphie

Im ganzen Untersuchungsgebiet begegnen wir immer wieder der Abfolge: *Basische Vulkanite-Radiolaritgruppe-Aptychenkalk*, sowohl in der genannten wie auch in der umgekehrten Reihenfolge. Die einzelnen lithologischen Einheiten weisen untereinander normalstratigraphische Kontakte auf. Mangels brauchbaren Fossilinhalts sind die einzelnen Schichtglieder nicht datierbar. Ebenso fehlen sichere «Oben-unten-Kriterien».

Die *Radiolarit-Aptychenkalk-Gruppe* gehört zu den beständigsten Schichtgliedern der Platta-Decke und auch des Unterostalpins. Sie wird altersmässig einheitlich in den Abschnitt zwischen Oberjura und Unterkreide eingestuft. Allerdings stossen wir bezüglich der lithostratigraphischen Abfolge auf widersprüchliche Interpretationen:

CORNELIUS (1935, 50, 51); STAUB (1920);  
STREIFF (1939)

- Radiolaritgruppe
- Aptychenkalk
- «Liasschiefer»

oben

unten

STÖCKLIN (1949)\*; DIETRICH (1970)

- Aptychenkalk (obere Kalkmarmore)
- Radiolaritgruppe
- (Oxford)-Kieselschiefer  
(untere Kalkmarmore)

\*STÖCKLIN (1949) beschreibt diese Abfolge aus dem Unterostalpin

Schon aus obigen Angaben ist ersichtlich, dass eine eindeutige, über die Radiolarit-Aptychenkalk-Abfolge hinausgehende Gliederung der Sedimente der Platta-Decke nicht vorliegt. Dies ist einerseits durch den komplexen tektonischen Aufbau und andererseits durch den heterogen aufgebauten Sedimentationsraum zu erklären. Auch die basischen Vulkanite haben keinen stratigraphischen Leitwert, da die extrusive Tätigkeit während des ganzen Abschnitts Malm-Unterkreide im Gebiet der Platta-Decke vorkommt (DIETRICH, 1970).

Unsicher ist auch die altersmässige Einstufung der Gesteine aus der *Gruppe der grauen Schiefer*. Sie sind gänzlich fossilfrei. Lithologische Vergleiche mit anderen Schiefen und Schieferabfolgen der Platta-Decke und des Unterostalpins führen zu widersprüchlichen Resultaten (dargestellt in der Tabelle 5).



Schiefereinheit	vergleichbar mit	Alter	Referenz
graue und grünliche Kieselschiefer	<ul style="list-style-type: none"> <li>– graue Radiolarite</li> <li>– Kieselschiefer UOA* (Oxford-Argovien)</li> <li>– graue Radiolarite</li> </ul>	Oberjura Unt. Malm  Malm	CORNELIUS (1935) STÖCKLIN (1949)  DIETRICH (1970)
serizitische Schiefer	<ul style="list-style-type: none"> <li>– ob. Liasschiefer</li> <li>– Schiefer der Salterasserie UOA*</li> <li>– Phyllit-Serie</li> <li>– Phyllite</li> </ul>	Lias Dogger  Dogger/Malm Apt-Alb	CORNELIUS (1935) STÖCKLIN (1949)  DIETRICH (1970) DIETRICH (1970)
kalkige Schiefer	<ul style="list-style-type: none"> <li>– Liasschiefer</li> <li>– Neocom-Schiefer</li> <li>– Übergang ob. Kalk-marmore zu Kalkphyllite</li> </ul>	Lias Neocom Neocom	CORNELIUS (1935) STÖCKLIN (1949) DIETRICH (1970)

Tabelle 5: *Lithologische Vergleiche der Gesteine aus der Gruppe der grauen Schiefer*  
 (\* UOA = Unterostalpin).

Für eine ausführliche Beschreibung der Stratigraphie wird auf die Arbeiten von SUANA (1983), DIETRICH (1970) und STÖCKLIN (1949) verwiesen.

### 3. Die Manganerzlagerstätte Falotta

#### 3.1 Beschreibung der Lagerstätte

Die Lagerstätte Falotta besteht aus mehreren, grösseren Manganerzkörpern, die im Falottaradiolaritzug, an seinem nördlichen Ende eingelagert sind. Es handelt sich um grössere, meist linsige Erzanreicherungen, die deutlich vom Nebengestein (erzführender Radiolarit) abgegrenzt sind und Volumina in der Grössenordnung einiger Zehner bis Hunderter Kubikmeter aufweisen. Sie sind unregelmässig im Nebengestein verteilt, aber konkordant zur Hauptschieferung eingelagert. In Abhängigkeit ihrer tektonischen Beanspruchung lassen sich verschiedene Erztypen unterscheiden. Der Ausbiss der Lagerstätte (Erzkörper und Nebengestein, siehe Karte 1:500 im Anhang) liegt grösstenteils unter einer weitgehend geschlossenen Moränenüberdeckung verborgen (glaziale Ablagerungen der Würm(?)-Vereisung). Der beste Aufschluss ist durch die alte Abbaustelle gegeben, welche sich an der Schnittlinie der Flanken des Haupttals und eines kleinen Seitentals (Ragn digl Plaz, Figur 3) befindet. Alle weiteren Aufschlüsse der Erzlagerstätte befinden sich auf der Seite des westwärts abfallenden Haupttalhanges. Am Nordhang des Ragn digl Plaz ist die Vererzung nicht aufgeschlossen. Einzig ein Aptychenkalkaufschluss ganz im Nordosten (siehe Karte 1:500), einige Meter oberhalb der letzten Spitzkehre des Fussweges zur Abbaustelle, taucht aus der Moränenüberdeckung auf.

#### 3.1.1 Manganvererzungen

Im Radiolaritzug der Falottaschuppe finden sich Manganvererzungen inner- und ausserhalb der am Nordende gelegenen eigentlichen Lagerstätte Falotta, die im Gelände durch die alten Abbaustellen markiert ist. Es handelt sich um schwarze, oben und unten scharf begrenzte Manganerzlagen, deren Mächtigkeit zwischen Millimetern und einigen Zentimetern schwankt. Jede Lage folgt über einige Meter einem ganz bestimmten Horizont. Keilt eine Erzschieferung seitlich aus, so treten öfter in der lagemässigen Fortsetzung des Horizontes noch einzelne Erzschnitzungen und Knöllchen auf. Die Manganschichten sind in der ganzen Aufschlusszone vorwiegend an den Übergangsbereich Tonschiefer/Kieselschiefer (gebänderte Abfolge) des erzführenden Radiolarits gebunden, wo öfter feinschichtige Wechsellagerungen Erz/Nebengestein mit einigen Dezimetern Mächtigkeit beobachtet werden können.

Wie aus der Aufschlusskarte 1:2000 ersichtlich ist, lassen sich die Vererzungen – allerdings mit grösseren Unterbrüchen – bis in die letzten südlichen Aufschlüsse des Radiolaritzuges verfolgen. Dabei ist von Norden nach Süden eine unregelmässige, aber deutliche, abnehmende Tendenz sowohl in bezug auf die Anzahl wie auf die Ausbildung der Vererzungen festzustellen. Eine scheinbare Zunahme der Vererzungen südlich des Piz digl Plaz ist durch eine intensive Verfallung der Manganlagen in diesem Sektor bedingt.

In der Lagerstätte Falotta zeigen die Braunitvererzungen in allen Aufschlüssen eine bemerkenswerte, gleichförmige Ausbildung. Sie sind von feinkörniger bis dichter Beschaffenheit, weisen eine hohe Härte (Mohs-Härte ca. 6) und einen äusserst spröden, splittigen Bruch auf. In Abhängigkeit vom Verwitterungsgrad und der Quarzbeimengung variiert ihre Farbe zwischen Grauschwarz und Tiefschwarz mit dunkelbraunem Strich. In viel stärkerem Mass als die Hornsteine und Kieselschiefer sind die Braunitlagen von meist senkrecht zur Schichtung stehenden Äderchen und Klüftchen durchsetzt. In den meisten Fällen sind diese mit Quarz gefüllt, wobei ihr volumetrischer

Anteil fast die Hälfte einer Erzlage ausmachen kann. Am Kontakt zum Nebengestein setzen sie abrupt ab. Dies zeigt, dass sich die Erzlagen bei mechanischer Beanspruchung äusserst spröde verhalten, und zwar im Gegensatz zum Nebengestein auch bei grösserer tektonischer Einengung. In vielen Faltenscheiteln kann beobachtet werden, wie eingelagerte und mitgefaltete Braunitlagen viel steifer und meist mit Bruch reagieren. Bei weiterer Einengung erfolgt meist Katakklase und Ultra-katakklase im Sinne von SPRY (1969). Von diesem Zerreibungsgrad an sind die Voraussetzungen für einen Stoffumsatz gegeben, die nötig sind zur Neubildung verschiedener, zum Teil seltener Manganmineralien wie *Rhodonit*, *Parsettensit*, *Sursassit* und *Tinzenit* (GEIGER, 1948), auf Kosten des Braunit. Bezeichnenderweise verwittern diese Neubildungen, die weniger Mangan enthalten als das ursprüngliche Braunit, viel stärker. Die entstehenden Verwitterungsprodukte, hauptsächlich Manganoxide, bilden schwarze, erdige Aggregate, die stark abfärben und das ganze Gestein durchsetzen. Sie verwehren damit fast immer den Einblick in den strukturellen Aufbau solcher Zonen. Dafür sind sie zuverlässige Anzeiger für tektonisch stärker beanspruchte Zonen.

### 3.1.2 Die Erzkörper

Im Nebengestein eingebettet, aber nicht an einen bestimmten Horizont gebunden, tritt das Erz als schwarze, massige und unregelmässig begrenzte Körper in der Erzgrube, einigen natürlichen Aufschlüssen, Schürffgräben und Schürfstellen zutage. Die einzelnen Erzkörper sind voneinander isoliert und unregelmässig im Nebengestein verteilt. Sie weisen bezüglich Form, Grösse, Inhalt und Gehalt erhebliche Unterschiede auf. Immer handelt es sich aber um massige Erzanreicherungen, die klar von den Erz/Radiolarit-Wechselagerungen zu unterscheiden sind, welche in der Literatur als «schwache Vererzungen» bezeichnet werden (TARNUZZER & ARBENZ, 1923; GLAUSER, 1946; GEIGER, 1948 u. a.).

#### 3.1.2.1 Das Nebengestein

Das Nebengestein der Erzkörper besteht durchwegs aus der erzführenden Fazies des Falottaradiolarit (vgl. 2.3.1.2). Er weist aber im Gegensatz zu den vergleichsweise wenig gestörten Abfolgen rund um den Piz di Gl Plaz eine weitaus stärkere tektonische Überprägung auf, die sehr ungleichmässig und unterschiedlich auf das Gestein eingewirkt hat. So lassen sich im Süden der Lagerstätte, wo die keilförmige Struktur ausdünnt (vgl. 4.4.1), die stärksten tektonischen Einwirkungen feststellen, während nur einige Dekameter weiter nördlich, unmittelbar bei der Grube und teilweise auch darin, isolierte Gesteinspartien mit noch erhaltener, primärer Wechselagerung zu erkennen sind (punktierte Signatur des erzführenden Radiolarits in der Karte 1:500). Im überwiegenden Teil des Nebengesteins ist jedoch von der ursprünglichen Schichtung nichts mehr zu erkennen. Das Nebengestein präsentiert sich als ein relativ massiges, aber stark verschiefertes Gestein mit fleckigem bis schlierigem Aussehen.

Anhand von Dünnschliffen und Anschliffen zeigt sich, dass dieser erzführende Radiolarit nach einer ersten Einengung, die ihn stark verfaltet hat, stark verschiefert und ausgezogen wurde. Dabei muss man annehmen, dass innerhalb des Gesteins beträchtliche Bewegungen stattgefunden haben, um die völlig zusammenhanglos im Tonschiefer schwimmenden Fetzen von Kieselschiefern erklären zu können. Trotz des mylonitartigen Charakters fehlen aber dem Gestein die für Mylonite typischen Merkmale wie Kornvergrößerungen und Neomineralisation (SPRY, 1969; HIGGINS, 1971; SIBSON, 1977).

Auffallend ist, dass das derart deformierte Nebengestein völlig frei ist von Erz. Man muss daraus schliessen, dass entweder alles Nebengestein, mit Ausnahme der weniger deformierten, erzführenden Partien, schon primär keine Erzbänder aufwies oder dass das Erz aus dem Nebengestein ausgepresst worden ist.

### 3.1.2.2 Abgrenzung vom Nebengestein

Oftmals täuschen schwarze Manganoxidüberzüge des Nebengesteins grössere Anreicherungen vor und verwischen die Abgrenzung der Erzkörper zum Nebengestein. Es lassen sich aber grundsätzlich zwei Kontakttypen unterscheiden:

- a) scharfe Abgrenzung vom Erzkörper zum überwiegend stark deformierten Nebengestein
- b) Wechsellagerung von Erz und Nebengestein am Erzkörperend

Am häufigsten zu beobachten ist eine messerscharfe Abgrenzung der Erzkörper gegen den meist stark deformierten, völlig erzfreien Radiolarit. Hierbei handelt es sich um rein tektonisch bedingte Kontakte, die teilweise gut als solche zu erkennen sind, genetisch jedoch verschiedenen Ursprungs sein können:

- a1) Scharfe Kontakte als Folge relativer Bewegungs- und Deformationsunterschiede zwischen Erzkörper und Nebengestein. Die Schieferung des meist stark deformierten Nebengesteins umschliesst die Erzkörper parallel zu deren Oberfläche. Am Kontakt selbst treten bisweilen kontaktparallele Quarzausschwitzungen auf. Solche Kontakte stehen in direktem Zusammenhang mit der Deformation des Nebengesteins. Oftmals sind sie im Zuge weiterer Deformationen nochmals deformiert oder reaktiviert worden.

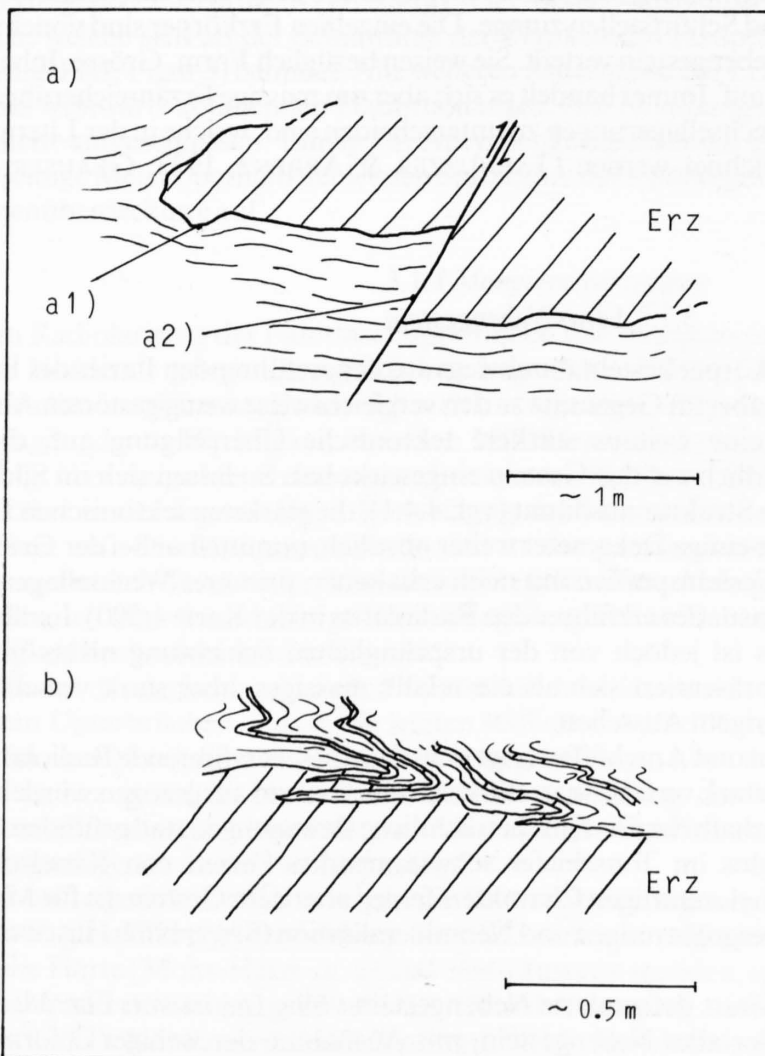


Fig. 10: Verschiedene Kontakttypen der Erzkörper zum Nebengestein:  
a) scharfe, tektonische Kontakte; b) graduelle Kontakte.



- a2) Scharfe Kontakte als Folge bruchartiger Versetzungen der Erzkörper. Besonders in der offengelassenen Abbaustelle sind zahlreiche, mit glänzenden Harnischen belegte, ebene Bruchflächen zu erkennen. Sie durchdringen mit sehr unterschiedlichem Bewegungssinn und Versetzungsbetrag sowohl Nebengestein wie Erzkörper und zerlegen diese in einzelne Blöcke. Dermalen zerrissene Erzkörper stehen entlang solcher Bruchflächen in direktem und abruptem Kontakt zum Nebengestein. Infolge der grossen Anzahl solcher meist nur über kurze Strecken wirksamen Brüche sind derartige Kontakte häufig auch bei nicht sichtbarer Begrenzungsfläche am diskordanten Verlauf der Schieferung zur Erzkörperoberfläche zu erkennen. Solche Brüche sind als letztes und jüngstes tektonisches Ereignis anzusehen, das auf die Lagerstätte eingewirkt hat.
- b) Im Gegensatz zu den abrupten Wechsel zwischen Erzkörper und Nebengestein stehen die eher graduellen Übergänge, die sich im Bereich einiger Dezimeter abspielen. Am Rand der Erzkörper lässt sich ein Aufspalten derselben in einzelne Erzlagen feststellen. Über eine innige Wechsellagerung von Erz und Radiolarit vollzieht sich der Übergang in weniger deformiertes Nebengestein. Solche Übergänge sind selten und nur gerade in der Grube selbst oder in deren unmittelbaren Nachbarschaft zu finden. Sie hängen eindeutig mit den schon erwähnten Bereichen weniger deformierten Nebengesteins zusammen und sind nur an denjenigen Erzkörpern zu beobachten, die mit solchen Gesteinspartien direkt in Berührung sind. Selten wird auch ein solch gradueller Kontakt zum Nebengestein über eine längere Strecke am gleichen Erzkörper beobachtet. Meistens wird er lateral durch einen tektonischen Kontakt abgelöst.

Beide Begrenzungstypen sind am besten am untersten und grössten Erzkörper der alten Grube zu beobachten. Sie sind in Figur 10 vereinfacht dargestellt.

### 3.1.2.3 Form und Grösse der Erzkörper

Viele der Aufschlüsse der Lagerstätte Falotta sind kleinflächig und liegen verhältnismässig weit auseinander, so dass aus den vorhandenen Erzausbissen schlecht die vollständige Form und Grösse der Erzkörper abzuleiten ist. Dies um so mehr, als der Einblick in die dritte Dimension, d.h. Richtung der Faltenachsen, fehlt und die vorhandenen Aufschlüsse auf beträchtliche Unterschiede bezüglich der Form und Grösse der Erzkörper schliessen lassen. Trotzdem lassen sich bestimmte Tendenzen, von Süden nach Norden, beobachten:

- die Grösse (Volumen) der Erzkörper nimmt zu
- die Erzkörper nehmen einfachere Formen an
- die Häufigkeit der mit den Erzkörpern assoziierten groben Quarzausschwitzungen nimmt ab.

Besonders der letzte Punkt deutet bereits auf einen direkten Zusammenhang zwischen der tektonischen Beanspruchung und der Gestalt der Erzkörper hin. Wie später aufgezeigt wird, trifft dies ebenfalls für die innere Struktur, den Erzgehalt und die räumliche Anordnung der Erzkörper zu.

Die Ostwand der Erzgrube bietet den besten Einblick in die Lagerungsverhältnisse. Durch den Abbau wurden verschiedene, übereinandergelagerte Erzkörper angeschnitten, die trotz ihrer unvollständigen Freilegung eine flachgedrückte und nach Norden geöffnete Sichelform erkennen lassen (vgl. Figur 11). Diese Sichelform der Erzkörper deutet auf eine Faltenstruktur mit abgerissenen Schenkeln hin. Insbesondere im Kern des untersten Erzkörpers der Grube (siehe Figur 11) lässt sich am Verlauf der achsenebenenparallelen Schieferung im mylonitisierten Nebengestein die Faltung des ganzen Erzkörpers samt Bildung von Sekundärfalten beobachten. Alle in der Erzgrube aufgeschlossenen Erzkörper weisen die Gestalt von liegenden Faltenscheiteln auf, die von ihren dazugehörenden Schenkeln abgelöst worden sind.

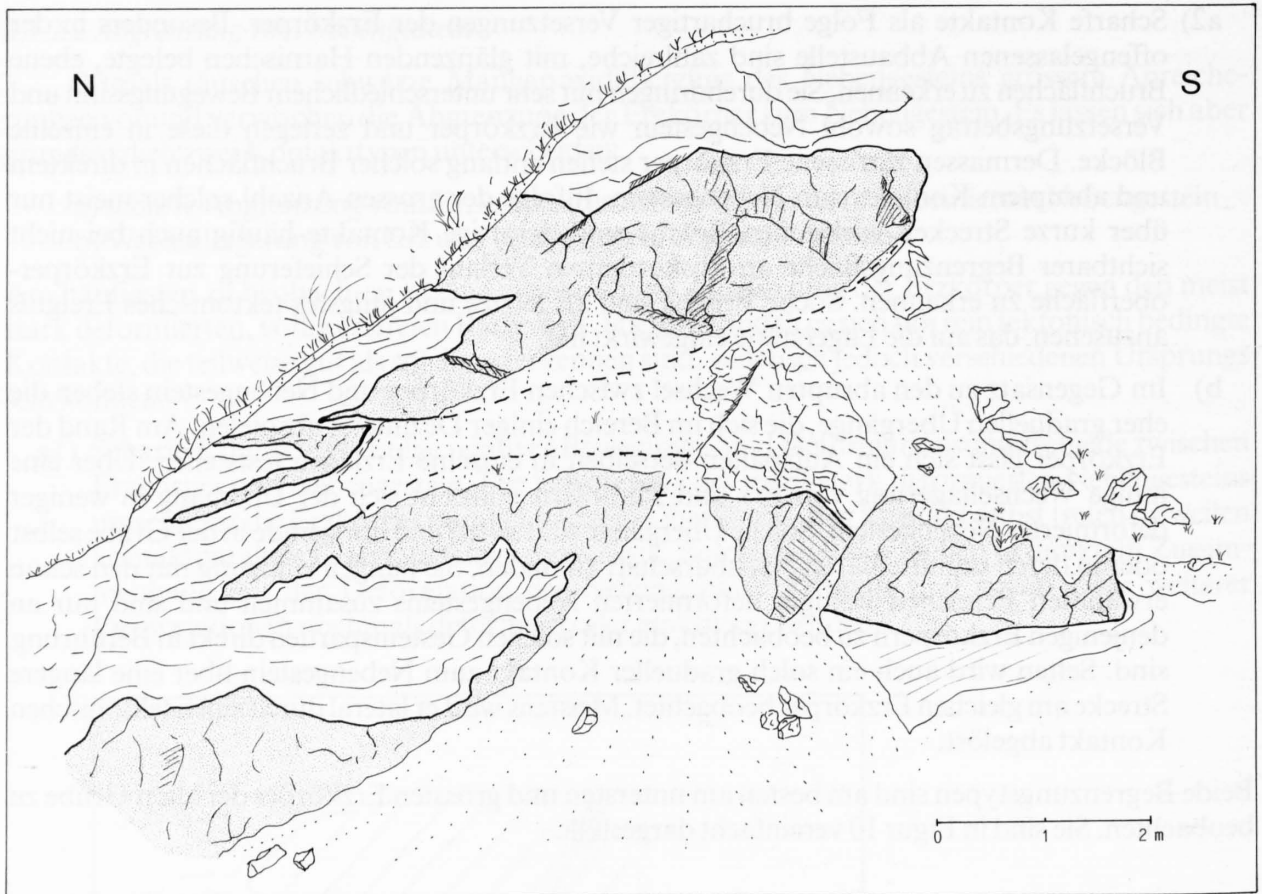


Fig. 11: Einblick in die östliche Abbaufont der Erzgrube Falotta. Man erkennt die flachen, nach Norden geöffneten Sichel-  
formen der Erzkörper (punktiert).

Hinsichtlich der Grösse der Erzkörper gibt GLAUSER (1946) für den untersten, heute teilweise wieder verschütteten Erzkörper, der zuletzt im Abbau gestanden hat, eine Erstreckung («Länge») in N-S-Richtung von 20 m an, was der Scheitelhöhe entspricht. Der obere, respektive südliche Scheitelpunkt kommt demnach über den in Figur 11 dargestellten Ausschnitt hinaus in den heute verschütteten Südrand der Erzgrube zu liegen (siehe auch Profile C, I, 1:500, im Anhang), wo der Erzkörper durch die vorher erwähnten Brüche in einzelne Blöcke zerlegt ist. Die Mächtigkeit des Erzkörpers beträgt etwa 4 m und entspricht der halben Wellenlänge dieser liegenden Falte. Die abgebaute Tiefe in Richtung der Faltenachse variiert zwischen 3 und 10 m. Somit ergibt sich für den aufgeschlossenen und grösstenteils bereits abgebauten Teil dieses untersten Erzkörpers ein ursprüngliches Volumen von etwa 300 bis 400 m<sup>3</sup>. Mit diesem Inhalt ist er im Vergleich zum Darüberliegenden – mit einer Scheitelhöhe («Länge») von nur 6 m bei einer Mächtigkeit von etwas über einem Meter – als der grösste, zusammenhängend erkennbare Erzkörper der Lagerstätte einzustufen. Die nächsten Erzausbisse sind im weiter südlich gelegenen Schürfgrabensystem zu finden. Dieses ist grösstenteils verschüttet und zeigt nur im nördlichsten Schürfgraben einige Erzausbisse. Im oberen Teil ist stellenweise ein weiterer Erzkörper sichtbar, von dessen Form ein etwa 4 m langes und 3 m breites, knapp über einen halben Meter mächtiges Teilstück feststellbar ist. Er zeigt ein recht regelmässiges Einfallen, das parallel zum Einfallen der Liegendbegrenzung der Lagerstätte verläuft. Über seine vollständige Form können indessen keine genaueren Angaben gemacht werden. Aufgrund der sichtbaren Abmessungen ist dieser Erzkörper bereits zu den grösseren Erzanreicherungen zu zählen. Im untersten Teil desselben Schürfgrabens finden sich noch zwei weitere kleinere Erzausbisse von massivem Erz, das von gröberen Quarzausschwitzungen begleitet ist. Aufgrund der Lage und der allgemeinen Geländebeurteilung könnte es sich auch um versackte Trümmer des oberen Aufschlusses handeln.

Erst etwa 40 m südlich der Erzgrube folgt die nächste Aufschlussgruppe, die in steiler Hanglage direkt unter der Aptychenkalkaufschiebung anschliesst. Der unterste Teil dieser in viele kleine Teilaufschlüsse aufgefächerten Aufschlussgruppe wird von einem schräg nach Süden aufsteigenden, mächtigen Band von stark deformiertem, erzfreiem Nebengestein gebildet. Am Kontakt zum darüberfolgenden, aufgeschobenen Aptychenkalk wird es diskordant abgeschnitten. Seine Schieferung wird aber direkt unter der Aufschiebungsfläche flexurartig nach Norden umgebogen. Hier finden sich auch einige grössere Erzausbisse, die die Form von linsenartigen Schollen einnehmen (vgl. Figur 12). Im Gegensatz zu den schon besprochenen Aufschlüssen weiter nördlich fällt hier die Anwesenheit grober, aderartiger Quarzausschwitzungen auf, die die Erzkörper begleiten und die an der Aufschiebung, ähnlich wie das Nebengestein, flexurartig umgebogen sind.

Der in Figur 12 dargestellte Erzausbiss gehört zum grössten und einem der wenigen, vollständig aufgeschlossenen Erzkörper in dieser mittleren Aufschlussgruppe. Er misst etwa 2,5 m in der Länge bei einer Mächtigkeit zwischen 20 und 80 cm und ist somit deutlich kleiner als die weiter nördlich vorgefundenen Erzkörper. Die restlichen Erzausbisse dieser Aufschlussgruppe sind durchwegs kleiner und befinden sich meist direkt unter der Aufschiebungsfläche. Auch bei diesen lassen sich trotz der unvollständigen Freilegung die vorwiegend linsige Gestalt und die schollenartige Einlagerung im Nebengestein beobachten.

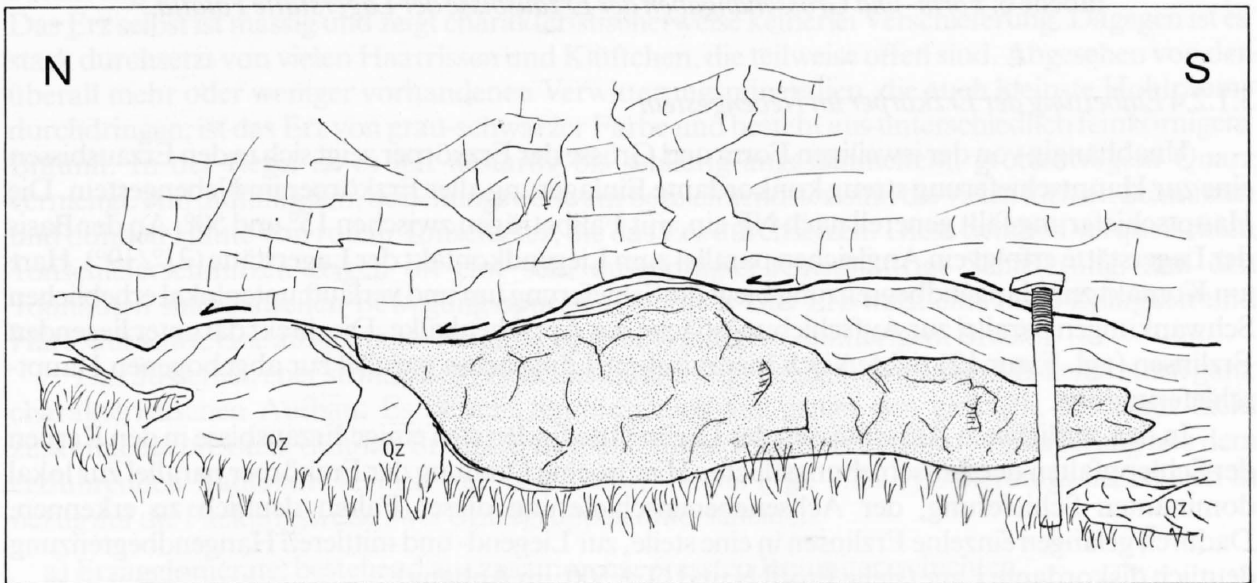


Fig. 12: Linsiger Erzkörper direkt unter der Aptychenkalkaufschiebung. Flexurartige Umbiegung eines Quarzbandes an der Aufschiebungsfläche. Erzkörper und Quarzband werden von der Aufschiebung abgerissen. Aufschluss etwa 40 m südlich der Erzgrube Falotta.

Die dritte und letzte Aufschlussgruppe schliesst südlich an und bildet den Abschluss der Lagerstätte. Sie besteht aus einer Reihe horizontal und dicht aufeinanderfolgender Schürfstellen, die zum Teil heute noch von Mineraliensuchern ausgebeutet werden (Ausbissgruppe E und F nach GEIGER, 1948). Weit verbreitete Mangankrusten (Wad) überziehen das Nebengestein und die hier sehr häufigen, mächtigen Verquarzungen. Dadurch ist es oft schwierig, den Verlauf eines Erzausbisses über eine aussagekräftige Strecke zu verfolgen. Die Abgrenzung vom Nebengestein wird noch dadurch erschwert, dass die verhältnismässig kleinen Erzkörper, teilweise zerrissen, intensiv verfaltet und brecciert sind. Die Abmessungen dieser Erzkörper sind völlig unregelmässig, und selten ist die Aufschlussfläche eines Erzausbisses grösser als ein Quadratkilometer. Auffallend ist hier die dichte Aufeinanderfolge von Erzausbissen auf kleinem Raum. Sie sind meistens durch Verquarzungszonen voneinander getrennt, deren Volumen vielfach das der Vererzungen übersteigt.



Wahrscheinlich handelt es sich hier um einen grösseren Erzkörper, der durch seine Nähe zum Scharnier der Lagerstätte besonders stark beansprucht und zerstückelt worden ist.

In Tabelle 6 sind die wichtigsten Form- und Grössenangaben der Erzausbisse der Lagerstätte Falotta zusammengefasst. Unter «Grösse» ist das geschätzte Volumen angegeben, das sich aus Aufschlussfläche und direkt beobachtbarer Tiefe der Erzkörper ergibt:

Aufschluss	Form	Grösse
Erzgrube, Ostwand	sichelförmig (Faltenscheitel), durch Brüche in Blöcke zerlegt	bis über 100 m <sup>3</sup>
nördlicher Schürfgraben	plattig (sichelförmig)	> 10 m <sup>3</sup>
mittlere Aufschlussgruppe	linsig, schollenartig	< 10 m <sup>3</sup>
südliche Aufschlussgruppe	zerrissen, intensiv verfaltet, brecciert	≤ 2 m <sup>3</sup>

Tabelle 6: Form- und Grössenangaben der Erzausbisse der Lagerstätte Falotta.

#### 3.1.2.4 Einbettung der Erzkörper im Nebengestein

Unabhängig von der jeweiligen Form und Grösse der Erzkörper zeigt sich in den Erzausbissen eine zur Hauptschieferung streng konkordante Einlagerung aller Erzkörper im Nebengestein. Die Hauptschieferung fällt generell nach NE ein, mit Fallbeträgen zwischen 15° und 50°. An der Basis der Lagerstätte erfolgt ein Angleichen parallel zum Liegendkontakt der Lagerstätte (21°/19°). Hart am Kontakt zur Hangendbegrenzung biegt die Schieferung um und verläuft unter lokal erheblichen Schwankungen parallel zur Aufschiebungsfläche der Aptychenkalke. Die direkt darunter liegenden Erzlinen (vgl. Figur 12) richten sich hier mit ihrer Längsachse parallel zur abgebogenen Hauptschieferung aus.

In den südlichsten Aufschlüssen der Lagerstätte finden sich einige Erzausbisse in den Kernen der Schleppfalten der Aufschiebungsfläche. Hier ist eine Drehung der Erzkörper parallel zur lokal dominanten Schieferung, der Achsenebenschieferung dieser Falten deutlich zu erkennen. Dadurch gelangen einzelne Erzlinen in eine steile, zur Liegend- und mittleren Hangendbegrenzung deutlich diskordante Lage (siehe Profil N und O, 1:500, im Anhang).

Auch die isoklinal gefalteten Erzkörper, die als isolierte Faltenscheitel im Nebengestein stecken, zeigen parallel zur Hauptschieferung (Achsenebenschieferung) verlaufende Achsen-ebenen. Zahlreiche Einmessungen zeigen, dass die Faltenachsen der Erzkörper in derselben Ebene liegen. Die Richtungen der Faltenachsen liegen generell zwischen dem Fallen und Streichen der Hauptschieferung und tauchen mit 5° bis 25° Richtung ENE ab.

#### 3.1.2.5 Innerer Aufbau der Erzkörper

Die weitverbreiteten und intensiven, erdigschwarzen bis bläulichschwarzen Verwitterungs-farben (GEIGER, 1948) verleihen den Erzausbissen – trügerisch oftmals auch dem Nebengestein – das Aussehen eines massiven und scheinbar homogenen Erzes. Durch das Eindringen der Verwite-rungsprodukte in die häufigen, sehr feinen Risse, Gefügeflächen und Kavitäten entstehen selbst beim Anschlagen des Gesteins kaum frische Bruchflächen, was um so mehr zur Fehlbeurteilung von Erzquantität und Qualität verleiten kann.

Bei der systematischen Sammlung von Erzproben der verschiedenen Erzausbisse fallen bereits erhebliche Unterschiede im spezifischen Gewicht der Proben auf. Im frischen Bruch erkennt man



zusätzlich eine grosse Variationsbreite sowohl der mineralogischen wie der strukturellen Zusammensetzung der Proben. Aufgrund von Struktur und Zusammensetzung lässt sich eine Aufteilung in drei Erztypen vornehmen:

- 1.) Erz, das aus zusammengepressten, dünnen Brauniterschichten oder Bruchstücken davon besteht;
- 2.) Brauniterschicht, das vorwiegend eine ausgeprägt brecciierte bis kataklastische Internstruktur aufweist. Häufig ist es von Verquarzungen und Neubildungen von Parsettensit, Rhodonit, Surssasit und Tinzenit begleitet;
- 3.) Erz, das überhaupt keinen Braunit enthält und aus teilweise wiederum tektonisierten Aggregaten der oben erwähnten Neubildung und Quarz besteht.

Von einem Erztyp zum anderen finden sich alle möglichen Übergänge, doch sind in einem und demselben Erzkörper selten alle drei Typen nebeneinander koexistent.

### *1. Erztyp: Zusammengepresste Brauniterschichtaggregate*

Bei den Erzbruchstücken dieses Typs fällt zuerst die verhältnismässig hohe Dichte dieses Gesteins auf. Eine Eigenschaft, die schon während der letzten Abbauphase als Kriterium zur Sortierung der Erzklassen mittels Handscheidung relativ erfolgreich herangezogen worden war. Das Erz selbst ist massig und zeigt charakteristischerweise keinerlei Verschieferung. Dagegen ist es stark durchsetzt von vielen Haarrissen und Klüftchen, die teilweise offen sind. Abgesehen von den überall mehr oder weniger vorhandenen Verwitterungsmineralien, die auch kleinste Hohlräume durchdringen, ist das Erz von grau-schwarzer Farbe und besteht aus unterschiedlich feinkörnigem Braunit. In der Regel ist es mit nestartig bis schlierig angesammeltem, grobkörnigem Quarz vermengt. Am auffälligsten, beziehungsweise am bezeichnendsten sind die vielen kleinen Schmitzen und dünnen Häute von rotem Tonschiefer, die das Erz durchsetzen. Diese deutlich verquetschten Tonschieferschmitzen zeigen oft eine sehr ausgeprägte, feinstblättrige Schieferung. Auf den Tonhäuten sind bisweilen Bewegungsspuren abzulesen. Das Erz weist eine hohe Zähigkeit und Härte auf sowie eine ausgeprägte Neigung zu scharfkantigem, splitterigem Bruch.

Das äusserlich eher strukturlos erscheinende Erz zeigt beim Aufsägen und Polieren einen ganz charakteristischen Aufbau: Es besteht hauptsächlich aus genau den gleichen, hier aber dicht zusammengepressten, dünnen Brauniterschichten, die wir als sedimentäre Einlagerung aus dem erzführenden Radiolarit kennen und beschrieben haben (vgl. 2.2.2.1). Allerdings lassen sich in bezug auf die Packungsweise zwei Untergruppen unterscheiden:

- a) Erzagglomerate; bestehend aus zusammengepressten Brauniterschichten.
- b) Erzagglomerate; bestehend aus dichtgepackten Bruchstücken von Brauniterschichten.

In der ersten Untergruppe (1a) zeigen die Anschliffe dichtgepackte, aber vielfach noch weitgehend erhaltene Brauniterschichten, die mehr oder weniger isoklinal verfaltet sind. Dadurch werden die einzelnen Erzschichten oftmals aufgebrochen und in kleine Schollen zerlegt. Ihre räumliche Anordnung zeichnet aber trotz der Verstellung den Faltenverlauf nach. Je nach Lage des Anschliffes stellt man fest, dass die gleiche Erzlage infolge der starken Verfaltung mehrmals angeschnitten wird. Dadurch entsteht der Eindruck, dass das Erz aus einer grossen Anzahl von verschiedenen Erzbändern aufgebaut ist (Abb. 1).

Die zweite Untergruppe (1b) zeigt im Gegensatz dazu keine schichtförmige Anordnung mehr. Die ursprünglich zusammenhängenden oder aufgebrochenen Brauniterschichten sind in einzelne Bruchstücke zerfallen, die beliebig orientiert zu mehr oder weniger dicht gepackten Agglomeraten zusammengepresst sind (Abb. 2). Die Komponenten sind eindeutig als Teilstücke von sedimentären Brauniterschichten zu identifizieren. An ihrer feinen Klüftung senkrecht zur Oberfläche lässt sich sogar ihre Herkunft als Bruchstück eines Faltenscheitels (radiale Klüftung) oder eines Faltenchenkels (parallele Klüftung) erkennen.



Abb. 1: Zusammengepresste, aufgebrochene Brauniterschichten mit Resten ausgepressten Nebengesteins (Erztyp 1a).  
Herkunft: unterster Erzkörper der alten Abbaustelle Falotta (SMn 178).

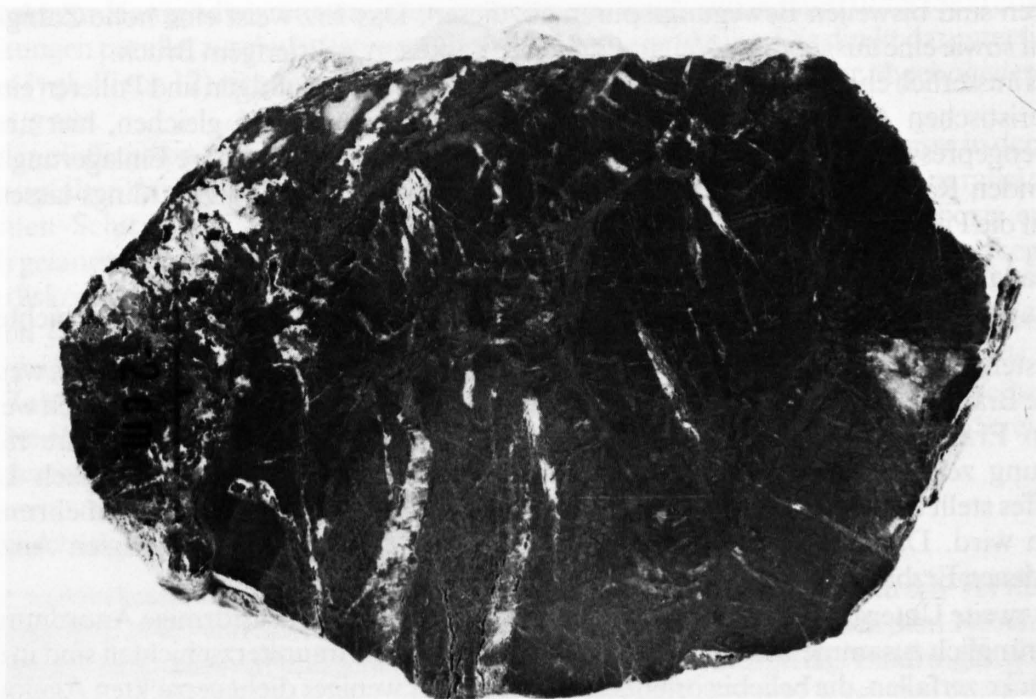


Abb. 2: Zusammengepresstes, dicht gepacktes Erzagglomerat, bestehend aus Bruchstücken von Brauniterschichten (Erztyp 1b). Gleiche Herkunft wie Abb. 1 (RMn 296).

In beiden Fällen, 1a und 1b, ist die Matrix zwischen den Brauniterzkomponenten dieser Aggregate vergleichbar und ähnlich verteilt. So stellen wir dichtest gepackte Brauniterzzonen fest, die mit Zonen von grösserem Matrixanteil flecken- bis nestartig im Erzkörper abwechseln. Dabei lösen sich Zonen vom Erztyp 1a mit solchen des Erztyps 1b gegenseitig in meist fliessenden Übergängen ab. Die Matrix selbst besteht aus den schon erwähnten eingequetschten Tonschiefern und aus bis zur Unkenntlichkeit zerriebenen und oft verquarzten Kiesel-schiefernestern. Von beiden gewinnt man den Eindruck, als handle es sich um reliktsche Reste eines vollständig weggequetschten oder ausgepressten Nebengesteins. Auch kataklastisch fein zerriebene Brauniterzschichten, mit Quarz vermengt, bilden einen häufig anzutreffenden Matrixanteil, gleichsam als Kugellager zwischen direkt aneinandergrenzenden Brauniterzschichten und Bruchstücken. Neben dieser eigentlichen Matrix verunreinigen häufig Quarznester und feine Quarzklüfte das Erz. Sie durchdringen Brauniterz und Matrix und sind deshalb als Produkte späterer Deformationen anzusehen, die nach der Erzagglomeration gewirkt haben.

In den beiden Abbildungen (1 und 2) sind die vielen kleinen, hauptsächlich quarzgefüllten Zerrklüftchen zu erkennen. Grössere, unregelmässig begrenzte und gröberkörnige Quarznester beschränken sich eher auf Zonen intensiver kataklastischer Deformation. Ein ganzes System mehrphasig mineralisierter Klüfte durchdringt in lokal stark wechselnder Dichte und Mächtigkeit zusätzlich diesen Erztyp. Es sind mindestens fünf Generationen zu unterscheiden, die alle ähnliche Mineralvergesellschaftungen, hauptsächlich manganerzführende Mineralien zeigen, daneben aber auch Albit und Baryt aufweisen. GEIGER (1948) hat diese in seiner Arbeit ausführlich beschrieben und klassifiziert. Die beiden abgebildeten Proben stammen aus dem langgestreckten, untersten Erzkörper der alten Abbaustelle. Sie sind für seinen inneren Aufbau, wie weitere Proben aus der gesamten Ausbissfläche dieses Erzkörpers bestätigen, repräsentativ. Dieser unterste Erzkörper besteht demnach in erster Linie aus zusammengestauchten und zerbrochenen, sedimentären Brauniterzlagen, die offenbar tektonisch aus dem Nebengestein ausgepresst und angereichert wurden. Einen vergleichbaren inneren Aufbau weisen nur wenige, aufgeschlossene Erzkörper auf. Dazu gehören vor allem der Erzausbiss am oberen Ende des nördlichsten Schürfgrabens an der Westseite der Lagerstätte. In anderen Erzkörpern findet sich nur noch ansatzweise Erz des ersten Typs, so in der obersten Linse der Abbaustelle (Figur 11), den fraglichen Aufschlüssen im untersten Teil des nördlichen Schürfgrabens sowie in einigen kleineren Aufschlüssen der mittleren Aufschlussgruppe.

## *2. Erztyp: Kataklastische Erzagglomerate*

Ohne frische Bruchfläche ist dieser Erztypus äusserlich kaum vom ersten zu unterscheiden. Er ist ebenfalls massig und ohne jegliche Verschieferung ausgebildet, zeigt viele Klüfte und Risse und zeichnet sich wiederum durch eine hohe Zähigkeit und Härte beim Zerschlagen aus. Der innere Aufbau bleibt teilweise unter einem Überzug von Verwitterungsmineralien verborgen, die hier in stärkerem Mass vorhanden zu sein scheinen. Dagegen trifft man die charakteristischen Tonschiefer-schmitzen seltener an, und auch das spezifische Gewicht ist bisweilen merkbar geringer. Auffällig sind die viel häufiger auftretenden Verquarzungen in Form von gröberen Nestern, Zerrklüften und Adern, die teilweise beachtliche Ausdehnungen erreichen. Erst beim Aufschlagen, und noch besser beim Aufsägen solcher Erzproben sticht der vom ersten Erztypus völlig verschieden und äusserst vielfältig ausgebildete, innere Aufbau hervor. Obwohl hinsichtlich Struktur und mineralogischer Zusammensetzung jedes Erzstück einmalig ist, lassen sich in diesem Erztyp die folgenden Gemeinsamkeiten für alle Proben erkennen. Sie zeigen alle:

- durchwegs eine kataklastische und nach Komponentengrösse schlecht sortierte Internstruktur;
- im Vergleich zur ersten Erz-kategorie einen geringeren Gehalt an Bruchstücken von sedimentären Brauniterzschichten;
- häufig und teilweise starke Neomineralisationen (inkl. Verquarzungen).



Kataklastisches, unverschiefertes Grundgefüge charakterisiert alles Erz dieses Typs. Das Ausmass der Kataklaste ist dabei sehr variabel, so dass die Grösse der scharfkantigen und unregelmässig begrenzten Komponenten von einigen Zentimetern bis hinab zu feinst zerriebenem, verdichtetem Grus reicht, welcher damit zur Matrix der gröberen Komponenten wird. Je nach mengenmässigem Verhältnis zwischen Komponenten und Matrix finden sich alle Übergänge von der Breccie bis zum Ultrakataklasit (entsprechend den Klassifikationen kataklastischer Gesteine nach SPRY (1969), SIBSON (1977), WHITE (1982)).

Bei den makroskopisch noch erkennbaren und bestimmbareren Komponenten handelt es sich um eine polimikte Assoziation, die lithologisch recht genau den Inhalt der Erzkörper mit Erz vom ersten Typ widerspiegelt. Die Komponenten bestehen vorwiegend aus brecciieren bis zerriebenen Bruchstücken von sedimentären Brauniterschichten, die trotz der tektonischen Beanspruchung als solche zu erkennen sind. Daneben finden sich zerriebene Bruchstücke von stark deformiertem Nebengestein samt Quarznestern und Quarzadern mit stark zerrüttetem, grobkörnigem Quarz. In einzelnen Brauniterzkomponenten sind sogar eingequetschte Tonschieferpartikel erhalten geblieben. Die Matrix zwischen den Komponenten, die in den meisten Fällen 50% und mehr des Erzes ausmacht, liegt nur zu einem erstaunlich geringen Teil als kataklastisch feinst zerriebenes Komponentenmaterial (Ultrakataklasit) vor. Sehr häufig ist sie in vorwiegend manganhaltige Mineralneubildungen umgewandelt, die nicht selten den gesamten Matrixraum zwischen den Komponenten einnehmen (vgl. Abb. 3). Diese Neomineralisationen entstehen grösstenteils auf Kosten des pulverisierten Braunit und wurden von GEIGER (1948) als Kluftbildungen beschrieben. Sie bilden teils monomineralische Aggregate, teils verschiedene Mineralparagenesen, die bisweilen auch altersmässig gegeneinander abstufbar sind. Neben Quarz treten dabei in gesteinsbildender Menge vor allem die Manganminerale *Rhodonit*, *Parasettensit* und *Tinzenit* auf. Häufige Neben-

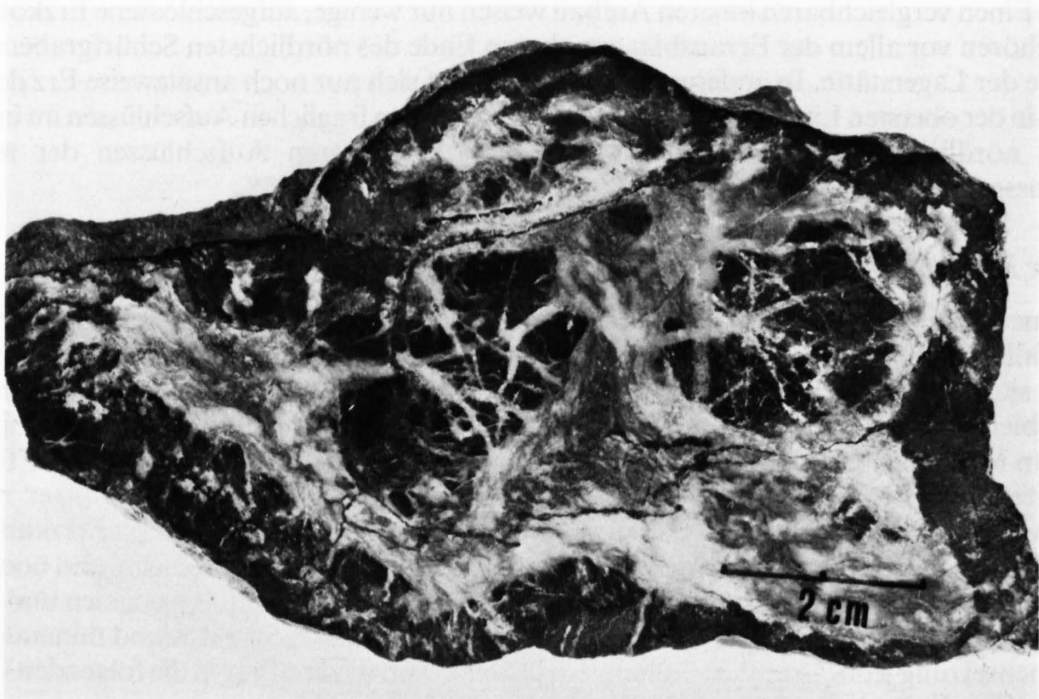


Abb. 3: Kataklastisches Erzagglomerat mit vollständig neomineralisierter Matrix (2. Erztyp). Die angeschliffene Probe zeigt randlich eine schwarze Verwitterungskruste. Im Zentrum befinden sich einige völlig breccierte, gröbere Brauniterzkomponenten, die von einer duktil verformten Matrix umgeben sind. In diesem Fall besteht sie aus Parasettensit, Quarz und einigen eingestreuten, kleinen Mangancalcitnestern. Auffallend ist der weit geringere Brauniterzanteil im Vergleich zu den Erzproben des ersten Erztyps. Komponenten und Matrix werden von feinen Quarzadern durchschlagen. Herkunft der Probe (SMn 182): Erzlinse direkt unter der Aptychenkalkaufschiebung.



gemengteile sind *Sursassit*, *Piemontit* und *Mangancalcit*. Das Auftreten von Mangancalcit beschränkt sich auf diejenigen Erzlinsen, die direkt oder sehr nahe zum Kontakt mit den aufgeschobenen Aptychenkalken stehen (Abb. 4). Rhodochrosit fehlt vollständig. Manganfreie Nebengemengteile sind Albit, Hämatit und Baryt (siehe GEIGER, 1948).

Bezeichnenderweise erfassen die umgewandelten Erzpartien nur Zonen grösster mechanischer Beanspruchung, wie bereits GEIGER (1948) feststellen konnte. Sie verdrängen flächenhaft den ultrakataklastischen Anteil des Erzagglomerats und sind klar von scharf abgegrenzten Kluftbildungen zu unterscheiden, die in Form von mineralischen Adern, Klüften und Zerrklüften auftreten. Die gröberen Erzfragmente zeigen dagegen keinerlei Umwandlungserscheinungen des Braunit, mit Ausnahme feiner randlicher Zonen. Wir erhalten somit das typische Bild einer *dynamischen Neomineralisation*, die auch GEIGER (1948) eindeutig im Zusammenhang mit einer mehrphasigen, alpinen Tektonik sieht und die nur in Bereichen mit stärkster mechanischer Zerstörung durch Mobilisationen von Lösungen und Stoffumsatz innerhalb der Erzkörper und unter partiellem Miteinbezug des Nebengesteins gewirkt hat. Die Dauer der tektonischen Beanspruchungen muss aber über die Phase der Mineralneubildungen im Erz hinaus angedauert haben, was viele nachträgliche Deformationen, teils kataklastischer, teils duktiler Natur, in den neomineralisierten Bereichen aufzeigen.

In den Erzausbissen tritt braunitführendes, kataklastisches Erz mit partieller Neomineralisation häufig zusammen mit einem der anderen Erztypen auf. Sowohl zum ersten Erztyp wie auch zum dritten Erztyp zeigt es oft ein ganzes Spektrum fließender Übergänge. Es nimmt somit eine Stellung als Bindeglied zwischen den beiden anderen Erztypen ein. Seine Verbreitung in Verbindung mit Erz des ersten Typs umfasst die folgenden Aufschlüsse:

Im obersten Erzkörper, der durch den Abbau angeschnitten wurde (siehe Figur 11), herrscht der zweite Erztyp vor. Dieser Erzkörper zeigt schon äusserlich durch massive Verquarzungen eine vergleichsweise höhere tektonische Beanspruchung als der darunterliegende, grosse Erzkörper. In ähnlicher Ausbildung und Zusammensetzung sind auch die fraglichen Aufschlüsse im untersten Teil des nördlichen Schürfgrabens ausgebildet.

Weitere Vorkommen finden sich in den kleineren Erzlinsen (siehe Figur 12) unterhalb der Aptychenkalkaufschiebung vor der grossen Rückfalte, dem Bereich der mittleren Aufschlussgruppe. In einigen von diesen kleineren Aufschlüssen, und zwar in denjenigen, die südwärts zur südlichen Aufschlussgruppe überleiten, tritt der zweite Erztyp vermengt mit dem dritten Erztyp auf. Er verteilt sich aber auf eine ganze Reihe, teilweise sehr kleiner Aufschlüsse, die von groben Verquarzungen begleitet werden.

### 3. Erztyp: Braunitfreie Manganerzaggregate

Dieser Erztyp zeichnet sich am Aufschluss und im Handstück durch eine intensiv schwarzbraun abfärbende Verwitterung (Wad) aus. Diese Eigenschaft wird beim ersten Erztyp selten angetroffen und beim zweiten meist nur dort festgestellt, wo neomineralisierte Zonen vorliegen. Der dritte Erztyp zeigt überall eine erdige, schwarze Verwitterungskruste anstelle der bläulichschwarz schimmernden Überzüge. Damit zeichnet sich schon am verwitterten Handstück eine von den anderen Erztypen abweichende mineralogische Zusammensetzung ab, obwohl das Erz selbst wiederum massig und unverschieft ausgebildet ist. Es zeigt, wie die anderen Erztypen auch, eine hohe Zähigkeit, Sprödigkeit und Härte, jedoch ein vom Nebengestein kaum unterscheidbares spezifisches Gewicht. Unter der alles überziehenden und durchdringenden Verwitterungskruste erscheinen äusserst farbenfrohe, sehr heterogen zusammengesetzte Mineralaggregate, die sofort an die neomineralisierten Zonen im Erz der zweiten Kategorie erinnern. Dieselben Mineralneubildungen bauen in äusserst wechselhafter struktureller Zusammensetzung das ganze Erz auf, das wiederum vorwiegend aus manganhaltigen Mineralien besteht. Es fehlt aber jede Spur von Braunit, was diesen Erztyp definiert und ihn vom zweiten Erztyp unterscheidet.

Aus der strukturellen Anordnung der einzelnen, bevorzugt monomineralisch ausgebildeten Mineralphasen lässt sich eine syntektonische Entstehung mit mehrphasiger Neomineralisation ableiten. Ein immer wieder in verschiedenen Abwandlungen wiederkehrendes Strukturbild zeigt breccierte, feinkörnige *Parsettensit*aggregate, die in einer gröberkörnigen, granoblastischen *Rhodonitmatrix* eingebettet sind. Alles ist duktil deformiert (Reaktionslindung) unter Bildung von grobkörnigen Quarznestern, die mit ebenfalls grobkörnigem *Tinzenit* vermenget sind. Oft wird das Ganze noch von groben, tinzenitführenden Quarzadern und Zerrklüften durchschlagen (vgl. Abb. 4), und nicht selten sind gröbere Nester und aderartige Schlieren, die aus Mangancalcit bestehen. Die Herkunft des Karbonats kann auch hier durch die unmittelbare Nähe der Erzkörner zum überlagernden Aptychenkalk erklärt werden. An anderen Stellen finden sich reine Rhodonitaggregate, die von Tinzenitadern durchschlagen werden oder Parsettensitaggregate, die völlig brecciert in einer Quarzmatrix liegen. Die Reihe der verschiedenen Ausbildungen lässt sich so weit fortsetzen, wie verschiedene Aufschlüsse mit Erz der dritten Kategorie vorhanden sind. Bezeichnend und charakteristisch bleibt für alle der braunitfreie, syntektonisch neomineralisierte Aufbau.

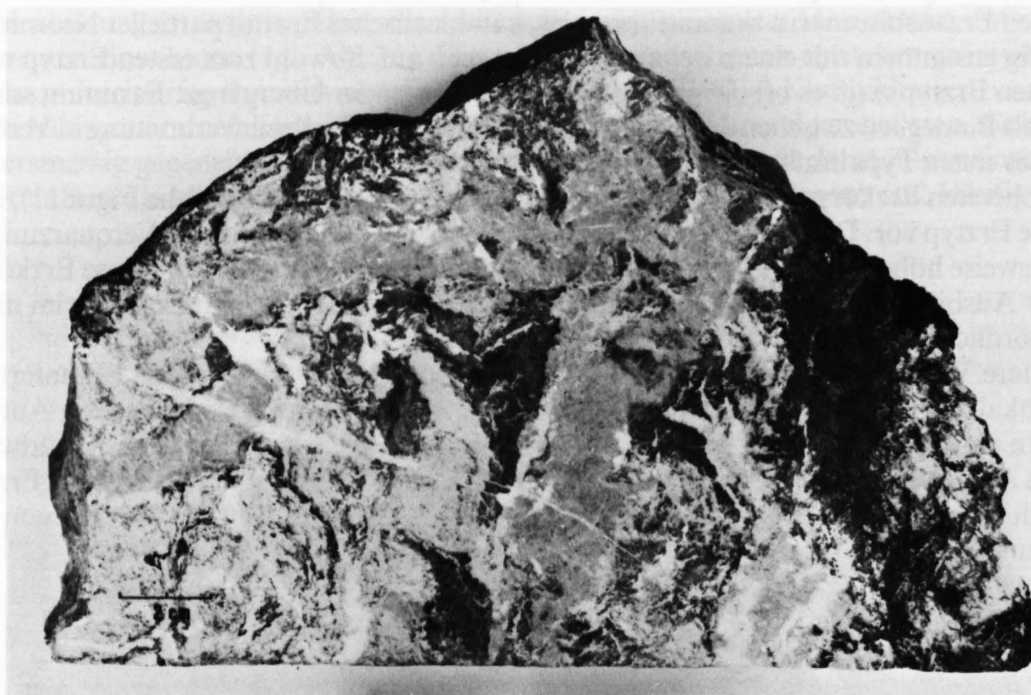


Abb. 4: Brecciöses, schlieriges Aggregat von Rhodonit und Parsettensit/Sursassit, das von groben Tinzenitadern (oben links, Mitte) durchschlagen wird (3. Erztyp). Zerrkluftartige Ausscheidung von Mangancalcit (reinweiss). Alles durchschlagende feine Quarzadern und randliche, teilweise tief eindringende (ganz rechts) Verwitterung. Das vorliegende Stück stammt aus der vorletzten Schürfstelle der südlichen Aufschlussgruppe (Schürfstelle F nach GEIGER, 1948).

Die stark neomineralisierten Erze unter den Erzen des zweiten Typs leiten unter fortschreitendem Braunitabbau zu den Erzen des dritten Typs über. Auch im Gelände schliesst die Verbreitung des dritten Erztyps südlich an die Aufschlüsse mit Erz vom zweiten Typ an. Die wichtigsten und grössten Aufschlüsse finden sich daher ausschliesslich in der südlichen Aufschlussgruppe am Scheitelpunkt der Lagerstätte. Die dortigen Erzausbisse bestehen aus vorwiegend älteren und jüngeren Schürfstellen, die GEIGER (1948) (Aufschlüsse E, F) mineralogisch eingehend beschreibt. Infolge ihres Reichtums an seltenen Manganmineralien erfreuen sie sich unter den Mineralsuchern einer grossen Beliebtheit.

### 3.1.2.6 Mineralogie und Petrographie der Erze

Erzmineralogie und Erzpetrographie sind von GEIGER (1948) ausführlich und umfassend behandelt worden. Allerdings ist zu berücksichtigen, dass seine Untersuchungen auf der Unterscheidung zwischen Haupterz einerseits und Kluftmineralien andererseits beruhen. Als Haupterze bezeichnet er diejenigen Erze, die nur aus Braunit und Quarz bestehen. Die partiellen und vollständigen, dynamischen Neomineralisationen, welche gesteinsbildend nur in ganz bestimmten, sehr stark tektonisierten Zonen der Lagerstätte vorkommen, zählt GEIGER zu den Kluftbildungen. Diese dürfen aber keinesfalls mit «echten», scharf begrenzten Kluftfüllungen verwechselt werden, die sehr unterschiedliche und reichhaltigere Mineralparagenesen (vgl. GEIGER, 1948), im Gegensatz zu den neomineralisierten Bereichen in den Erzkörpern, aufweisen. Solche «echte» Kluftbildungen treten nämlich überall in der Lagerstätte auf, unabhängig von der örtlich dominierenden Erzzone resp. vom Erztyp. Sie sind grösstenteils die jüngsten Bildungen in der Lagerstätte und erscheinen bevorzugt geschart, wobei sie lokal Erz und Nebengestein ausserordentlich stark durchsetzen können. Sie treten mengenmässig immer stark hinter der Masse der Erzkörper zurück, so dass ihr spezieller Mineralbestand nur bedingt als gesteinsbildend (erzkörperbildend) bezeichnet werden darf. In Ergänzung zu GEIGERS Unterteilung in Haupterze und Kluftmineralien unterscheiden wir daher drei Phasen der Erzbildung:

- 1.) prätektonische Erzbildungen (Brauniterze oder Haupterze nach GEIGER, 1948)
- 2.) syntektonische Erzbildungen (syntektonische, dynamische Neomineralisation auf Kosten der Prätektonischen Erze)
- 3.) spättektonische Bildungen (Kluftbildungen)

Prätektonische und syntektonische Erzbildungen sind die Hauptaufbauelemente der Erzkörper der Lagerstätte. Erstere bauen den ersten Erztyp auf, letztere solche des 3. Typs. Sämtliche dazwischenliegenden Übergänge fallen in den 2. Erztyp. Die spättektonischen Kluftbildungen, die besonders im dritten Erztyp oft schwer von syntektonischen Bildungen zu unterscheiden sind, können dagegen überall in den Erzkörpern oder im Nebengestein auftreten.

### 3.1.2.7 Ergänzende und zusammenfassende Angaben zu den Brauniterzen

Sämtliche Brauniterze gehören, unabhängig von ihrem Zerstörungsgrad, zu den prätektonisch gebildeten Erzen, die sich durch einfache Mineralparagenesen und auffallend geringe Variabilität in ihrer Ausbildung charakterisieren. Sie sind primäre, lithologische Bestandteile des erzführenden Radiolarits und kommen entweder als synsedimentäre, schichtförmige Brauniterzlagen oder als diagenetisch gebildete, konkretionäre Sursassitaggregate sowohl innerhalb wie ausserhalb der Lagerstätte vor. Brauniterze und Sursassitaggregate sind primär immer räumlich scharf voneinander getrennt. Im Gegensatz zu den Brauniterzen sind die Sursassitkonkretionen, die maximal 20% Sursassit enthalten, weit weniger resistent gegenüber tektonischen Einwirkungen. Intensive Faltung genügt bereits, um den Sursassit zu mobilisieren. Aus diesem Grund findet sich prätektonisch gebildeter Sursassit nie erzbildend in den Erzkörpern. Braunit kommt in gesteinsbildender Anreicherung dagegen immer nur in Form von synsedimentären schichtförmigen Einlagerungen im erzführenden Radiolarit vor. In der genau gleichen Form, ob als Lagen oder als bis zur Unkenntlichkeit zerstörte Teile davon, baut er die braunitführenden Erzkörper der Lagerstätte auf. Ungestörte Brauniterze bestehen ausschliesslich aus einem innig verwachsenen Mineralgemenge von Braunit und Quarz. Die Aggregate sind kryptokristallin bis feinkörnig und zeigen meistens granoblastische Struktur (GEIGER, 1948). Die primären Quarzbeimengungen schwanken zwischen 5 bis 20%. Bei zunehmender tektonischer Einwirkung, auf welche die Brauniterze bevorzugt mit kataklastischer Zerstörung reagieren, erhöht sich der Quarzanteil, und es bilden sich porphyroklastische Erzstrukturen (GEIGER, 1948). Der neu hinzukommende Quarz füllt die Matrixräume im



mechanisch desintegrierten Erz. Er ist im Gegensatz zu den primären Quarzbeimengungen des Braunit ein Produkt tektonischer Einwirkung und somit wohl alpinen Alters. Zudem zeichnet er sich oft durch syngenetische Beimengungen von manganhaltigen Silikaten aus, die sich bevorzugt randlich an die Brauniterzkomponenten anlagern.

### 3.2 Lagerstättenparameter zur Abschätzung der Erzvorräte

#### 3.2.1 Mangangehalte

Die spezifischen Mangangehalte der gesteinsbildend vorkommenden Manganmineralien sind in Tabelle 7 aufgeführt. In denjenigen Erzkörpern, die ganz oder teilweise aus Braunitaggregaten bestehen, sind die höheren Mn-Gehalte zu erwarten als in solchen, an deren Aufbau syntektonische Neomineralisationen beteiligt sind.

Erzmineral	spez. Mn-Gehalt	Dichte	Referenz
Braunit	max. 61,1 Gew.%	4,9	ROY, 82/STRUNZ, 77
Rhodonit	max. 41,8 Gew.%	3,7	KLOCKMANN
Parsettensit	ca. 27 Gew.%		GEIGER, 48
Sursassit	ca. 22 Gew.%		GEIGER, 48
Tinzenit	ca. 15 Gew.%		GEIGER, 48

Tabelle 7: Spezifische Mangangehalte der gesteinsbildend vorkommenden Manganmineralien.

##### 3.2.1.1 Brauniterze

Die höchsten Mangangehalte finden sich in möglichst ungestörten Brauniterzaggregaten, die allerdings nur fleckenweise in den Brauniterzen anzutreffen sind. Eine von GEIGER (1948) analysierte, möglichst reine Erzprobe, die mikroskopisch nur geringe Beimengungen von syngenetisch mit Braunit entstandenem Quarz enthält, ergab einen Mn-Gehalt von 54,73 Gew.% Mn und 15,02 Gew.% SiO<sub>2</sub>. Da in der Braunitstruktur nur etwa 10% SiO<sub>2</sub> eingebaut sind, entspricht der SiO<sub>2</sub>-Überschuss von etwa 5 Gew.% dem Gehalt an primärem Quarz.

Demgegenüber stehen zwei Bestimmungen der Durchschnittsgehalte der geförderten Brauniterze aus den Abbauperioden von 1944 und 1945. Der grösste Teil dieser Brauniterze, etwa <sup>2</sup>/<sub>3</sub> der produzierten Menge, wurde dem untersten, grossen Erzkörper der Grube entnommen und besteht ausschliesslich aus Erz des ersten Typs. Die darüberliegenden, ebenfalls abgebauten Erzkörper (siehe Figur 11) lieferten den Rest der Produktion. Sie bestehen generell aus Erz des zweiten Typs, mit nicht unwesentlichen Beimengungen von Erz des ersten Typs. Allerdings zeigt der kataklastische Erzanteil, der in der Grube auftritt, vorwiegend braunitreiche Erze, die nur zu einem mengenmässig geringen Teil durch Neomineralisationen verdrängt worden sind (Übergangsbereich von Zone 1 zu Zone 2, Figur 13).

Beide Bestimmungen der Durchschnittsgehalte der geförderten Brauniterze beruhen auf Analysen, die während und nach dem Abbau durchgeführt worden sind (GLAUSER, 1946). Die erste besteht aus 43 Einzelanalysen von Pickproben aus Mustersendungen aus den Jahren 1944 und 1945. Sie ergibt einen mittleren Mn-Gehalt von 34,4 Gew.% Mn. Die zweite Analyse ist eine industrielle Durchschnittsprobe, die aus 50 kg Probematerial aufbereitet wurde. Sie ergab einen fast gleichen Mn-Gehalt von 33,5 Gew.% Mn. Die Streuung der Mn-Werte für den aus 43 Einzelanalysen gewonnenen Durchschnittswert schwankt zwischen den Extremwerten von 20,5 und 48,0



Gew.% Mn. Die Standardabweichung beträgt  $\pm 7,6\%$ , woraus hervorgeht, dass extrem niedrige und hohe Werte verhältnismässig selten auftreten.

#### 3.2.1.2 *Quantitative und qualitative Angaben zur Gangart s.l. der Brauniterze*

In den Brauniterzen vom ersten und zweiten Typ, die kaum neomineralisierte Bereiche aufweisen, ist aus obigen Angaben ein mittleres Verhältnis von Braunit zu Gangart s.l. von 70:30 (Gew.%) abzuleiten. Das gleiche Verhältnis in Vol.% ausgedrückt beträgt 57:43, was den relativ hohen Anteil von Gangart s.l. in den Brauniterzen noch besser verdeutlicht. Dieses grösstenteils manganfreie Nebengestein der Erze lässt sich in verschiedene Gruppen aufteilen, die in unterschiedlichen Mengenverhältnissen die Brauniterze verunreinigen:

##### Primäre Gangart. Dazu gehören:

- die mit dem Braunit verwachsenen und ebenfalls prätektonisch gebildeten Quarzanteile der Brauniterzaggregate. Obwohl die Bildung des Braunits sicher prätektonisch ist, konnte meines Wissens weltweit noch nirgends die syngedimentäre Entstehung von Braunit beobachtet oder nachgewiesen werden. Es ist daher mit einer späteren Umwandlung der primären Ablagerungen in Braunit-Quarz-Aggregate zu rechnen. Möglicherweise tritt dabei ein Materialschwund auf, der zumindest einen Teil der sehr häufigen, senkrecht zur Schichtung stehenden, feinen Quarzklüftchen in den Brauniterschichten erklären könnte.

##### Sekundäre Gangart. Dazu gehören:

- alle feinen, senkrecht zur Schichtung stehenden Quarzklüftchen der Brauniterschichten, sofern diese nicht schon prätektonisch gebildet wurden (siehe oben).
- alle weiteren syntektonischen Quarzausschwitzungen, die mit der mechanischen Beanspruchung der Brauniterze im Zusammenhang stehen. Diese enthalten oftmals einen geringen Anteil an neugebildeten manganhaltigen Mineralien, vorzugsweise Parasettensit.
- sämtliche Kluftbildungen, die die Brauniterze durchschlagen. Diese weisen häufig unterschiedliche Paragenesen von Manganmineralien auf (vgl. GEIGER, 1948).

#### 3.2.1.3 *Mangangehalt der umgewandelten Erze (3. Erztyp)*

Sämtliche braunitfreien, manganführenden Neomineralisationen gehören, soweit sie gesteinsbildend auftreten, dem dritten Erztyp an. Aufgrund ihres Mineralbestandes, der mehrphasig und äusserst wechselhaft ist, fallen die Mangangehalte des dritten Erztyps niedriger und mit grösserer Streuung aus als in den Brauniterzen. Der dritte Erztyp wie auch ein beträchtlicher Teil des zweiten Erztyps, insbesondere solche mit einem hohen Anteil an braunitfreien Erzneubildungen (vgl. Abb. 3), gelangten nie zum organisierten Abbau. Es liegen daher keine Durchschnittswerte der Mn-Gehalte grösserer Erzmengen vor. Die angegebenen Mn-Gehalte beruhen auf Analysen einzelner, kleiner Erzproben mit charakteristischem Mineralbestand. Generell stellen die erhaltenen Mn-Gehalte Maximalwerte dar. Die Gründe hierfür liegen einerseits in der tief in die Erze eindringenden Verwitterung, deren Produkte (Mn-Oxide und Hydroxide, siehe GEIGER, 1948) die realen Mn-Werte erhöhen. Andererseits berücksichtigen die kleinen Proben zu wenig den Gangart-Anteil, der sich besonders in diesem Erztypus durch sehr grobe Kluftbildungen auszeichnet. Die Mangangehalte der Erzkörper, welche aus dem dritten Erztyp bestehen, müssen somit in der Grössenordnung zwischen 10 und 20 Gew.% Mn eingestuft werden, wobei lokale Erhöhungen bis auf etwa 25 Gew.% Mn möglich sind. Das Verhältnis Gangart zu Erz verschiebt sich in diesen Erzen zugunsten des Gangart-Anteils. Ein Teil der Neomineralisationen besteht nämlich, abgesehen vom Quarz, aus sehr manganarmen oder manganfreien Mineralien wie Mangankalzit, Albit und Baryt. Dabei wiegt der Mangankalzit mengenmässig vor. Der Gesamtteil dürfte maximal etwa 10 Vol.% ausmachen. Mittelwerte für den gesamten Gangartanteil s.l. anzugeben, ist dagegen wenig sinnvoll, da sich die Verhältnisse lokal sehr stark ändern.

#### 3.2.1.4 Mangangehalte des zweiten Erztyps (Mischerz)

Kataklastische Brauniterze, welche einen vernachlässigbaren Anteil an neomineralisierten Erzen aufweisen, sind bezüglich ihrer Mangangehalte, den Brauniterzen mit Erz vom ersten Typ gleichzustellen. Mit zunehmender Verdrängung des Braunit findet eine Angleichung an die niedrigeren Mangangehalte des 3. Erztyps statt.

#### 3.2.1.5 Mangangehalte von Brauniterz/Radiolarit Wechsellagerungen

In der Südwestecke der Erzgrube und im daran anschliessenden grösseren Aufschluss steht wenig deformiertes Nebengestein an, das zu einem grossen Teil innige Wechsellagerungen mit Brauniterzschichten aufweist (siehe punktierte Signatur des erzführenden Radiolarits auf der Karte 1:500 sowie Profil B 1:500 im Anhang). Volumetrisch, durch Auszählen der Erzlagen, besteht etwa  $\frac{1}{4}$  des Gesteins aus dünnen Brauniterzschichten mit Mächtigkeiten zwischen 1–3 Zentimetern. Den daraus folgenden Mangangehalt des Gesamtgesteins, den wir bestätigen können, gibt GLAUSER (1946) mit etwa 20% Mn an. Somit ist dieses Gestein qualitativ durchaus mit Erzaggregaten vom zweiten und dritten Typ zu vergleichen. Dieses hat jedoch den Vorteil, dass der Braunit durch geeignete Verarbeitung wesentlich angereichert werden könnte.

#### 3.2.2 Verteilung der Erzkörper in der Lagerstätte

Wie schon mehrfach erwähnt wurde, befinden sich alle Erzausbisse auf der Westseite der Lagerstätte (siehe Karte 1:500). Die gesamte Aufschlussfläche der Lagerstätte nach Westen (Schnitt der Lagerstätte mit der nach W abfallenden topographischen Oberfläche), in der sich alle diese Aufschlüsse befinden, beträgt im Grundriss ca. 5200 m<sup>2</sup>. Von dieser maximal möglichen Aufschlussfläche an der Westseite sind aber nur gerade rund 5% oder ca. 270 m<sup>2</sup> aufgeschlossen (Erz und Nebengestein). Davon sind wiederum nur ca. 30% oder 80 m<sup>2</sup> Ausbiss von Erzkörpern. Aus diesen Zahlen geht hervor, dass selbst an der Westseite der Lagerstätte beinahe 95% der Vererzungszone unter Gehängeschutt und Moränenüberdeckung verborgen bleibt und somit die Verteilung der Erzkörper nur anhand dieser wenigen Aufschlüsse beurteilt werden kann. Die Aufschlüsse zeigen zudem, dass unabhängig von der Beschaffenheit der Erzkörper ihr Auftreten im Nebengestein nicht gleichmässig erfolgt und somit nicht überall unter der Überdeckung mit dem ausgeählten Verhältnis von 30:70 (Erz/Nebengestein) im Anstehenden gerechnet werden darf. Die ungleichmässige Verteilung der Erzkörper ist an der Basis der mittleren Aufschlussgruppe, oberhalb des horizontal verlaufenden Schürfgrabens (siehe Karte 1:500) gut sichtbar. Ein 2 bis 3 m mächtiges, erzfreies Radiolaritband steigt dort gegen die Aufschiebungsfläche des Aptychenkalkes auf. Diese verhältnismässig grosse, erzfreie Aufschlussfläche steht im Gegensatz zu dem direkt darüberfolgenden Abschnitt, in dem mehrere Erzausbisse geschart auftreten.

An der Basis der Lagerstätte, zwischen den obersten basischen Effusiva und dem Einsetzen der untersten, bekannten Erzkörper, liegt vermutlich eine weitere, weitgehend erzfreie Radiolarit-schicht. Unter den nördlichsten, sterilen Radiolaritaufschlüssen ist diese mindestens 5 bis 6 m mächtig, wie aus einer Sondierbohrung während der Abbauzeit (Nr. 2, GLAUSER, 1946) hervorgeht. Trotz der fehlenden Bestätigung durch entsprechende Aufschlüsse darf angenommen werden, dass gegen Süden diese Mächtigkeit langsam auf 1 bis 2 m abnimmt, wie dies bei den südlichsten Aufschlüssen der Lagerstätte festzustellen ist (siehe auch Profile 1:500).

Weitere Zonen, in denen keine Erzkörper vorkommen, sind die schon erwähnten Partien wenig deformierten Nebengesteins, die vor allem im Norden und vereinzelt wahrscheinlich auch an der Basis der Lagerstätte auftreten. Ihre Ausdehnung unter der Überdeckung kann nicht abgeschätzt werden. Richtungsmässig folgen sie der Hauptschieferungsebene des Nebengesteins. Der verbleibende Raum zwischen diesen erzfreien oder erzarmen Bereichen der Lagerstätte muss als potentiell erzkörperführend bezeichnet werden. Die vorhandenen Aufschlüsse lassen aber keine Rückschlüsse auf eine bestimmte gesetzmässige Verteilung der Erzkörper in diesen Bereichen der Lagerstätte zu.

### 3.2.3 Zonierung der Lagerstätte nach Erztypen

Während die Erzkörper in der Lagerstätte keiner gesetzmässigen Verteilung folgen, lässt ihre Beschaffenheit, in Abhängigkeit von ihrer räumlichen Position, bestimmte gesetzmässige Tendenzen erkennen, die es erlauben, abzuschätzen, wo welcher Erztyp innerhalb der Lagerstätte zu erwarten ist. Aus den vorangegangenen Beschreibungen von Form, Grösse und Zusammensetzung der Erzkörper und ihrer Verbreitung geht eine deutliche Zonierung mit fliessenden Übergängen hervor, die wie folgt zusammengefasst werden kann (vgl. Figur 13):

#### Zone 1

Diese Zone bildet den Kern der Lagerstätte. Sie ist, am weitesten von allen Begrenzungsflächen entfernt, im Norden der Lagerstätte aufgeschlossen. Ihr Erzinhalt charakterisiert sich wie folgt:

- grösste Erzkörpervolumina der Lagerstätte
- vorwiegend gefaltete, eventuell auch plattige Gestalt der Erzkörper
- grösstenteils Erz des 1. Typs, randlich in den 2. Erztyp übergehend.

Diese Zone liegt auf den vermutlich sterilen Radiolariten der Basis der Lagerstätte auf. Gegen oben und nach Süden schliesst sich in fliessendem Übergang schalenförmig die Zone 2 an.

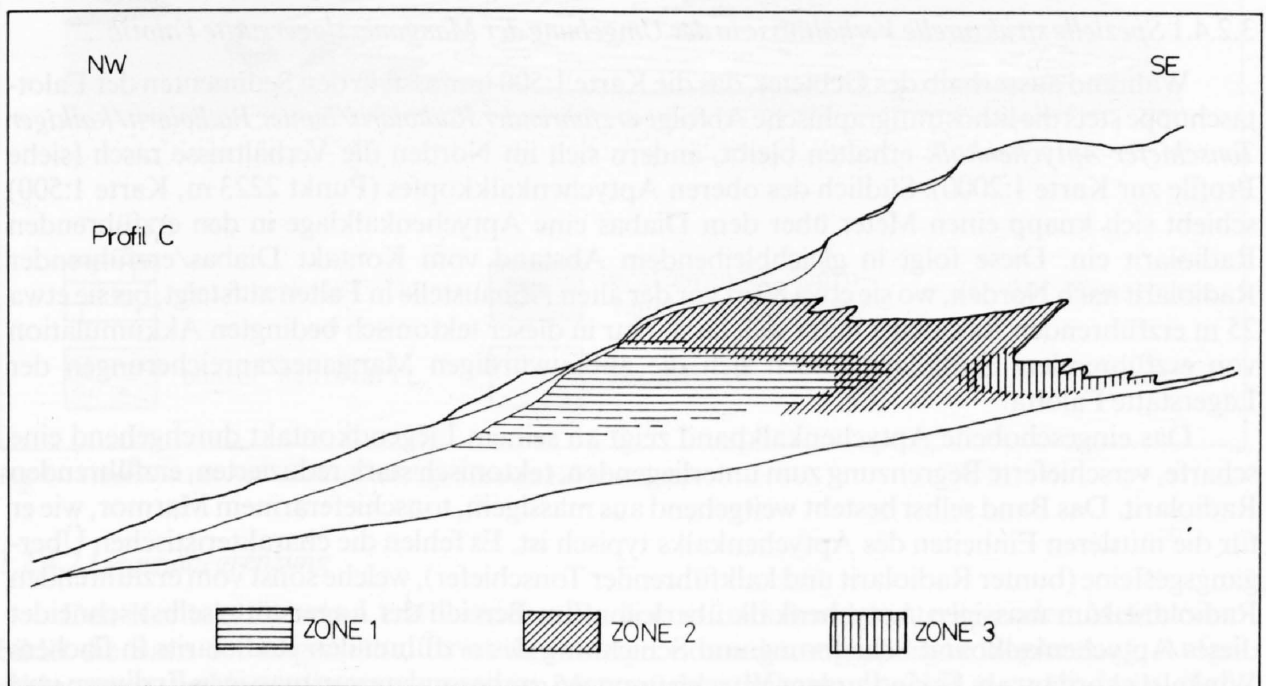


Fig. 13: Zonierung der Lagerstätte Falotta nach vorherrschenden Erztypen:

Zone 1: Braunerze, Typ 1 und 2 (ohne Mn-Neomineralisationen)

Zone 2: Mischerze, Typ 2 (kataklastischer Braunit und Mn-Neomineralisationen)

Zone 3: Vollständig umgewandelte Erze, Typ 3 (kein Braunit).

#### Zone 2

Diese Zone nimmt den grössten Teil der Lagerstätte ein und weist bezüglich der Form, Grösse und Zusammensetzung der Erzkörper ein weit gefächertes Spektrum auf:

- generell kleinere Erzkörpervolumina
- sehr unterschiedliche Form und Dimension der Erzkörper (Linsen, Schollen, gefaltete Strukturen usw.)
- vorwiegend Erz des 2. Typs mit fliessenden Übergängen zu Erzen des 1. und 3. Typs.



Generell schliessen an die Zone 1 Erzkörper mit kataklastischem Erz, aber hohem Braunitanteil an, die im nördlichen Abschnitt der Lagerstätte bis unter die Hangendbegrenzung reichen. Gegen Süden stellen sich zunehmend neomineralisierte Anteile in den kataklastischen Erzen ein, die in die Zone 3 überleiten.

### Zone 3

Zone 3 schliesst südlich an die Zone 2 an und umfasst das südliche Ende der Lagerstätte. Sie zeichnet sich aus durch:

- kleine Erzkörpervolumina
- chaotische Anordnung und Formwildheit der Erzkörper
- ausschliesslich Erz des 3. Typs
- durchwegs von groben Quarzausschwitzungen begleitet.

Die Zonierung der Lagerstätte widerspiegelt von Norden nach Süden und von innen nach aussen eine zunehmende Tektonisierung und Neomineralisation in den Erzkörpern.

### 3.2.4 Begrenzung der Lagerstätte

#### 3.2.4.1 Spezielle strukturelle Verhältnisse in der Umgebung der Manganerzlagerstätte Falotta

Während ausserhalb des Gebietes, das die Karte 1:500 umfasst, in den Sedimenten der Falottaschuppe stets die lithostratigraphische Abfolge *erzführender Radiolarit/bunter Radiolarit/kalkiger Tonschiefer-Aptychenkalk* erhalten bleibt, ändern sich im Norden die Verhältnisse rasch (siehe Profile zur Karte 1:2000). Südlich des oberen Aptychenkalkkopfes (Punkt 2223 m, Karte 1:500) schiebt sich knapp einen Meter über dem Diabas eine Aptychenkalklage in den erzführenden Radiolarit ein. Diese folgt in gleichbleibendem Abstand vom Kontakt Diabas/erzführender Radiolarit nach Norden, wo sie etwa 80 m vor der alten Abbaustelle in Falten aufsteigt, bis sie etwa 25 m erzführenden Radiolarit unter sich lässt. Nur in dieser tektonisch bedingten Akkumulation von erzführendem Radiolarit finden sich die abbauwürdigen Manganerzanreicherungen der Lagerstätte Falotta.

Das eingeschobene Aptychenkalkband zeigt an seinem Liegendkontakt durchgehend eine scharfe, verschieferte Begrenzung zum unterliegenden, tektonisch stark reduzierten, erzführenden Radiolarit. Das Band selbst besteht weitgehend aus massigem, tonschieferarmem Marmor, wie er für die mittleren Einheiten des Aptychenkalks typisch ist. Es fehlen die charakteristischen Übergangsgesteine (bunter Radiolarit und kalkführender Tonschiefer), welche sonst vom erzführenden Radiolarit zum massigen Aptychenkalk überleiten. Im Bereich der Lagerstätte selbst schneidet dieses Aptychenkalkband Schieferung und Schichtung des erzführenden Radiolarits in flachem Winkel diskordant ab. Es sind zudem Verschleppungen, insbesondere von massigen Erzlinsen und grösseren Quarzadern festzustellen. Diese Beobachtungen lassen schwerlich auf eine primäre, sedimentäre Einlagerung des Aptychenkalkbandes schliessen, sondern deuten auf eine tektonische Einschiebung hin (siehe Profile 1:500). Der Hangendkontakt des Aptychenkalkbandes zeigt einen kontinuierlichen, wenn auch stark isoklinal verfalteten Übergang über rote, kalkige Schiefer zum bunten Radiolarit. Dieser geht über in eine geringmächtige, ebenfalls in sich verfaltete und ausgedünnte Lage von erzführendem Radiolarit, welcher schliesslich wiederum von buntem Radiolarit überlagert wird. Der erzführende Radiolarit greift so als spitzer, nach Süden geöffneter Keil in den bunten Radiolarit, der bis 300 m südlich der Lagerstätte noch erkannt werden kann (siehe Figur 14). Über dem oberen bunten Radiolarit setzt die normale Abfolge bis hinauf zum Aptychenkalk wieder ein. Darüber aufgeschoben findet sich die schon erwähnte «Klippe» von Gesteinen aus der Zwischenschuppe.

Trotz der schon fast schlierig verzerrten Struktur der genannten Abfolge geht aus der symmetrischen Abfolge die isoklinal verfaltete und überkippte Struktur einer nach Südosten offenen



Antiform deutlich hervor, die in die eigene Einheit eingeschoben worden ist. Der Kern besteht aus erzführendem Radiolarit, der von buntem Radiolarit umhüllt wird. Der darauf folgende Aptychenkalk ist nicht mehr vollständig erhalten und besteht im liegenden Verkehrtshenkel nur noch aus einem dünnen, teilweise zerrissenen Aptychenkalkband, welches den darunter liegenden, erzführenden Radiolarit tektonisch von höheren Einheiten abtrennt (siehe Figur 14).

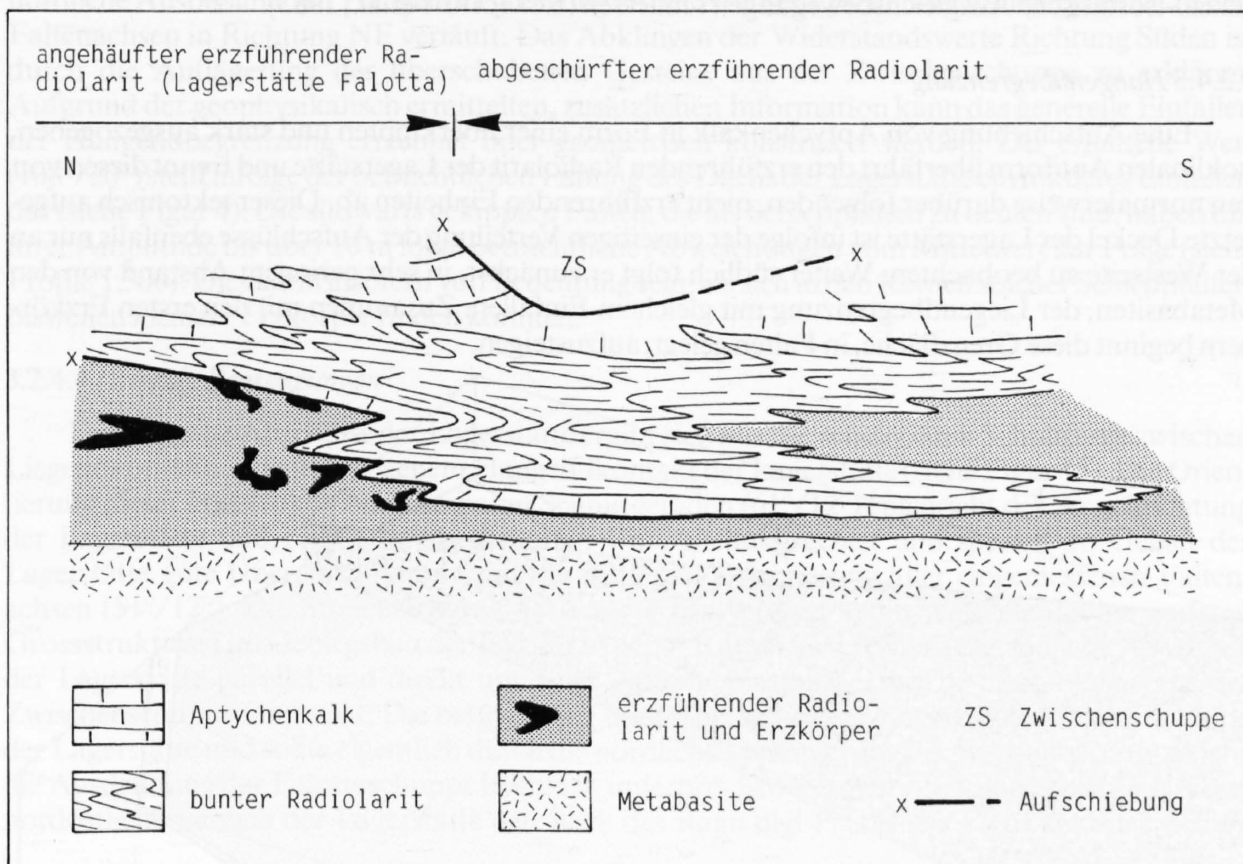


Fig. 14: Schematischer Aufbau am nördlichen Ende der Falottaschuppe

### 3.2.4.2 Liegendbegrenzung

Den Kontakt zwischen erzführendem Radiolarit und den darunter liegenden Metabasiten bildet die Basis der Lagerstätte. Er ist ihre einzige, normalstratigraphische Begrenzung. Aufgeschlossen ist die Liegendbegrenzung einige Meter südwestlich vom Pt. 2138 m und in den südlichsten Sektoren der Lagerstätte. Dazwischen wird sie von teilweise verrutschtem Moränenmaterial verdeckt. Auf der Nordseite bleibt der Kontakt auf seiner ganzen Länge unter der Moränenüberdeckung verborgen. Aus strukturgeologischen Einmessungen und geometrischen Konstruktionen an der Westseite ergibt sich eine weitgehend ebene, kaum gekrümmte Oberfläche der Metabasite. Das mittlere Fallazimut beträgt  $27^\circ$  bei einem mittleren Fallbetrag von  $19^\circ$ . Auf der Nordseite kann der Kontakt, aber nur undeutlich, mit geophysikalischen Methoden nachgewiesen werden. Es zeigt sich, dass mit Hilfe der Refraktionsseismik und der Widerstandskartierung keine klare Abgrenzung zwischen erzführendem Radiolarit und Metabasiten erkannt werden kann. Hingegen erlaubt die induzierte Polarisation zumindest im nördlichsten Abschnitt eine bessere Unterscheidung (siehe Profile D und E 1:500 im Anhang, sowie Figur 18). Die Lage des geophysikalisch ermittelten Kontaktabschnitts an der Nordseite bestätigt den an der Westseite gefundenen Wert für die Kontaktfläche ( $25^\circ/19^\circ$ ). Er bleibt somit praktisch für die gesamte, in der Karte 1:500 erfassten Fläche bestehen. Der Liegendkontakt der Lagerstätte wird von kleineren Vertikalverschiebungen in

Richtung des Hauptkluftsystems gestört (siehe Figur 15 und geologische Karte 1:500). Dabei ist jeweils der östliche Block um Sprunghöhen von maximal einigen Metern relativ abgesenkt. Die Brüche selbst sind mit Ausnahme des westlichsten, beim Pt. 2138 m, nicht direkt zu beobachten. Sie verraten sich aber morphologisch durch ausgeprägte Geländerrinnen und Wälle, die bis einige Meter hoch werden können und merkwürdig schräg zur Falllinie des Geländes verlaufen. Diese Störungen sind postglazial noch aktiv gewesen. Verwerfungen mit talseitig gehobener Flanke lassen auf glazial-isostatische Ausgleichsbewegungen schliessen (ECKHARDT et.al., 1983).

### 3.2.4.3 Hangendbegrenzung

Eine Aufschiebung von Aptychenkalk in Form einer überkippten und stark ausgezogenen, isoklinalen Antiform überfährt den erzführenden Radiolarit der Lagerstätte und trennt diesen von den normalerweise darüber folgenden, nicht erzführenden Einheiten ab. Dieser tektonisch aufgesetzte Deckel der Lagerstätte ist infolge der einseitigen Verteilung der Aufschlüsse ebenfalls nur an der Westseite zu beobachten. Weiter südlich folgt er zunächst, in sehr geringem Abstand von den Metabasiten, der Liegendbegrenzung mit gleichem Einfallen. Zusammen mit den ersten Erzkörpern beginnt diese Grenzfläche, in Falten gelegt, aufzusteigen.

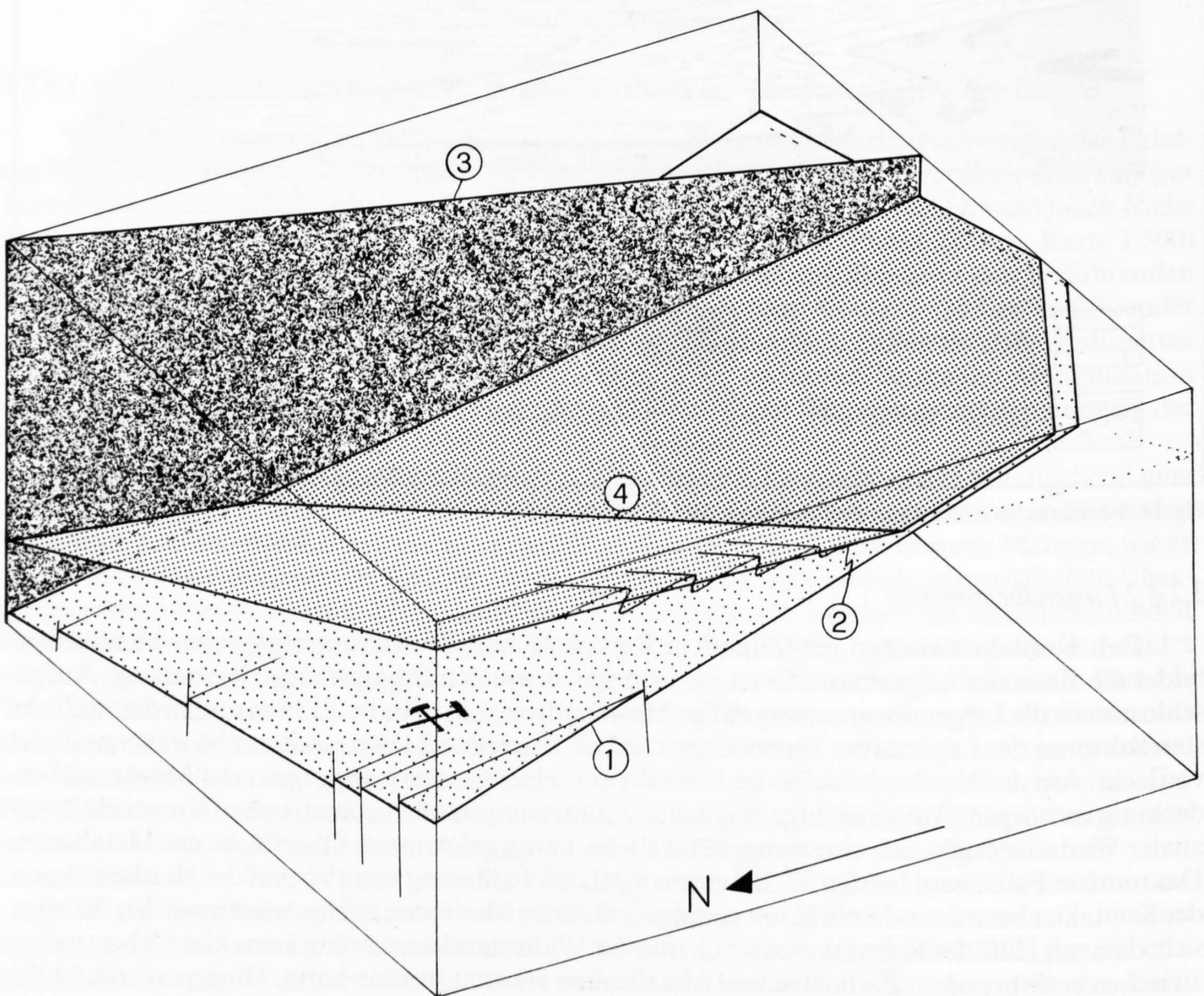


Fig. 15: Schematische Darstellung der strukturellen Begrenzungsflächen der Lagerstätte Falotta.

- 1 Liegendbegrenzung, normalstratigraphischer Kontakt zwischen erzführendem Radiolarit und Metabasiten ( $27^{\circ}/19^{\circ}$ )
- 2 Hangendbegrenzung, tektonischer Kontakt zwischen Aptychenkalk und erzführendem Radiolarit ( $108^{\circ}/20^{\circ}$ )
- 3 laterale Begrenzung durch die Falottastörung ( $100^{\circ}/90^{\circ}$ )
- 4 Schnittlinie zwischen Liegendbegrenzung und Hangendbegrenzung, südwestlicher Abschluss der Lagerstätte parallel zu den Faltenachsen im Gebirgsbau.

Aus der moränenüberdeckten Nordseite der Lagerstätte taucht nur im äussersten NE der Karte 1:500 ein grosser Aptychenkalkaufschluss aus der Überdeckung auf. Seine Verbindung mit den Aptychenkalkaufschlüssen über der alten Abbaustelle konnte mit Hilfe einer elektrischen Widerstandskartierung nachgewiesen werden. Aufgrund des gegenüber den anderen lithologischen Einheiten stark erhöhten, spezifischen Widerstandes des Aptychenkalks ist es möglich, seine Ausdehnung unter der Oberfläche genau zu umgrenzen (siehe Profile 1:500). Es zeigt sich, dass die nördliche Ausbisslinie der Hangendbegrenzung an der Nordseite mehr oder weniger parallel zu den Faltenachsen in Richtung NE verläuft. Das Abklingen der Widerstandswerte Richtung Süden ist durch die Auflagerung der überschobenen Gesteine aus der Zwischenschuppe zu erklären. Aufgrund der geophysikalisch ermittelten, zusätzlichen Information kann das generelle Einfallen der Hangendbegrenzung errechnet oder geometrisch konstruiert werden. Der erhaltene Wert ( $108^{\circ}/20^{\circ}$ ) stellt infolge der beträchtlichen Faltung des Dachs der Lagerstätte ein mittleres Einfallen dar (siehe Figur 4). Die südwärts gekippten Falten, die als Schleppfalten zu deuten sind, haben mit ihrer Amplitude bis über 10 m lokal beträchtliche Abweichungen vom Mittelwert zur Folge (siehe Profile 1:500). Dies kann insofern von Bedeutung sein, als sich in den Kernen solcher Schleppfalten bisweilen kleinere Erzkörper finden könnten.

### 3.2.4.4 Laterale Begrenzungen

Der südliche Abschluss der Lagerstätte ergibt sich aus der scheinbaren Schnittlinie zwischen Liegendkontakt und aufgebogenem Hangendkontakt der Lagerstätte (siehe Figur 15). Die Orientierung dieser konstruktiv bestimmaren Schnittgeraden ( $61^{\circ}/12^{\circ}$ ) entspricht der Streichrichtung der Lagerstätte und zeigt eine im gesamten Untersuchungsgebiet und speziell im Gebiet der Lagerstätte gute Übereinstimmung mit der mittleren Orientierung aller eingemessenen Faltenachsen ( $51^{\circ}/12^{\circ}$ ). Die Streichrichtung der Lagerstätte verläuft somit parallel zu allen anderen Grossstrukturen im Gebirgsbau der Falotta. Auf der Karte 1:500 verläuft der südliche Abschluss der Lagerstätte parallel und direkt unter der Aufschiebungslinie, welche die Gesteine aus der Zwischenschuppe umgrenzt. Die bergwärtige, nordöstliche Fortsetzung folgt der Streichrichtung der Lagerstätte und sollte eigentlich durch die nördliche Verlängerung der Falottastörung, welche die Ausdehnung der Falottaschuppe begrenzt, unterbrochen werden. Allerdings überquert dieser nordöstliche Bereich der Lagerstätte den Bach des Ragn digl Plaz (siehe Figur 16). Der weitere

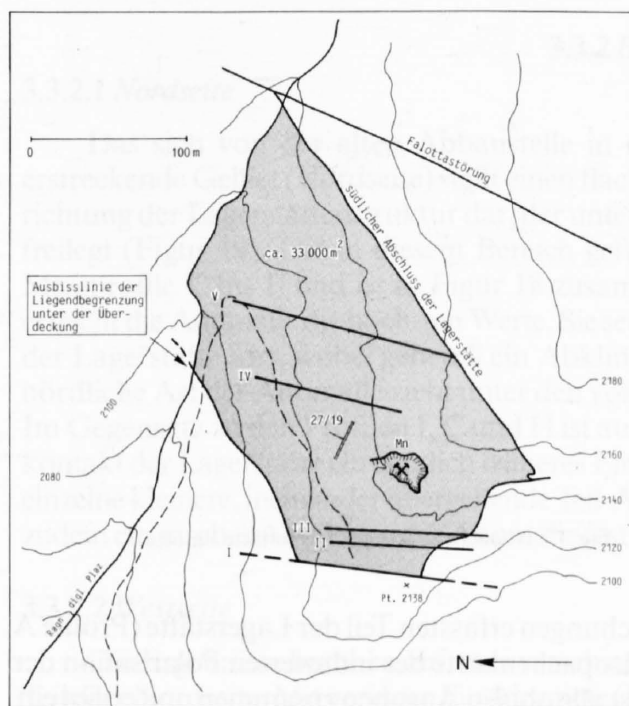


Fig. 16: Basisfläche der Lagerstätte Falotta (punktiert).



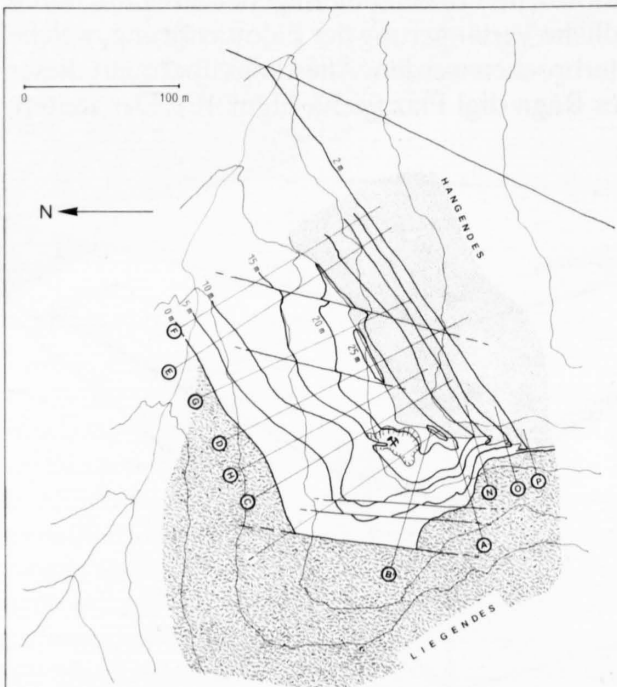
Verlauf der Lagerstätte im Gegenhang bleibt ungewiss, zumal in der Talachse des Ragn digl Plaz eine weitere, eventuell lagerstättenbegrenzende Störung zu vermuten ist. In Anbetracht der zudem rasch zunehmenden Moränenüberdeckung nördlich des Bachs (ca. 40 m), und der damit verbundenen geringen Aussicht auf verwertbare Ergebnisse bei hohem Aufwand, wurde in diesem Bereich auf eine weitere geophysikalische Untersuchung verzichtet. In nordwestlicher und westlicher Richtung sind die weiteren, lateralen Begrenzungen der Lagerstätte durch den topographischen Geländeanschnitt gegeben.

### 3.2.5 Geometrie der Lagerstätte

Aus dem Verlauf des ebenen Liegendkontaktes und des verfalteten Hangendkontaktes ergibt sich eine keilförmige «Geometrie» der Lagerstätte (siehe Figur 15). Der Öffnungswinkel dieses «Keils» beträgt ca.  $25^\circ$ , seine Streichrichtung taucht mit  $12^\circ$  gegen NE ab.

Parallel zur Streichrichtung wird der Keil von der nordwestlichen, topographischen Begrenzung der Lagerstätte schräg abgeschnitten. Der Differenzwinkel zwischen der Gesteinsoberfläche unter der Überdeckung und der schräg verlaufenden Basis der Lagerstätte variiert zwischen  $9^\circ$  und  $17^\circ$ . Die SE-Abdachung der Lagerstätte fällt somit steiler ein als ihre NW-Abdachung (siehe Profile C, D, E, 1:500). Auf der Westseite wird der Keil durch die topographische Oberfläche ebenfalls mit einem Winkel von ca.  $35^\circ$  schräg abgeschnitten (siehe Profile A, N, O, P, 1:500 im Anhang). Als nordöstliche Begrenzung tritt die Talachse des Ragn digl Plaz auf, da der weitere Verlauf nicht belegt werden kann.

Die Lagerstätte erhält somit generell eine leicht schräg gestellte, unregelmässig-dreieckige, prismatische Form mit schräg abgeschnittenen Enden. Die Ausbisslinie der Hangendbegrenzung (Aptychenkalke) im Norden bildet die Scheitellinie und zeigt den ebenfalls faltenachsenparallelen Verlauf der grössten Mächtigkeit der Lagerstättenstruktur an.





Relief der Lagerstätte. Auffälligstes und für die weitere Interpretation der IP-Ergebnisse wichtigstes Merkmal der Lagerstätte ist dabei die wesentlich steiler abfallende Nordabdachung in unmittelbarer Nähe der alten Abbaustelle. Sie erklärt auch, warum die drei kleinen Schürfschlitze direkt unter den nördlichen Abraumhalden (siehe Karte 1:500) den anstehenden Fels nicht erreichen konnten.

### 3.3 Geophysikalische Untersuchungen

#### 3.3.1 Vorbemerkungen

Als Hilfsmittel um Anhaltspunkte über den Verlauf der potentiellen Vererzungszone unter der weit verbreiteten Moränenüberdeckung zu erhalten, wurden geophysikalische Untersuchungen beigezogen. Zur Vorabklärung über den Einsatz von geophysikalischen Methoden nahm Herr P. Gex, Lausanne, mit einem Protonen-Magnetometer (Typ Geometrics G-826) mehrere magnetische Profile in der Vererzungszone auf. Seiner Meinung nach liessen aber die verschiedenen dabei festgestellten Anomalien keine für die Praxis geeignete, zuverlässige Interpretation zu. Später wurde die Firma GEOTEST, Zollikofen, beauftragt, weitere geophysikalische Methoden auf ihre Eignung für die Abklärung der erwähnten Fragen zu erproben. Mit einer Kombination von Refraktionsseismik, Widerstandskartierung und induzierter Polarisation konnte man schliesslich wertvolle Informationen über den mutmasslichen Verlauf der Vererzungszone unter der Quartärüberdeckung erbringen.

Als geeignete geophysikalische Nachweismethode der Manganvererzungen der Lagerstätte erwies sich die induzierte Polarisation (IP). Im Bereich der Lagerstätte konnte mit dieser Methode unter der quartären Überdeckung eine markante Anomalie festgestellt werden. Allerdings dürften die Erze selbst nicht polarisierbar sein, sondern nur deren Verwitterungsprodukte (Pyrolusit). Für genauere Angaben zur geophysikalischen Untersuchung sei hier auf den Bericht der Firma GEOTEST (Bericht Nr. 82030, 1983) verwiesen.

Im folgenden werden die mit den IP-Untersuchungen gewonnenen Ergebnisse kurz besprochen, und zwar getrennt für die Nordseite und für die Westseite wegen der strukturellen Anisotropie der Lagerstätte und wegen der unterschiedlichen Messanordnungen.

#### 3.3.2 Ergebnisse

##### 3.3.2.1 Nordseite

Das sich von der alten Abbaustelle in nordöstlicher Richtung bis zum Ragnidgl-Plaz erstreckende Gebiet (Nordseite) stellt einen flach geneigten, parallelen Anschnitt längs der Streichrichtung der Lagerstättenstruktur dar, der unter der quartären Überdeckung ca.  $\frac{2}{3}$  der Lagerstätte freilegt (Figur 19). Die in diesem Bereich gefundene Anomalie basiert auf den Resultaten der Messprofile C bis F und ist in Figur 18 zusammenfassend dargestellt. In der alten Abbaustelle erreicht die Anomalie die höchsten Werte. Sie setzt sich in Richtung NE parallel zur Streichrichtung der Lagerstätte fort, wobei generell ein Abklingen der Amplitude um ca.  $\frac{1}{3}$  festzustellen ist. Der nördliche Ast der Anomalie zieht unter den vom Aptychenkalk überdeckten Teil der Lagerstätte. Im Gegensatz zu den Profilen I, C und H ist auf den letzten Profilen (F, E, G) über dem Liegendkontakt der Lagerstätte ein deutlich früheres Einsetzen der Anomalie festzustellen, wobei sie hier in einzelne kleinere, ineinander übergehende Teil-Anomalien zerfällt. Senkrecht zur Streichrichtung ist zudem ein rasches Abklingen der Anomalie festzustellen als parallel dazu.

##### 3.3.2.2 Westseite

Die Ergebnisse beruhen auf zwei verschiedenen Messanordnungen, unter Miteinbezug eines Teils der Nordseite. Mit geringer Eindringtiefe (Pol-Dipol-Dispositiv) umfassen sie die Profile A, B

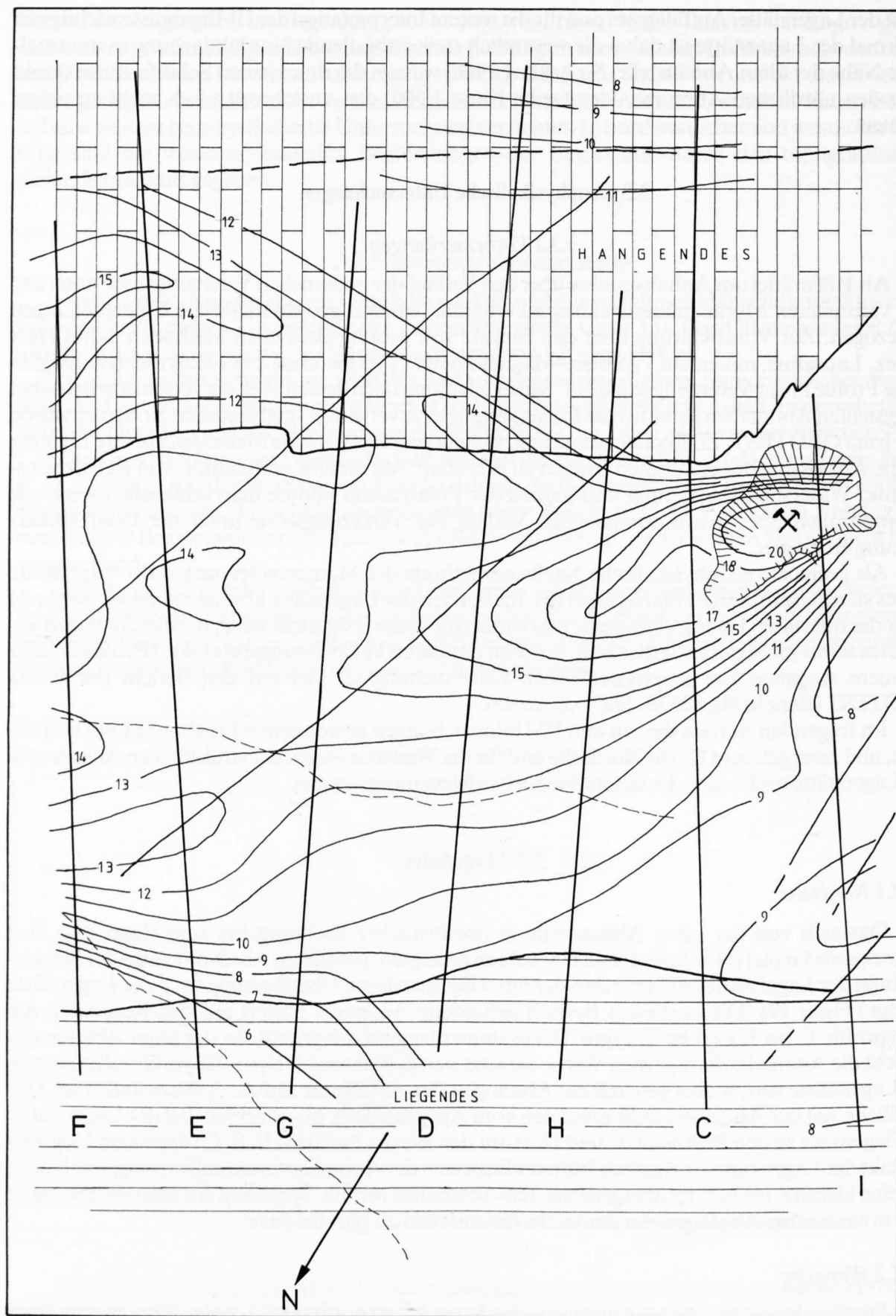


Fig. 18: IP-Karte Nordseite Lagerstätte Falotta.

und C. Die Profile X, Y und Z wurden im Gradienten-Dispositiv mit relativ grosser Eindringtiefe gemessen. Von der Untersuchung ausgeschlossen ist der südliche Zipfel der Lagerstätte (siehe Figuren 19 und 20).

#### *Pol-Dipol-Dispositiv (Figur 19)*

Die höchsten Werte der Anomalie sind wiederum direkt über der Abbaustelle zu finden. Die Anomalie-Achse setzt sich sowohl nach NE wie auch nach S fort. Auf der Höhe der Abbaustelle biegt sie nach Süden um, wobei sie sich in zwei Äste aufgabelt. Der obere Ast geht von der Grube aus direkt nach Süden. Der untere greift westwärts um den südwestlich der Grube anstehenden Block von wenig deformiertem Nebengestein herum und zieht dann ebenfalls nach Süden. Die zwischen den beiden Ästen eingeklemmte, «negative Anomalie» verjüngt sich nach Süden und geht in den erwähnten Aufschluss von erzfreiem Nebengestein der mittleren Aufschlussgruppe über. Die Intensität beider Anomalienäste klingt gegen Süden ab. Sowohl gegen das Hangende wie auch gegen das Liegende ist eine rasche Abnahme der Anomalie zu verzeichnen (Profile A und B).

#### *Gradienten-Dispositiv (Figur 20)*

Die Ergebnisse beruhen auf Messungen entlang den Profilen X, Y und Z, die parallel zum Profil A ausgerichtet sind. Diese Anordnung verläuft zudem parallel zur Streichrichtung und liegt in der Achse des zentralen Bereichs der Lagerstätte (Zone 1, Figur 13). Die Erzzone, die in den einzelnen Messschritten durchlaufen wird, ist in solchen Längsprofilen um ein Mehrfaches länger als in den Querprofilen, was unter Berücksichtigung der grösseren Eindringtiefe zu stark erhöhten IP-Werten führt. Die erhaltene Anomalie bildet südwestlich der Lagerstätte ein elliptisch geformtes Maximum, welches unter geringer Abschwächung nach NE abzweigt. Das Zentrum der elliptischen Anomalie liegt genau auf der südwestlichen Verlängerung des Scheitels der Lagerstätte (grösste Mächtigkeit), etwas näher zum Hangend- als zum Liegendkontakt. Die Längsachse der Ellipse verläuft senkrecht zur Streichrichtung der Lagerstättenstruktur. In beiden Richtungen auf dieser Achse klingen die Messwerte langsam und mit abnehmender Mächtigkeit der Lagerstätte ab. Auf der kurzen Achse der elliptischen Anomalie ist gegen den Liegendkontakt ein rascheres Abklingen als in der Gegenrichtung (Hangendkontakt) festzustellen.

### *3.3.3 Interpretationen*

#### *3.3.3.1 Nordseite*

Mit der Ausrichtung der Anomalie-Achse parallel zur Streichrichtung der Lagerstätte ist der strukturabhängige Verlauf der Vererzungen bestätigt. Die nach NE abflachende und sich verbreiternde Anomalie kann wie folgt interpretiert werden.

Von der Grube aus bis zum Profil D zeigt die Anomalie eine schmale Basis, verbunden mit einem starken Ausschlag (15–23 mVsec/V). Das Abklingen der Werte bei konstanter, mittlerer Basisbreite, Richtung NE, ist auf die zunehmende, quartäre Überdeckung von 0 bis 6 m längs der Anomalie-Achse zurückzuführen. Wie die Isopachenkarte (Figur 17) zeigt, fällt aber dieser Teil der Anomalie mit einer relativ steil einfallenden Gesteinsoberfläche unter der Überdeckung zusammen. Die Ausbissbreite der Hauptvererzungszone (Zone 1, Figur 13) wird dadurch im Grundriss wesentlich verringert (siehe Figur 21). Somit fallen die nördlichen Abschnitte der Profile I, C, H und D in die kaum vererzte Basisschicht der Lagerstätte, was das Ausbleiben der Anomalie erklärt.

Vom Profil D aus weiter in Richtung NE verbreitert sich die Basis der Anomalie rasch, wobei sich die Messwerte zwischen 10 und 15 mVsec/V einpendeln. In diesem Bereich ist aus der Isopachenkarte (Figur 17) eine Ausgleicheung des Reliefs der Felsoberfläche unter der Überdeckung festzustellen. Dies bewirkt eine Verbreiterung der Ausbissbreite der Hauptvererzungszone (Figur 21) und somit auch eine Verbreiterung der Anomalie. Die in diesem Abschnitt zusätzlich zu beob-



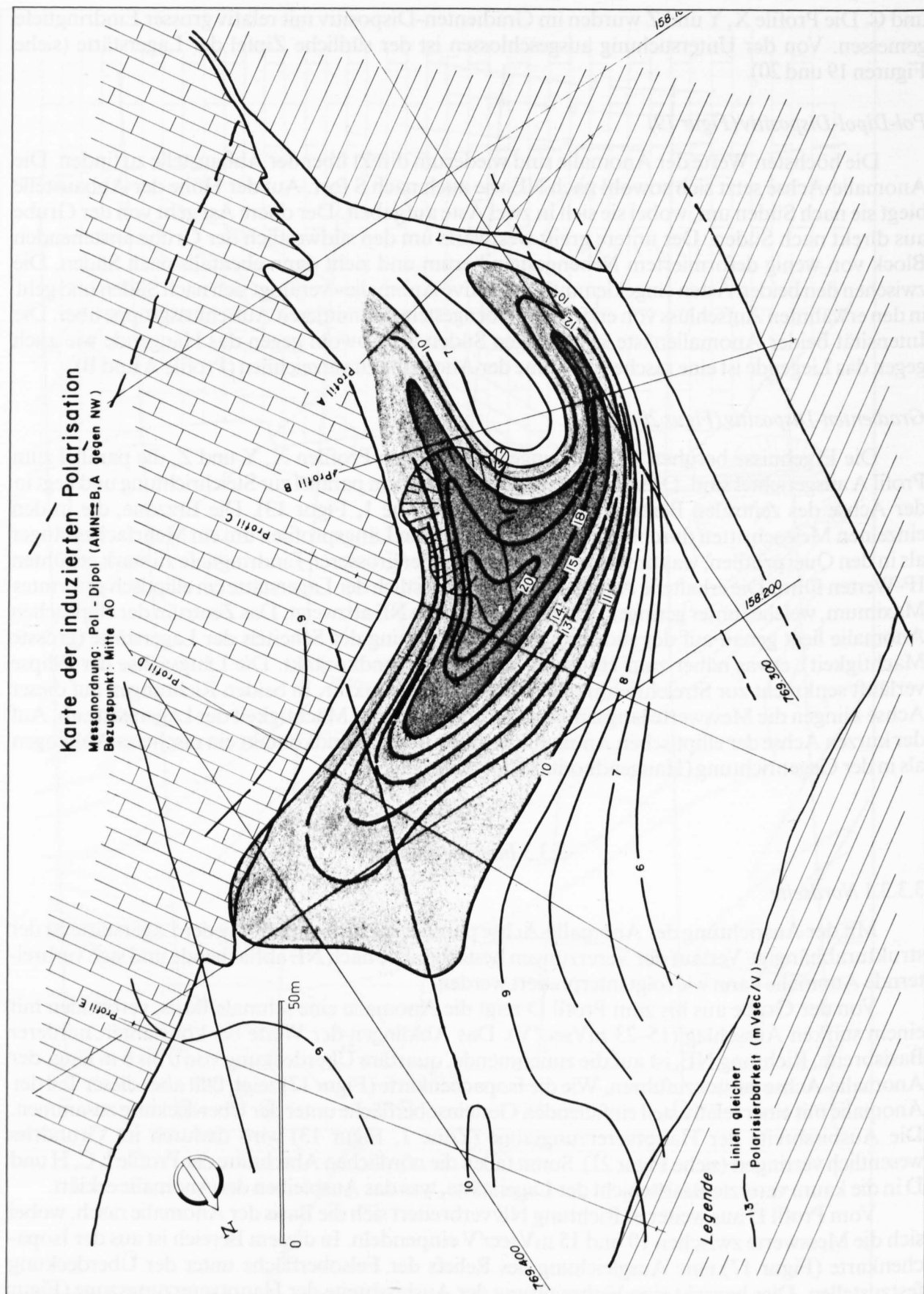


Fig. 19: Karte der induzierten Polarisation.



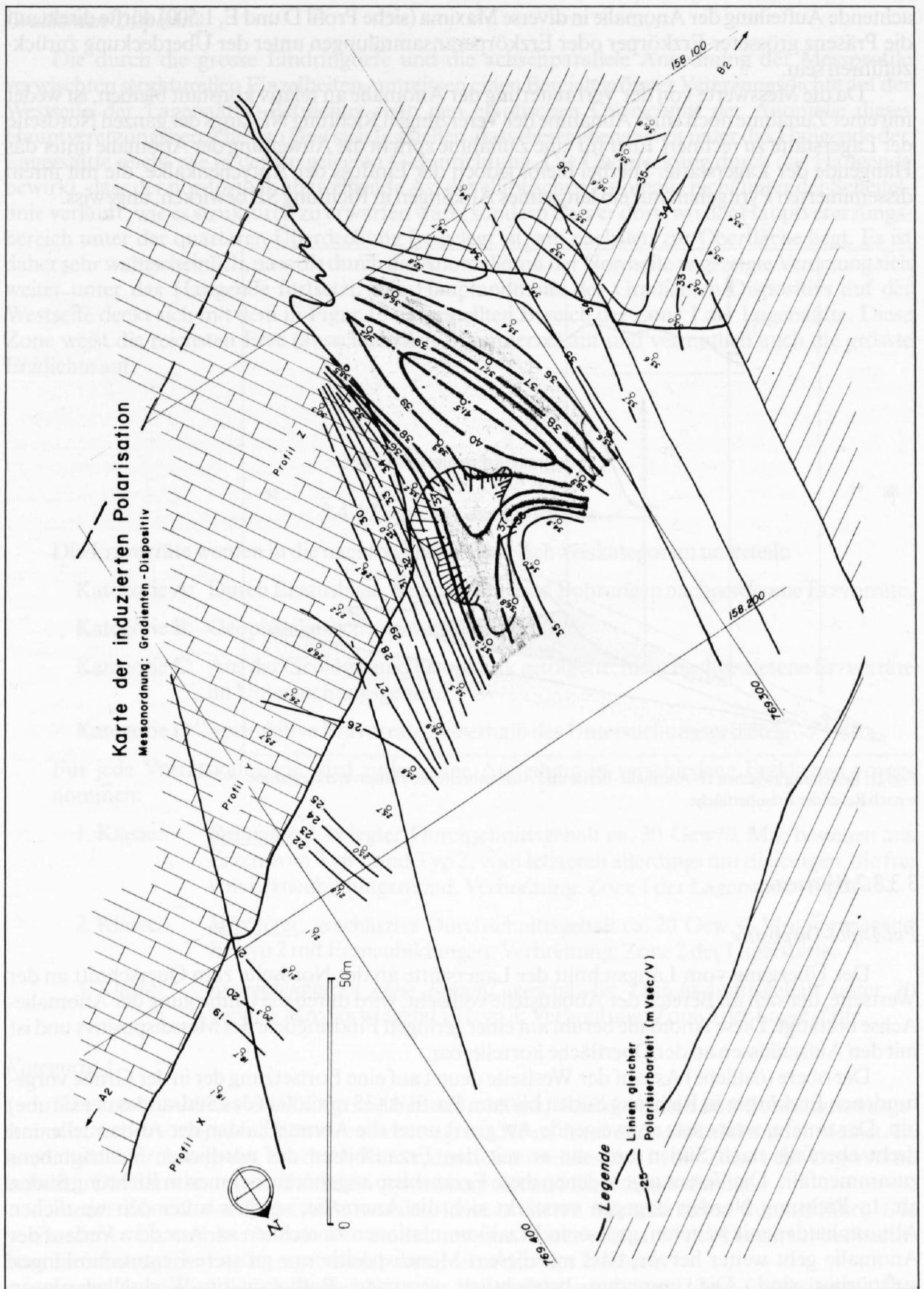


Fig. 20: Karte der induzierten Polarisation.

achtende Aufteilung der Anomalie in diverse Maxima (siehe Profil D und E, 1:500) dürfte direkt auf die Präsenz grösserer Erzkörper oder Erzkörperansammlungen unter der Überdeckung zurückzuführen sein.

Da die Messwerte von der Verbreiterung der Anomalie an relativ konstant bleiben, ist weder mit einer Zunahme noch einer Abnahme der Vererzungen Richtung NE längs der ganzen Nordseite der Lagerstätte zu rechnen. Eher für eine Zunahme spricht die Auweitung der Anomalie unter das Hangende der Lagerstätte. Hierbei bleibt jedoch der Einfluss der Aptychenkalke, die mit ihrem disseminierten Pyritgehalt nur ein langsames Abklingen in Richtung SE bewirken, ungewiss.

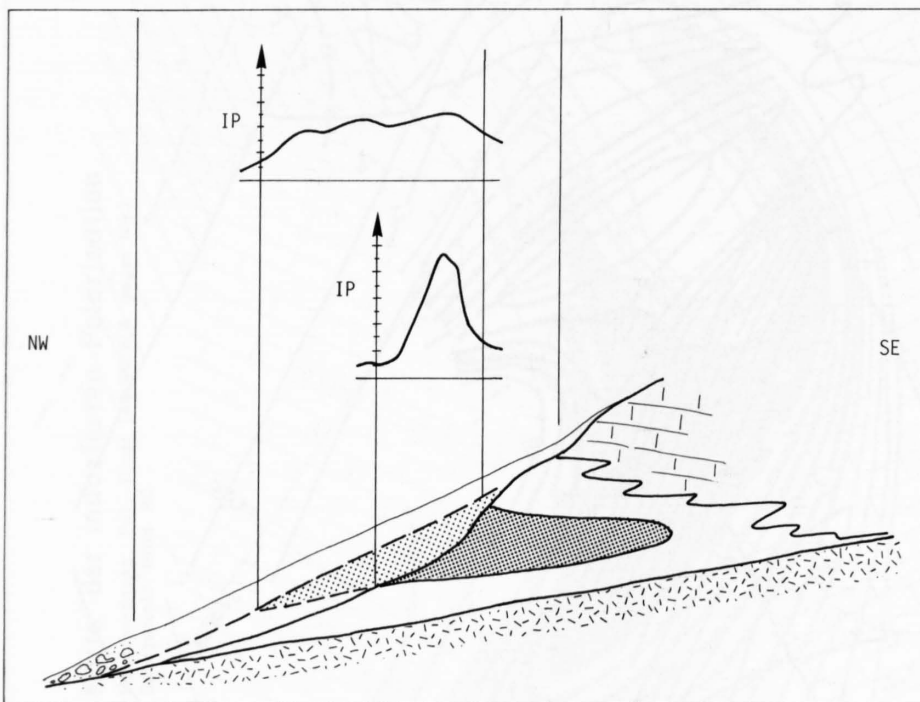


Fig. 21: Beziehung zwischen IP-Anomalie-Breite und Ausbissbreite der Hauptvererzungszone je nach Relief der Felsoberfläche.

### 3.3.3.2 Westseite

#### *Pol-Dipol-Dispositiv*

Der Übergang vom Längsschnitt der Lagerstätte an der Nordseite zum Querschnitt an der Westseite, der sich im Bereich der Abbaustelle vollzieht, wird durch die Umbiegung der Anomalie-Achse bestätigt. Diese Anomalie beruht auf einer geringen Eindringtiefe des Messdispositivs und ist mit den Aufschlüssen an der Oberfläche korrelierbar.

Der obere (östliche) Ast auf der Westseite deutet auf eine Fortsetzung der in der Grube vorgefundenen Erzkörper in Richtung Süden bis zum Profil A (35 m südlich des Südrandes der Grube) hin. Der untere, westwärts abzweigende Ast greift unter die Abraumhalden der Abbaustelle und dreht ebenfalls nach Süden um, wo er mit den Erzausbissen des nördlichen Schürfgrabens zusammenfällt. Die Vererzungen, denen diese Erzausbisse angehören, nehmen in Richtung Süden ab. In Richtung Norden dagegen verstärkt sich die Anomalie, so dass unter den westlichen Abraumhalden mit weiteren, grösseren Erzakkumulationen zu rechnen ist. Aus dem Verlauf der Anomalie geht weiter hervor, dass mit diesem Messdispositiv nur grössere Erzansammlungen aufspürbar sind. Die immerhin beträchtlich vererzten Radiolarit-Erz-Wechselagerungen südwestlich der Grube ergeben bemerkenswert tiefe IP-Werte.

Die durch die grosse Eindringtiefe und die achsenparallele Anordnung der Messprofile verwischten strukturellen Einzelheiten, umreissen einen Bereich grösster Vererzungsdichte auf der Westseite der Lagerstätte. Betrachtet man den elliptischen Querschnitt der Anomalie dieses Hauptvererzungsbereiches, so lässt sich feststellen, dass dieser ebenso weit unter das Hangende der Lagerstätte reicht wie in der freigelegten Gegenrichtung. Die Überdeckung durch das Hangende bewirkt, dass der nordöstlich abzweigende Ast der elliptischen Anomalie nicht unter der Scheitellinie verläuft, wie es strukturell zu erwarten wäre, sondern dass er dort, wo der Hauptvererzungsbereich unter der quartären Überdeckung freigelegt ist, am nächsten zur Oberfläche liegt. Es ist daher sehr wahrscheinlich, dass die durch die Anomalie auf der Nordseite angezeigte Vererzung sich weiter unter das Hangende fortsetzt. Die Hauptanomalie des Gradienten-Dispositivs auf der Westseite deckt sich mit dem in Figur 13 dargestellten Bereich der Zone 1 der Lagerstätte. Diese Zone weist die reichsten Erze (ausschliesslich Brauniterze) auf und vermutlich auch die grösste Erzdichte auf.

### 3.4 Vorratsabschätzungen

#### 3.4.1 Einteilung der Erzvorräte

Die Erzvorräte werden in die nachfolgenden vier Nachweiskategorien unterteilt:

Kategorie A: Durch Erzausbisse, Schürfungen und Bohrungen nachgewiesene Erzvorräte.

Kategorie B: Geophysikalisch angezeigte Erzvorräte.

Kategorie C: Aus der Geologie und Geophysik gefolgerte, nicht nachgewiesene Erzvorräte im Untersuchungsgebiet.

Kategorie D: Spekulative Erzvorräte ausserhalb des Untersuchungsgebietes.

Für jede Vorratskategorie wird zudem eine Aufteilung in verschiedene Erzklassen vorgenommen:

1. Klasse: Brauniterze, belegter Durchschnittsgehalt ca. 30 Gew.% Mn; bestehen aus Erzen vom Typ 1 und Typ 2; vom letzteren allerdings nur diejenigen, die frei von Erzneubildungen sind. Verbreitung: Zone 1 der Lagerstätte (Figur 13).
2. Klasse: Mischerze, geschätzter Durchschnittsgehalt ca. 20 Gew.% Mn; vorwiegend Erztyp 2 mit Erzneubildungen; Verbreitung: Zone 2 der Lagerstätte.
3. Klasse: Erzneubildungen ohne Braunit, geschätzter Durchschnittsgehalt unter 20 Gew.% Mn; vorwiegend Erztyp 3; Verbreitung: Zone 3 der Lagerstätte.

#### Kategorie A

Das von GLAUSER (1946) aufgrund der Aufschlüsse, Schürfarbeiten und Bohrungen ausgerechnete, sicher vorhandene Erzvolumen beträgt ca. 590 m<sup>3</sup> im südlich anschliessenden Gebiet. Es handelt sich durchwegs um Erz der 1. Klasse, das sich ausschliesslich in der Zone 1 der Lagerstätte befindet. Die Berechnungen Glausers wurden überprüft und für richtig befunden.

In der Zone 2 der Lagerstätte wurden keine weiteren Schürfarbeiten durchgeführt. Die vorhandenen Erzausbisse überdecken zusammen eine Fläche von ca. 19 m<sup>2</sup>. Die direkt beobachtbare Tiefe beträgt ca. 1 m. Es ergeben sich somit 19 m<sup>3</sup> Erz der 2. Klasse.

In der Zone 3 (südlichste Aufschlüsse der Lagerstätte) werden ca. 12 m<sup>2</sup> Erz freigelegt. Die direkt beobachtbare Tiefe beträgt auch hier ca. 1 m. Es ergeben sich somit 12 m<sup>3</sup> Erz der 3. Klasse.

Kategorie B

Auf der Westseite der Lagerstätte zeigen die geophysikalischen Messungen weitere, teilweise beträchtliche Vererzungen in der Zone 1 an (Figur 19). Aus diesen semiquantitativen Angaben auf ein bestimmtes, zusätzliches Erzvolumen zu schliessen ist jedoch äusserst schwierig. Als Ausweg bietet sich die Projektion dieser angezeigten Vererzungen auf ein senkrecht zur Streichrichtung stehendes Profil der Lagerstätte. Auf dem Profil C sind neben den sicher vorhandenen Erzkörpern die geophysikalisch angezeigten Vererzungszonen einprojiziert:

Totale Querschnittsfläche der Lagerstätte	ca. 1800 m <sup>2</sup>
Hiervon sind vererzt:	
– durch Aufschlüsse belegt	50 m <sup>2</sup>
– geophysikalisch angezeigt	230 m <sup>2</sup>
– Total Zone 1	460 m <sup>2</sup>
	60%
	100%

Der so ermittelte Erzanteil beträgt für die Zone 1 ca. 60%. Dieses entspricht ziemlich genau den Erfahrungen während des Abbaus (GLAUSER, 1946).

Für die Nordseite der Lagerstätte, zwischen den Profilen C und E, lässt die Geophysik eine kontinuierliche Fortsetzung längs der Streichrichtung als wahrscheinlich erscheinen. Die Distanz zwischen den beiden Profilen beträgt 110 m. Somit ergibt sich in nordöstlicher Fortsetzung der Zone 1 der Lagerstätte ein maximales Erzvolumen von  $280\text{ m}^2 \times 110\text{ m} = 30800\text{ m}^3$ . Hiervon sind  $50\text{ m}^2 \times 110\text{ m} = 5500\text{ m}^3$  die geophysikalisch nachgewiesene, nordöstliche Fortsetzung eines Grossteils der gesicherten Erzvorkommen (Kat. A).

Auf der Westseite der Lagerstätte (westlich Profil C) wird die Zone 1 längs der Streichrichtung rasch von der Oberfläche abgeschnitten. Das Volumen dieser Zone 1 am Westende der Lagerstätte wird auf ca.  $2500\text{ m}^3$  errechnet. Davon wären 60% Erz mit einem Volumen von ca.  $1500\text{ m}^3$ . Hiervon abzuziehen sind die bereits ausgebeuteten  $470\text{ m}^3$  Erz und die  $590\text{ m}^3$  Erz aus der Kategorie A. Es verbleiben somit am Westende ca.  $900\text{ m}^3$  geophysikalisch angezeigtes Erz, das sich hauptsächlich im Norden auf den Rest der Zone 1 verteilt.

Totalvolumen der geophysikalisch angezeigten Erzvorräte (Kategorie B, 1. Klasse):	max.: $31\,700\text{ m}^3$ min.: $6\,400\text{ m}^3$
---	---

Die Mischerze (2. Klasse), die sich auf die Zone 2 verteilen, wurden mit Ausnahme des Profils A nicht weiter geophysikalisch aufgenommen. Aufgrund der geophysikalisch bestätigten Lagerstättenstruktur kann also auch für die Zone 2 (und 3) eine weitere Fortsetzung längs der Streichrichtung angenommen werden.

Im Profil A konnten allerdings keine weiteren Vererzungen unter der Überdeckung ausfindig gemacht werden. Es können somit nur Abschätzungen der minimal vorhandenen Vorräte durchgeführt werden: Erstreckung der Zone 2 von der Westseite bis zum Profil F beträgt 150 m. Zusammen mit einer vererzten Fläche von  $19\text{ m}^2$  ergeben sich  $2900\text{ m}^3$  Mischerze.

Berechnet man den Erzgehalt der Zone 3 mit den gleichen Annahmen, wie sie für die Zone 2 gelten, ergibt dies bei einer vererzten Fläche von  $12\text{ m}^2$  und einer Erstreckung von 150 m rund  $1800\text{ m}^3$  Erz der 3. Klasse.



Kategorie C

Aus der Geologie und Geophysik kann gefolgert werden, dass im verbleibenden Dreieck zwischen Profil E im SW, Ragn digl Plaz im N und dem südlichen Abschluss der Lagerstätte im SE (siehe Figur 16) keine wesentlichen Änderungen im Aufbau der Lagerstätte zu erwarten sind. Die Erzvorräte für die einzelnen Zonen könnten deshalb wie folgt abgeschätzt werden:

Zone 1: Die mittlere Erstreckung längs der Streichrichtung beträgt ca. 70 m. Die vererzte Querschnittsfläche der Zone 1 kann von Kategorie B übernommen werden. Dadurch ergibt sich ein Volumen zwischen 3500 und 20000 m<sup>3</sup> (1. Klasse).

Zone 2: 80 m × 19 m<sup>2</sup> => 1500 m<sup>3</sup> (2. Klasse)

Zone 3: 80 m × 12 m<sup>2</sup> => 900 m<sup>3</sup> (3. Klasse)

Kategorie D

Falls sich im Ragn digl Plaz keine weitere, lagerstättenbegrenzende Störung befindet, und der Gebirgsbau bis zur Falottastörung unverändert bleibt, könnte im Gegenhang des Ragn digl Plaz mit weiteren Vererzungen gerechnet werden. Zwischen der Oberfläche (abzüglich ca. 20 bis 40 m Moränenüberdeckung!) und der Falottastörung verbleibt ein Reststück der Lagerstätte in der Grössenordnung des in Kat. C beschriebenen Abschnitts. Dadurch wären Erzvorräte im Rahmen der unter Kategorie C aufgeführten Grössenordnungen zu erwarten.

3.4.2 Zusammenstellung der Erzvorräte

Max. Erstreckung längs des südlichen Abschlusses	245 m
mittlere Länge parallel zur Streichrichtung, Basis	230 m
Scheitellänge	195 m
mittlere Breite (Basis) senkrecht zur Streichrichtung	148 m
mittlere Breite der Ausbissfläche der Lagerstätte	100 m
mittlere Scheitelhöhe	22 m
mittlere Mächtigkeit	12,5 m
Grundfläche	34000 m <sup>2</sup>
Ausbissfläche der Lagerstätte	23000 m <sup>2</sup>
Querschnittsfläche, senkrecht zur Streichrichtung	1 800 m <sup>2</sup>
Gesamtvolumen der Lagerstätte (Erz + Nebengestein)	0,38 Mio. m <sup>3</sup>
Volumen des geophysikalisch untersuchten Teils (Profile A bis F)	0,29 Mio. m <sup>3</sup>

Tabelle 8: Quantitative Grundlage zur Lagerstättengeometrie

In Tabelle 9 sind die Erzvorräte nach Nachweiskategorien geordnet in den drei folgenden Grössen wiedergegeben:

- *Volumen der Erzvorräte*
- *Gewicht der Erzvorräte:* Das diesen Angaben zugrunde liegende Raumgewicht der Erze wurde für die 1. Erzklasse von GLAUSER (1946) übernommen. Feuchtraumgewichtsmessungen im

Labor ergaben etwas tiefere Werte, was jedoch auf die aufgelockerten Proben (aus den Abraumhalden) zurückzuführen ist. Vom Raumgewicht der 1. Erzklasse ausgehend ( $3,5 \text{ g/cm}^3$ ) wurden unter Berücksichtigung des tieferen Mangangehaltes die mittleren Raumgewichte der 2. Erzklasse ( $3,0 \text{ g/cm}^3$ ) und 3. Erzklasse ( $2,9 \text{ g/cm}^3$ ) ermittelt. Labor-messungen am Erz der dritten Klasse ergaben ein Raumgewicht von  $2,94 \text{ g/cm}^3$ .

- *Metallinhalt der Erzvorräte:* Vom erhaltenen Gewicht der Erzvorräte wurde entsprechend des mittleren Mangangehaltes auf das Gewicht des Metalles geschlossen ( $\text{Mn D} = 7,2 \text{ g/cm}^3$ ).

Erzklasse	Kategorie A	Kategorie B	Kategorie C	Kategorie D
1. Klasse (30 Gew.% Mn, RG ca. 3.5)	590 m <sup>3</sup> Erz 2100 t Erz 630 t Mn	min. 6400 m <sup>3</sup> Erz 22500 t Erz 6700 t Mn  max. 31000 m <sup>3</sup> Erz 111000 t Erz 33000 t Mn	min. 3500 m <sup>3</sup> Erz 12000 t Erz 3600 t Mn  max. 20000 m <sup>3</sup> Erz 70000 t Erz 21000 t Mn	wie Kategorie C
2. Klasse (20 Gew.% Mn, RG ca. 3.0)	19 m <sup>3</sup> Erz 60 t Erz 12 t Mn	2900 m <sup>3</sup> Erz 8700 t Erz 1700 t Mn	1500 m <sup>3</sup> Erz 4500 t Erz 900 t Mn	
3. Klasse (15 Gew.% Mn, RG ca. 2.9)	12 m <sup>3</sup> Erz 35 t Erz 5 t Mn	1800 m <sup>3</sup> Erz 5000 t Erz 780 t Mn	900 m <sup>3</sup> Erz 2600 t Erz 390 t Mn	
Erz/Radi. Wechselagerung* (20 Gew.% Mn, RG ca. 3.0)	1200 m <sup>3</sup> Erz 3600 t Erz 720 t Mn			

Tabelle 9: *Erzvorräte der Lagerstätte Falotta, nach Nachweiskategorien geordnet.*  
(\* = siehe GLAUSER, 1946; RG = Raumgewicht).

### 3.4.3 Zur Frage der Mächtigkeit der quartären Überdeckung

Mit Hilfe der Refraktionsseismik wurde versucht, die quartäre Überdeckungsmächtigkeit zu ermitteln. Es zeigt sich, dass der Fels unter der Überdeckung stellenweise durch Klüftung und Zerrüttung stark aufgelockert ist, was an verschiedenen Aufschlüssen auch beobachtet werden kann. Aufgrund der ähnlichen seismischen Geschwindigkeiten konnte deshalb nicht immer zwischen aufgelockertem Fels und kompakter Moräne unterschieden werden, so dass in vielen Fällen die genaue Mächtigkeit der quartären Überdeckung nicht genau bestimmt werden konnte. In jedem Fall bewegt sie sich aber zwischen der in den Profilen 1:500 eingezeichneten Felstiefe und der Untergrenze der Deckschicht, des sogenannten *Low velocity Layer*. In einigen Fällen konnte in Kombination mit Aufschlüssen (Profil B) und der induzierten Polarisation (Profil E) auf stark gelockerte, vermutlich leicht versackte Gesteinspartien oberhalb der eingezeichneten Felstiefe geschlossen werden. Mit stark aufgelockertem Gestein unter der Überdeckung ist auf der Westseite zwischen den Profilen A und B, auf der Nordseite zwischen den Profilen D und E zu rechnen. Die ermittelten Felstiefen sind in Figur 22 dargestellt.

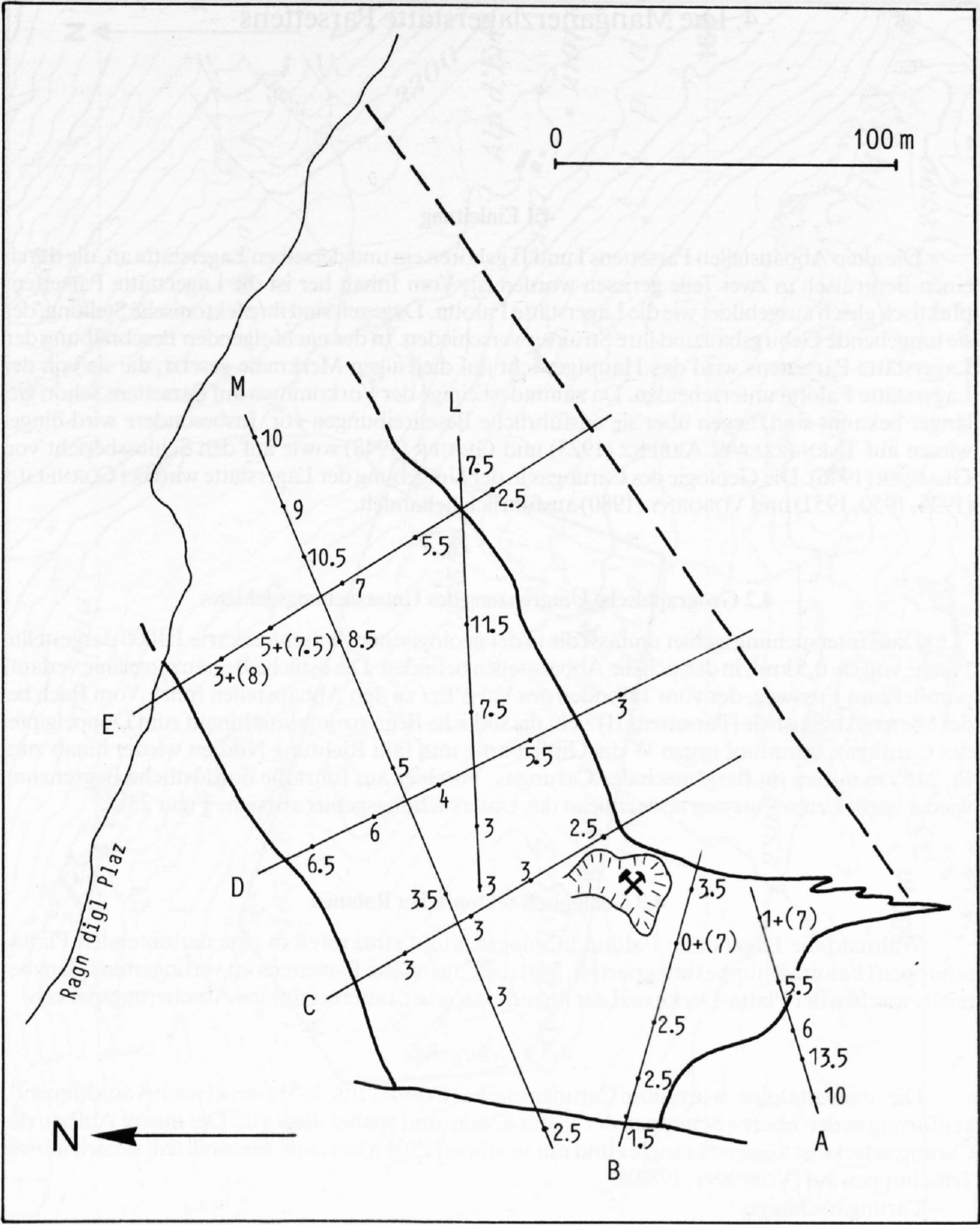


Fig. 22: Überdeckungsmächtigkeiten in Metern im Bereich der Lagerstätte Falotta.

## 4. Die Manganerzlagerstätte Parsettens

### 4.1 Einleitung

Die alten Abbaustellen Parsettens I und II gehören ein und derselben Lagerstätte an, die durch einen Bergrutsch in zwei Teile gerissen worden ist. Vom Inhalt her ist die Lagerstätte Parsettens praktisch gleich ausgebildet wie die Lagerstätte Falotta. Dagegen sind ihre tektonische Stellung, der sie umgebende Gebirgsbau und ihre Struktur verschieden. In der nachfolgenden Beschreibung der Lagerstätte Parsettens wird das Hauptgewicht auf diejenigen Merkmale gesetzt, die sie von der Lagerstätte Falotta unterscheiden. Da zumindest einige der Vorkommen auf Parsettens schon viel länger bekannt sind, liegen über sie ausführliche Beschreibungen vor. Insbesondere wird hingewiesen auf TARNUZZER & ARBENZ (1923) und GEIGER (1948) sowie auf den Schlussbericht von GLAUSER (1946). Die Geologie des Carungas in der Umgebung der Lagerstätte wird bei CORNELIUS (1935, 1950, 1951) und VOBORNY (1980) ausführlich behandelt.

### 4.2 Geographische Umgrenzung des Untersuchungsgebietes

Das Untersuchungsgebiet umfasst die in der geologischen Aufschlusskarte 1:1000 dargestellte Fläche von ca. 0,5 km<sup>2</sup>, in der sich die Abbaustellen befinden. Die östliche Begrenzungslinie verläuft parallel zum Fussweg, der vom Talboden des Val d'Err zu den Abbaustellen führt. Vom Bach bei der oberen Abbaustelle (Parsettens II) zieht die südliche Begrenzungslinie hinauf zum Doppelgipfel des Carungas, umrahmt gegen W die Gipfelpartie und fällt Richtung Norden wieder hinab zum Pt. 2465 m mitten im Bergrutsch des Carungas. Von hier aus führt die nordöstliche Begrenzung wieder zurück zum Fussweg und schliesst das Untersuchungsgebiet ab (siehe Figur 23).

### 4.3 Geologisch-tektonischer Rahmen

Während die Lagerstätte Falotta lithologisch und strukturell in eine der untersten Plattaschuppen (Falottaschuppe) integriert ist, liegt die Lagerstätte Parsettens im verfingernden Grenzbe-  
reich zwischen der Platta-Decke und der ihr auflagernden, unterostalpinen Abscherungsdecken.

#### 4.3.1 Gebirgsbau

Die unterostalpine, wurzellose Carungasdecke (CORNELIUS, 1951) steckt nach S ausdünnend, keilförmig in den oberen Schuppen der Platta-Decke und spaltet diese auf. Der innere Aufbau der Carungasdecke ist äusserst komplex und nur in groben Zügen bekannt. Generell teilt sie sich in zwei Teilschuppen auf (VOBORNY, 1980):

- Carungasschuppe
- Carolsschuppe

Die Carungasschuppe liegt auf der Carolsschuppe und wird vom Malpass-Serpentinit, einer Schuppe der Platta-Decke, überlagert. Beide Carungasschuppen weisen wiederum einen komplexen Internaufbau auf. Die Carungasschuppe führt ausschliesslich kristalline Gesteine und unterostalpine Sedimente bis hinauf zum Dogger, vermutlich inklusive graue Kieselschiefer. Die Carolsschuppe enthält vorwiegend die oberjurassische und unterkretazische Schichtreihe des Unterostalpins.



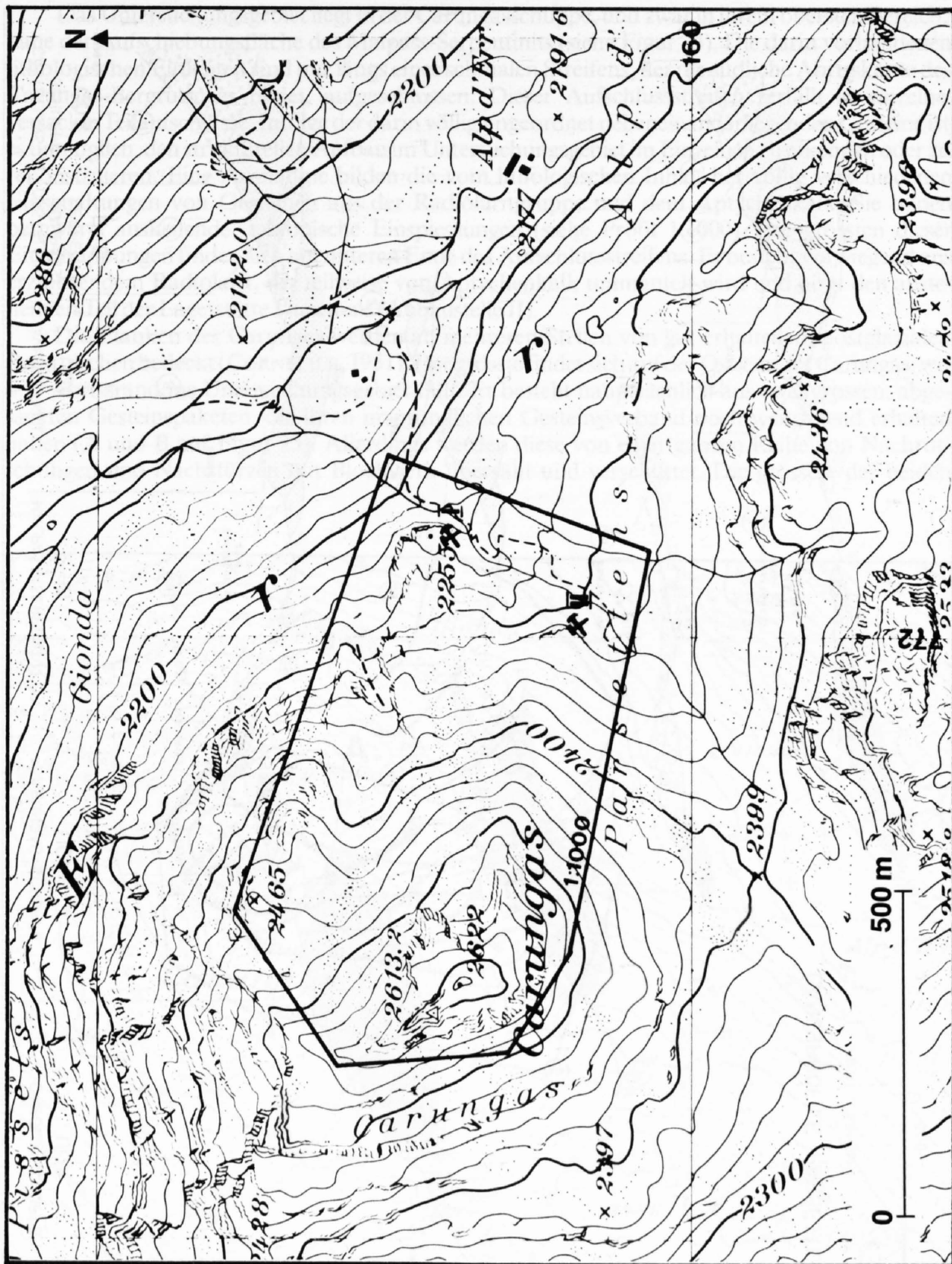


Fig. 23: Geographische Umgrenzung des Untersuchungsgebietes Parsettens. Entspricht dem Rahmen der geologischen Aufschlusskarte 1:1000.

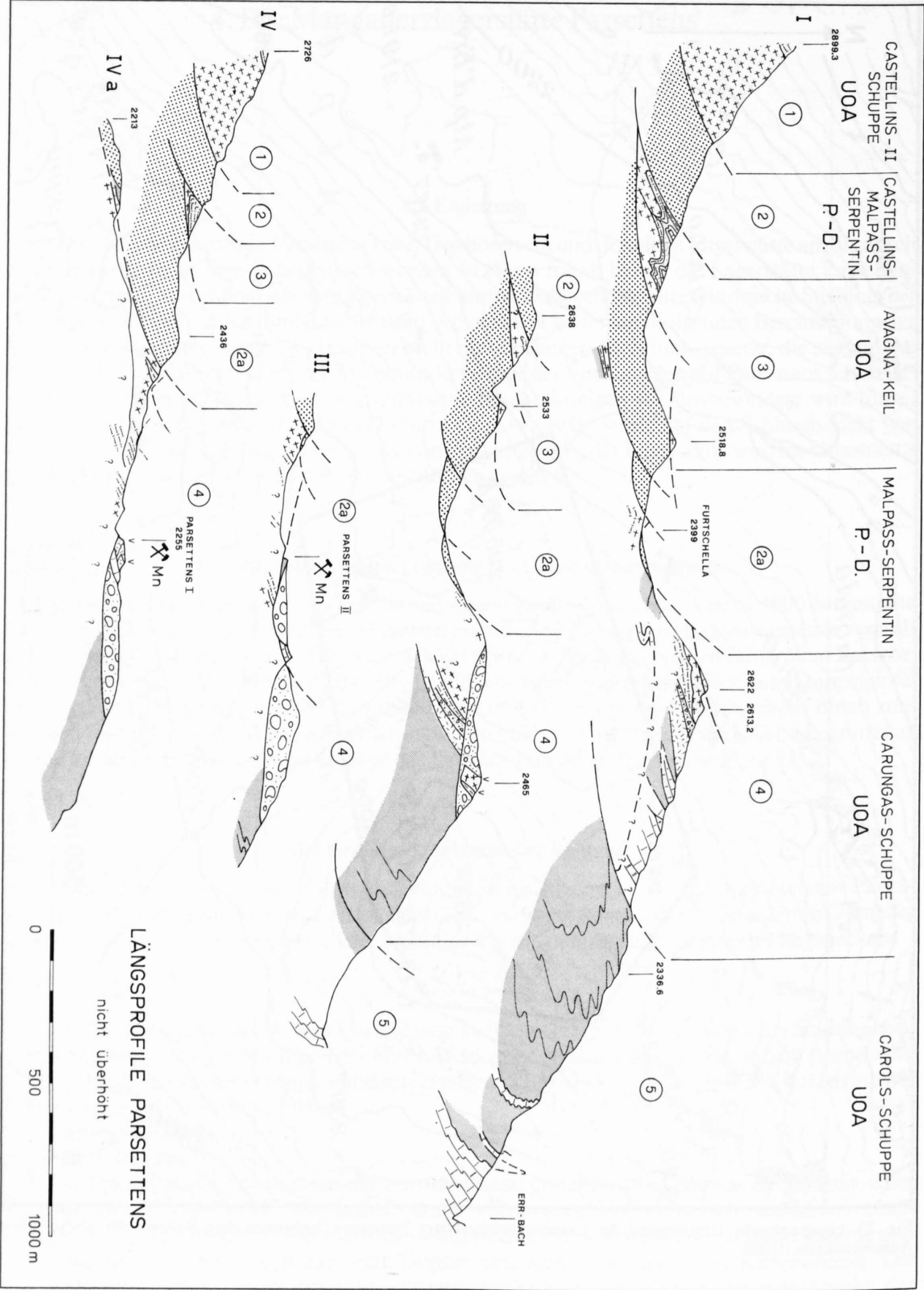


Fig. 24: Längsprofile Parsetten

Das Untersuchungsgebiet liegt in der Carungasschuppe, und zwar in ihrem obersten Bereich, nahe der Aufschiebungsfläche des Malpass-Serpentinit (siehe Figur 24). Die darin vorhandenen lithologischen Einheiten sind nur längs eines schmalen Streifens, der die südliche Abrisskante des Carungas-Berggrutsches bildet, aufgeschlossen. Dieser Aufschlussstreifen zerfällt in einzelne, versackte Teilaufschlüsse. Infolge der darin völlig ungeordnet nebeneinanderliegenden Gesteine ist es unmöglich, den strukturellen Aufbau im Untersuchungsgebiet im Einzelnen zu erkennen oder zu rekonstruieren. Eine Ausnahme bilden die vom lithologischen Inhalt her völlig verschiedenen Einschaltungen von Gesteinen aus der Radiolaritgruppe und dem Aptychenkalk. Sie bilden bergwärts auskeilende, tektonische Einspiessungen (siehe Profil 1:1000). Die grössten dieser Einschuppungen finden sich am unteren Ende des Aufschlussstreifens. Er besteht vorwiegend aus erzführendem Radiolarit, der teilweise von Aptychenkalk ummantelt wird und birgt den anstehenden Teil der Lagerstätte Parsettens (Abbaustelle II).

Die Flanken des Carungas werden an mehreren Stellen von gut erhaltenen, postglazialen Berggrutschen bedeckt (CORNELIUS, 1951). Der grösste findet sich auf der Ostseite des Carungas, wo sein Abrissrand ins Untersuchungsgebiet fällt. Er besteht hauptsächlich aus zwei grossen, abgeackten Gesteinspaketen, die ihren ursprünglichen Gesteinsverband noch weitgehend erhalten haben (A und B auf Figur 25). Allerdings werden diese von einer ganzen Reihe von Nachrutschungen und Nachstürzen mit Blockwerk übersät und verschüttet. Die grössere der beiden

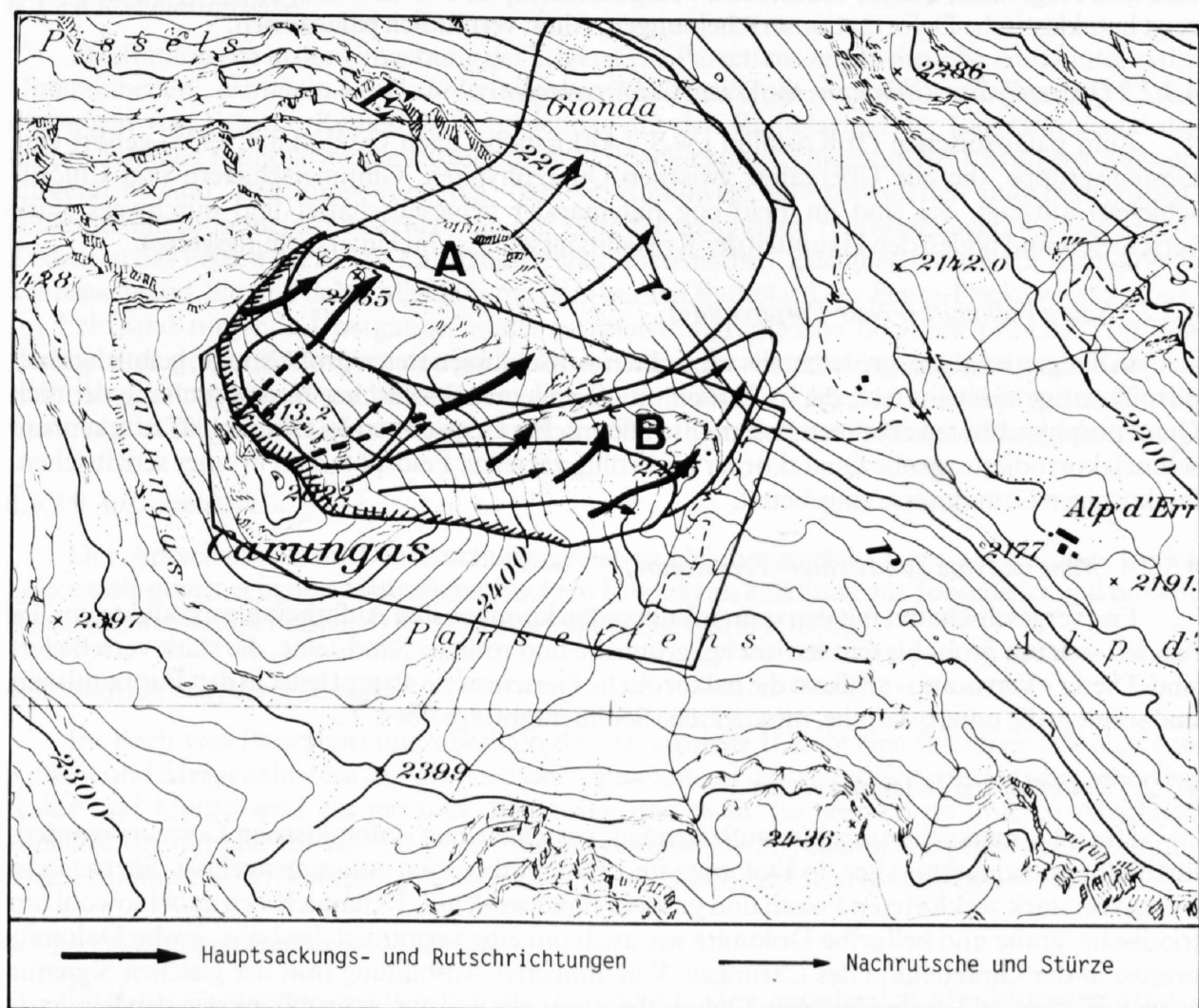


Fig. 25: Carungasberggrutsch

Sackungsmassen (A) besteht vorwiegend aus Kristallin und Dolomit. Sie wird im oberen Teil durch ein grosses Nackental umgrenzt, das einen Absackungsbetrag von mindestens 150 m anzeigt. Der untere Teil dieses Nackentals läuft im Osten in eine Rinne zwischen zweien in der Fallinie verlaufenden Felsrippen aus. Die östliche dieser beiden, scheinbar anstehenden Felsrippen, gehört bereits der zweiten Hauptsackung (B) an, die sich unabhängig und verschieden von der ersten bewegt hat. Sie besteht aus Gesteinen der Radiolaritgruppe, Erz und Aptychenkalk und enthält den in die Tiefe gerissenen Teil der Lagerstätte Parsettens. Allerdings scheint sich dieser abgerutschte Teil unterschiedlich stark bewegt zu haben, wobei die grössten Absenkungsbeträge im nördlichen Teil bei der Abbaustelle I zu suchen sind.

#### 4.3.2 Die lithologischen Kartiereinheiten

Die im Untersuchungsgebiet vorkommenden Gesteine wurden zuletzt von VOBORNY (1980) eingehend beschrieben und mit der Lithostratigraphie des Unterostalpins verglichen. Wir beschränken uns daher auf eine zusammenfassende, stratigraphisch geordnete Wiedergabe der Kartiereinheiten.

##### 4.3.2.1 Granit (*Carungas-Granit*)

Die Granite zeichnen sich durch massige Textur und grünliche Farbtöne aus. Hauptgemengteile sind Plagioklas, Quarz, Chlorit und wenig Kalifeldspat. Der Granit ist kaum verschiefert und zeigt kataklastische Deformationserscheinungen. Alter: vermutlich paläozoisch.

##### 4.3.2.2 Quarzphyllite, Glimmerschiefer und Chloritschiefer

Zum paläozoischen (?) Kristallin i.w.S. (Altkristallin nach CORNELIUS, 1935) gehört eine Gesteinsgruppe, die alle Übergänge zwischen Quarzphylliten, Glimmerschiefern und Chloritschiefern aufzeigt. Sie sind im Feld eng miteinander vergesellschaftet und durchwegs stark verschiefert und bilden den Hauptteil der Kristallinaufschlüsse im Untersuchungsgebiet.

##### 4.3.2.3 Saure Vulkanite («Nair-Porphyroid»)

In einigen wenigen, grösstenteils versackten Aufschlüssen treten grobkörnige, gelblichgrüne, porphyrtartige Gesteine auf, die in Partien mit geringerer tektonischer Beanspruchung deutlich Quarzporphyroblasten erkennen lassen. Ihr vulkanischer Ursprung ist im Dünnschliff zu erkennen; schmelzkorrodierte, grobe Quarzkörner und völlig zersetzte Feldspäte sind in einer serizitischen, feinkörnigen Grundmasse eingebettet.

##### 4.3.2.4 Grüne und rote Sandsteine («Verrucano»)

Eng vergesellschaftet mit den sauren Vulkaniten kommen ihre Aufarbeitungsprodukte vor. Es handelt sich um grob- bis feindetritische, grünliche und rötliche Sandsteine, die stark verschiefert sind. Dieser «Verrucano» schliesst die paläozoische Gesteinsserie ab und leitet in den Buntsandstein und somit in die unterostalpine, mesozoische Sedimentabfolge über.

##### 4.3.2.5 Dolomite und Dolomitbreccien

Die im Untersuchungsgebiet auftretenden, verschiedenen dolomitischen Gesteine wurden, unabhängig von ihrem Alter, in Dolomite und Dolomitbreccien zusammengefasst. Sie treten in Form von stark zerklüfteten Felsen und grobem Blockwerk auf. Es handelt sich dabei sowohl um triadische, graue und hellgelbe Dolomite wie auch um eine vermutlich liasische, grobe Dolomitbreccie in der Gipfelregion des Carungas. Von ähnlicher Ausbildung (mit der gleichen Signatur ausgeschieden) sind die bräunlichen Dolomitbreccien, die wulstig bis grobbankig in den feindetritischen Schiefern der Salterasserie (4.3.2.6) eingeschaltet sind.



#### 4.3.2.6 Tonige und sandige Schiefer (Salteras-Serie)

Braun anwitternde, graue, feinkörnige Sandsteine, welche dünne, gut gebankte Lagen bilden, zeigen alle Übergänge bis zu fein laminierten Tonschiefern. In den dunkelgrauen Tonschiefern treten bisweilen feinste Kalklagen auf. In dieser feinklastischen Abfolge, die der Salteras-Serie (STÖCKLIN, 1949) entspricht, finden sich die groben, klotzigen Einschaltungen von monomikten und polymikten Dolomitbreccien.

#### 4.3.2.7 Graue bis grünliche Kieselschiefer

Nur in einem Aufschluss, in einem abgesackten Gesteinpaket unterhalb des Carungasgipfels, ist der normalstratigraphische Übergang – einer der wenigen im Untersuchungsgebiet – von der Salteras-Serie in die grauen Kieselschiefer zu beobachten. Sie zeigen eine extrem gleichbleibende Ausbildung und bestehen aus fein zersplitternden, grauen bis grünlichen und mehr oder weniger lagigen Kieselschiefern, in die häufig herauswitternde Hornsteinlagen eingelagert sind. Typisch sind auch die ab und zu feststellbaren Einschaltungen dünner Manganerzlagen (Braunit), deren Verwitterung das Gestein mit schwarzvioletten Anflügen überzieht. Diese Kieselschiefer erinnern stark an die Kieselschiefer aus der Gruppe der grauen Schiefer von Falotta. Nach STÖCKLIN (1949) leiten diese Kieselschiefer (Oxford) von der detritischen Salteras-Serie (Dogger) in die pelagische Sedimentation des oberen Jura mit Radiolarit und Aptychenkalk über.

#### 4.3.2.8 Radiolaritgruppe

Die Radiolarite in der Umgebung der Lagerstätte Parsettens zeigen dieselbe Aufteilung in die Untereinheiten; *erzführender Radiolarit/bunter Radiolarit/rote, kalkführende Tonschiefer*, wie diejenigen von Falotta. Keinesfalls vergleichbar mit den Radiolariten der Lagerstätte sind die unterostalpinen Radiolarite, die ausserhalb des Untersuchungsgebietes an der Carungasnordseite aufgetürmt sind. Begehungen zeigten, dass sie durchwegs aus rotvioletten und mattgrünen, gebänderten Tonschiefern bestehen, die mit zum Teil mächtigen Hornsteinlagen wechsellagern. Zudem ist das Fehlen der für die Lagerstätten charakteristischen, leuchtend roten Radiolaritvarietät kennzeichnend. Sie sind daher allenfalls mit dem bunten Radiolarit der Platta-Decke vergleichbar. Im Feld sind nirgends Übergänge, weder normalstratigraphische noch tektonische, von den Radiolariten der Lagerstätte zu den grauen Kieselschiefern oder zu den unterostalpinen Radiolariten der Carungasdecke zu beobachten. Die Radiolarite der Lagerstätte sind atypisch für die Carungasdecke und nicht ohne weiteres in die unterostalpine Sedimentabfolge einzugliedern.

#### 4.3.2.9 Aptychenkalk

Der Aptychenkalk im Untersuchungsgebiet ist gleich ausgebildet wie auf Falotta. In der Lagerstätte grenzt er in normalstratigraphischem Kontakt an kalkführende Tonschiefer und bunten Radiolarit aus der (pennischen) Radiolaritgruppe (siehe Karte 1:1000).

#### 4.3.2.10 Kalk und Mergelschiefer

Im Bach von Parsettens und oberhalb der Abbaustelle II steht eine fossilfreie Abfolge von Kalken und Mergelschiefern an, die nach oben zunehmend in kalkige Tonschiefer übergeht. Die Kalke und Mergel sind gut gebankt, feinkörnig und dicht. Sie werden im unteren Abschnitt zunächst von dünnen Tonschieferzwischenlagen getrennt, deren Mächtigkeit gegen oben kontinuierlich zunimmt. Alter: vermutlich Unterkreide (siehe Neocomschiefer, STÖCKLIN, 1949).

#### 4.3.2.11 Glaziale Ablagerungen (Quartär)

Im Untersuchungsgebiet können morphologisch zwei verschieden alte Moränen ausgeschieden werden. Nicht weiter gliederbar sind die alles überdeckenden (inklusive Gipfel des

Carungas) und teilweise mitabgerutschten glazialen Ablagerungen der letzten (?) Hauptvereisung (Würm). Sie werden an den Talflanken des Val d'Err von spätglazialen Bildungen (zwischen Hochwürm und Postglazial) überdeckt. Dieser Talgletscher bildet beidseits der Talachse des Val d'Err sehr gut erhaltene, hohe Seitenmoränenwälle, die mehrere Gletschervorstösse anzeigen. Aus dem Vergleich mit glazialmorphologischen Untersuchungen in den umliegenden Tälern (MAISCH, 1981) sind diese Seitenmoränen dem Egesenstadium (-10 200 a) zuzuordnen. Sie sind somit jünger, als von CORNELIUS (1951) postuliert. (Daun, -12000 a).

#### 4.4 Struktur der Lagerstätte

Die Lagerstätte (erzführender Radiolarit und Erzkörper) auf Parsettens bildet mitsamt ihrer erzfreien, normalstratigraphischen Auflagerung (bunter Radiolarit und Aptychenkalk) einen in die Carungasschuppe eingespiessten Keil. Der ganze Komplex steckt, bergwärts ausdünnend, in der SE-Flanke des Carungas. Er ist längs seiner Streichrichtung aufgeschlossen, wobei der Carungasbergrutsch den nördlichen, grösseren Teil in die Tiefe gerissen hat.

##### 4.4.1 Strukturelle Verhältnisse im anstehenden Teil der Lagerstätte

Im anstehenden Teil der Lagerstätte bildet der erzführende Radiolarit eine in sich mehr oder weniger isoklinal verfaltete, überkippte Antiform, die verquetscht und zerbrochen ist (siehe Profile A und B). Diese Muldenstruktur, die in ihrem Kern den Hauptvererzungsbereich der Lagerstätte enthält, weist eine mittlere Achsenebenschieferung auf, welche mit 30° gegen W einfällt. Das mittlere Fallazimut der dazugehörenden Faltenachsen beträgt 10°, wobei eine beträchtliche Streuung zwischen 348° und 21° festgestellt wird. Diese zeigt eine leichte Umbiegung der Lagerstättenachse von NNE im Süden nach NNW im Norden an. Der Fallbetrag der Faltenachsen beträgt im Mittel 7°.

Randlich schliessen sich an den erzführenden Radiolarit – allerdings nur in wenigen Aufschlüssen im Liegenden der Lagerstätte erkennbar – bunter Radiolarit und Aptychenkalk an, die in tektonisch kontrollierter, stark wechselnder Mächtigkeit die Lagerstätte umgeben. Der tektonische Kontakt zu den Gesteinen der Carungasschuppe ist nur an einer Stelle, in den Abraumhalden der Abbaustelle II, direkt ersichtlich. Er zeigt zwischen dem erzführenden Radiolarit der Lagerstätte und der angrenzenden Salteras-Serie eine auf wenige Zentimeter tektonisch reduzierte Abfolge von *buntem Radiolarit*, *Aptychenkalk* und *Kristallin*.

##### 4.4.2 Strukturelle Verhältnisse im abgerutschten Teil der Lagerstätte

In den Trümmern des abgerutschten Teils der Lagerstätte zeichnet sich die gleiche Struktur ab. Die südliche der beiden Felsrippen, welche die Hauptsackungsmassen des Bergrutsches voneinander trennen, befindet sich etwa auf der gleichen Höhe wie die Abbaustelle II und bildet den nördlichen Abschluss der Einfaltung. Ihr Gesteinsverband ist zwar stark aufgelockert, zeigt aber deutlich die von mächtigem Aptychenkalk ummantelte, überkippte Antiform, in deren Kern der vererzte Radiolarit liegt. Dieser Aufschluss lässt ungefähr die bergwärtige Eindringtiefe der Lagerstätte erkennen. Er zeigt eine ca. 40 bis 50 m tiefe Fortsetzung der Lagerstätte bis zur Scheitellinie der Umbiegung (siehe Profil C 1:1000). Weiter gegen Süden, in Richtung der Abbaustelle I, haben sich die Gesteine zunehmend weiter nach unten bewegt. Dies äussert sich in der zunehmenden Desintegration des Gesteinsverbandes, der bei der Abbaustelle I schliesslich nur noch in ein loses Haufwerk übergeht. Dabei werden die verschiedenen lithologischen Einheiten aber nur unbedeutend untereinander vermischt, so dass eine noch weitgehend geordnete Verteilung des Blockwerks vorliegt.

Aufgrund ihrer Lage ist die Abbaustelle I als die direkte, nördliche Fortsetzung des bei der Abbaustelle II anstehenden Teils der Lagerstätte zu betrachten. Daraus ergibt sich ein maximaler

Abrutschungsbetrag von ca. 300 m mit einer Höhendifferenz von ca. 70 m. Die Herkunft des nördlichen, vermutlich weniger weit abgerutschten Endes der Lagerstätte kann infolge der Nachrutsche nicht mehr lokalisiert werden. Der Tiefgang der Abrutschung übersteigt kaum 50 m. Die Abbaustelle I zeigt bergwärts eine zunehmende Ordnung im Gesteinsverband. Es ist daher möglich, dass unterhalb der Rutschung im Anstehenden eine Fortsetzung besteht.

#### 4.5 Internstruktur und Inhalt der Lagerstätte

Die Internstruktur und der Inhalt der Lagerstätte sind in ähnlicher Weise wie auf Falotta ausgebildet. Im folgenden soll deshalb nur auf einige bestimmte, für die Lagerstätte Parsettens charakteristische Merkmale eingegangen werden.

##### 4.5.1 Erzkörper

Die Erzausbisse auf Parsettens weisen häufig langgestreckte, relativ geringmächtige und schichtförmige Formen auf. Dies ist auf die parallel zur Streichrichtung verlaufenden Aufschlüsse zurückzuführen. Senkrecht zur Streichrichtung findet sich nur ein einziger, grösserer Aufschluss in der obersten Sohle der Abbaustelle I. Er zeigt, dass die Erzkörper analoge Formen aufweisen, wie sie hauptsächlich in der Zone 1 auf Falotta auftreten und auch gleichartig im Nebengestein eingebettet sind. Die Erzkörper auf Parsettens werden oft auch durch kleine Brüche versetzt; es finden sich jedoch nicht die für Zone 3 von Falotta typischen, zerbrochenen und abgerissenen Erzkörper. Charakteristisch für die Erzkörper von Parsettens ist, dass sie an ihren Enden nicht abrupt aussetzen, sondern dazu neigen, in eine Wechsellagerung von Erz und Nebengestein überzugehen.

Aus dem Aufschluss von solchen Wechsellagerungen kann aber nicht unbedingt auf die Präsenz von Erzkörpern geschlossen werden. Die Dimensionen der Erzkörper bewegen sich wiederum in der gleichen Grössenordnung wie auf Falotta. Von Süden nach Norden ist ein stetes Abnehmen der Erzkörpergrösse festzustellen. Die grössten Erzkörper mit über 100 m<sup>3</sup> Volumen wurden in der Abbaustelle II erschürft (GLAUSER, 1946). Geringere Volumina fanden sich in der Abbaustelle I, hauptsächlich infolge des durcheinandergeworfenen internen Aufbaus der Lagerstätte. Trotzdem ist weiter gegen Norden ein Abklingen der Mächtigkeit der Vererzungen nicht zu übersehen, was auch TARNUZZER & ARBENZ (1923) schon auffiel. Die meisten Erzkörper sind im Kern der Lagerstätte angehäuft. Die gegen Norden in schweifendem Winkel zur Oberfläche ausstechende Lagerstättenachse, angezeigt durch den ganz im Norden umlaufenden bunten Radiolarit, bestätigt dies auf eindruckliche Weise.

##### 4.5.2 Inhalt der Erzkörper

Infolge der gleichmässig starken, tektonischen Beanspruchung der Lagerstätte weisen alle Erzkörper einen ähnlichen Erzinhalt auf. Es handelt sich in allen Fällen vorwiegend um Brauniterz. Erzagglomerate von Typ 1 sind dabei am häufigsten, rein kataklastische Brauniterze (Typ 2) dagegen selten. Auffallenderweise führen die meisten Erzkörper Erzneubildungen gemäss Erztyp 3. Diese sind allerdings nicht gleichmässig in den Erzkörpern verteilt, sondern sind nur dort anzutreffen, wo Brüche oder Schieferung das Brauniterz penetrativ durchsetzen. Mengenmässig fallen die Erzneubildungen kaum ins Gewicht. Auf Parsettens konnten nirgends Erzkörper gefunden werden, die, wie in Zone 3 von Falotta, völlig umgewandelt worden sind. Somit fällt auch eine Zonierung der Lagerstätte nach vorherrschenden Erztypen wie auf Falotta dahin.

##### 4.5.3 Nebengestein

Lithologisch ist der erzführende Radiolarit von Parsettens nicht von dem von Falotta zu unterscheiden. Allerdings ist er auf Parsettens generell weniger stark, dafür aber gleichmässiger,



tektonisch beansprucht worden. Scharfe Wechsel im Deformationsgrad des Nebengesteins wie in Falotta sind nicht zu erkennen. Das Nebengestein weist zwar überall eine starke Schieferung und Zerschierung auf, die primäre Bänderung bleibt jedoch durchwegs mehr oder weniger erkennbar. Auch sind im Gegensatz zu Falotta Erzbänder im Nebengestein eine häufige Erscheinung.

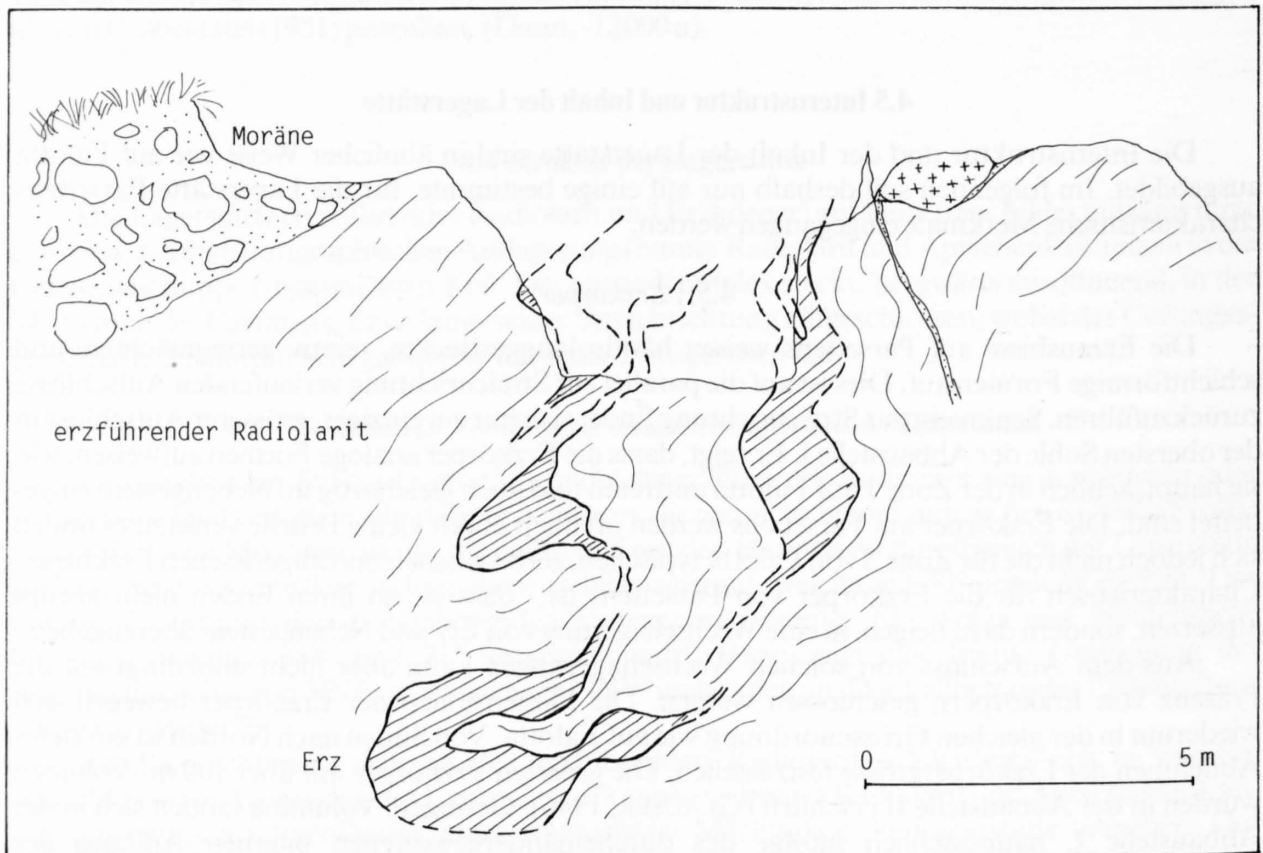


Fig. 26: Form und Einlagerung der Erzkörper in Parsettens. Einblick senkrecht zur Streichrichtung der Lagerstätte. Abbaustelle I, oberste Sohle.

#### 4.6 Tektonische Zugehörigkeit der Lagerstätte Parsettens

Die vorangehend erwähnten Angaben zur Lithologie und Struktur der Lagerstätte und ihrer Beziehung zum lokalen Gebirgsbau erlauben es, die bisher umstrittene Zugehörigkeit und Stellung der Lagerstätte Parsettens zu klären und sie der Platta-Decke zuzuordnen. Hiefür sprechen die folgenden Argumente:

- Lithologisch sind Erz und Nebengestein identisch mit dem von Falotta. Folglich dürfte auch hier die Erzbildung im Zusammenhang mit einem penninischen Metabasit der Platta-Decke stehen (aus dem Unterostalpin sind weder basische Vulkanite noch vergleichbare Vererzungen bekannt).
- Strukturell steckt die Lagerstätte in der Carungasschuppe als überkippte Antiklinalstruktur. Infolge des Geländeanschnittes ist von ihr aber nur gerade die Scheitelregion erhalten geblieben, so dass, falls sie an der Basis basische Gesteine führte, diese ohne Zweifel der Erosion zum Opfer gefallen sind.
- Tektonisch steckt die Lagerstätte im Grenzbereich zwischen der Carungasschuppe und der darüberfolgenden Platta-Schuppe (Malpass-Serpentinit). Die Überschiebungsfläche streift in flachem Winkel die Südflanke des Carungas. Wie aus einem Aufschluss im hintersten Val



d'Err (nördlich oberhalb Pt. 2213 m) hervorgeht, führt diese Platta-Schuppe an ihrer Basis eine reduzierte Abfolge von Radiolarit und Aptychenkalk in Verkehrtlagerung sowie Fetzen von Metabasiten. Es ist somit durchaus möglich, die Lagerstätte tektonisch dieser Platta-Schuppe zuzuordnen, zumal die Achsenebene der Lagerstätte in diese Überschiebungsfläche hineingreift. Die Lagerstätte kann deshalb als ein in die Carungas-Decke eingespiesseter Teil der Basis des Malpass-Serpentinits betrachtet werden. Solche tektonische Einspiessungen sind für diesen Teil der Platta-Decke typisch.

## 4.7 Quantitative Angaben zum Erzinhalt der Lagerstätte

### 4.7.1 Mangangehalte

Für die Mangangehalte der Erzkörper von Parsettens gilt grundsätzlich das gleiche wie in Falotta. GEIGER (1948) weist darauf hin, dass die Erze von Parsettens generell dichter und weniger stark von Quarzausschwitzungen begleitet sind. Ansonsten sind sie von den Brauniterzen von Falotta nicht zu unterscheiden. Eine Analyse einer industriellen Durchschnittsprobe (GLAUSER, 1946) ergab 36,6 Gew. % Mn, 36,5% SiO<sub>2</sub> und 1,8% Fe. Die durchschnittlich um 3 bis 5% erhöhten Mn-Gehalte, die GEIGER (1948) festgestellt hat, sind vermutlich auf die schwächere tektonische Beanspruchung zurückzuführen.

### 4.7.2 Vorratsabschätzungen

#### 4.7.2.1 Einteilung der Erzvorräte

In Anlehnung an die Einteilung der Erzvorräte in Falotta (vgl. 3.6.1.1) werden in Parsettens die folgenden Vorratskategorien ausgeschieden:

Kategorie A : Durch Erzausbisse und Schürfungen nachgewiesene Erzvorräte.

Kategorie B : fehlt, da keine geophysikalische Prospektion durchgeführt wurde.

Kategorie C : Aus der Geologie und Struktur der Lagerstätte gefolgerte Erzvorräte.

Kategorie D : Spekulative Erzvorräte.

Infolge der gleichmässigen Ausbildung der Erze auf Parsettens ist keine Unterteilung in verschiedene Erzklassen nötig.

#### 4.7.2.2 Erzvorräte im anstehenden Teil der Lagerstätte

Die sicher vorhandenen Erzreserven wurden von GLAUSER (1946) auf ca. 230 m<sup>3</sup> Erz errechnet. Diesen überprüften Angaben ist nichts anzufügen.

#### Kategorie C

Der Hauptvererzungsbereich im Kern der Lagerstättenstruktur wurde während des Abbaus in seiner gesamten Erstreckung auf einer Länge von 80 m in einer Pinge ausgebeutet. Die durchschnittliche Abbautiefe beträgt ca. 6 m, die Abbaubreite ca. 2 m. Daraus wurden zwischen 1941 und 1945 insgesamt 2200 t oder 630 m<sup>3</sup> Erz gefördert. Dies entspricht einem Erzanteil von annähernd 65%, in der gleichen Grössenordnung wie in der Kernzone I von Falotta (60%).

Der Hauptvererzungsbereich der Lagerstätte Parsettens verläuft bergwärts, wie am Nordende des abgerutschten Teils der Lagerstätte beobachtet werden kann. Die bergwärtige Fortsetzung des Hauptvererzungsbereichs, mit einem ähnlichen Erz/Nebenstein-Verhältnis, kann somit höchstens auf 20 m extrapoliert werden. Für eine weitere Erstreckung längs der Lagerstättenachse bestehen keine geologischen Anhaltspunkte. Eine Verbreiterung der Erzzone ist sehr unwahrscheinlich. Aus

diesen Angaben ergibt sich ein Restvolumen des Hauptvererzungsbereichs von ca. 3000 m<sup>3</sup>. Der Erzanteil wird in Anbetracht der Unsicherheit auf 60% herabgesetzt, wodurch sich 1800 m<sup>3</sup> möglich vorhandenes Erz ergeben.

Kategorie D

Strukturell lässt sich kein weiterer Hauptvererzungsbereich in der Lagerstätte auch nur andeutungsweise erkennen. Wie oberhalb der Abbaustelle I zu ersehen ist, liegt bis zur Hangendbegrenzung, die dort durch den direkten Kontakt von erzführendem Radiolarit zu Kristallin gekennzeichnet ist, keine weitere Vererzung vor. Allerdings könnte eine solche durch den Rutsch verwischt sein.

Falls unterhalb der Moräne im anstehenden Teil der Lagerstätte eine weitere, grosse Vererzungszone liegen sollte, so könnte diese mit einer tektonischen Verdoppelung durch innere Verschuppung oder Rückfaltung des Hauptvererzungsbereichs erklärt werden. In diesem Fall wäre mit weiteren Erzreserven in der Grössenordnung von 2000 m<sup>3</sup> zu rechnen.

4.7.2.3 Erzvorräte im abgerutschten Teil der Lagerstätte

Kategorie A

In der Abbaustelle I sind nur noch in der obersten Sohle abbauwürdige Erzkörper vorhanden. Zusammen mit den abbauwürdigen, aufgeschlossenen Erzkörpern im übrigen Bereich ergibt sich nach GLAUSER (1946) eine sicher vorhandene Erzmenge von ca. 8,5 m<sup>3</sup>.

Kategorie C

Infolge des durcheinandergeworfenen Aufbaus des abgerutschten Teils der Lagerstätte können keine möglichen Erzvorräte angegeben werden. Weitere Erzkörper sind zwar sehr wahrscheinlich, doch sind sie mit geologischen und strukturellen Aufnahmen allein nicht lokalisierbar.

Kategorie D

Im abgerutschten Teil der Lagerstätte kann der Verlauf der Achse, entlang derer der Hauptvererzungsbereich liegt, rekonstruiert werden. Ob und wieviel Erz sich unter dem Blockschutt befindet, bleibt aber völlig ungewiss. Unter günstigsten Verhältnissen könnte die in der Abbaustelle geförderte Erzmenge (1764 t) ungefähr um einen Faktor 2 (= zweimal die Abbaubreite längs der Streichrichtung) vergrössert werden, es ergeben sich somit weitere 3500 t nicht weiter lokalisierbare, spekulative Erzvorräte.

	Kategorie A	Kategorie C	Kategorie D
Im anstehenden Teil der Lagerstätte	220 m <sup>3</sup> Erz 770 t Erz 250 t Mn	1800 m <sup>3</sup> Erz 6300 t Erz 2000 t Mn	wie C
Im abgerutschten Teil der Lagerstätte	8,5 m <sup>3</sup> Erz 30 t Erz 10 t Mn		1000 m <sup>3</sup> Erz 3500 t Erz 1100 t Mn

Tabelle 10: Zusammenstellung der Erzvorräte der Lagerstätte Parsettens.

## 5. Zur Entstehung der Lagerstätten

Im Gemeindegebiet von Tinizong sind zwei voneinander getrennte Lagerstätten zu unterscheiden: Falotta und Parsettens. Aus ihrem Vergleich folgt:

- identischer Erzinhalt und Nebengestein
- tektonische Anhäufung der Erzkörper in beiden Fällen
- unterschiedliche tektonische Überprägung von Erz und Nebengestein
- unterschiedlicher, tektonisch bedingter Lagerstättenbau
- unterschiedliche, tektonische Stellung innerhalb der stark verschuppten Platta-Decke.

Es handelt sich um synsedimentär gebildete Erze in der erzführenden Fazies der penninischen Radiolaritgruppe. Die Entstehung beider Lagerstätten ist von zwei Faktoren abhängig, die beide zu einer Erzanreicherung führten:

- die primäre, synsedimentäre Erzablagerung
- die alpine Gebirgsbildung

Obwohl die primären Ablagerungsräume vermutlich weiter auseinander gelegen haben als die Lagerstätten heute (aufeinandergestapelte Platta-Schuppen), zeichnet sich aus den oben erwähnten Punkten für beide Lagerstätten eine vergleichbare Ausgangslage vor der alpinen Gebirgsbildung ab. Diese führte auf unterschiedliche Weise in beiden Fällen zur weiteren Anhäufung und teilweiser Umwandlung der Erze und prägte den Lagerstätten ihre verschiedene Struktur auf.

### 5.1 Ablagerungsmilieu

Alle wichtigen Manganvererzungen treten – abgesehen von den völlig unbedeutenden Vererzungen im unterostalpinen Radiolarit und den faziell ähnlichen, grauen Kieselschiefern – nur in der erzführenden Fazies der Radiolaritgruppe der Platta-Decke auf. Aus den Feldbeziehungen (Untersuchungsgebiet Falotta) wie aus der Lithologie des erzführenden Radiolarits ist eine enge, genetische Verknüpfung mit den basischen Effusivgesteinen ersichtlich. Sie drückt sich in einer normalstratigraphischen Abfolge aus, die mit der submarinen Extrusion basischer Effusivgesteine beginnt (siehe Figur 4). Diese ist durch den Erguss von Pillow-Laven sowie massiver Diabase gekennzeichnet und endet mit der Ablagerung feinstkörniger, tuffogener Gesteine. Darüber setzt eine pelagische Sedimentation roter Tiefseetone ein (basale Tonschiefer des erzführenden Radiolarits). Sie enthält vereinzelt Radiolarien und grünliche Hornsteine. Die sehr hohen Albitgehalte, die nur röntgenographisch nachgewiesen werden könnten, führen wir auf eine starke Vermengung der Tone mit vulkanogenem Detritus in der Tonfraktion zurück. Der Ursprung dieses vulkanogenen Materials ist ungewiss. Es könnte sich sowohl um Schwebestoffe aus weiter entfernten Extrusionsherden als auch um submarine Verwitterungs- und Erosionsprodukte der basischen Effusivgesteine handeln. Der Übergang von den basalen Tonschiefern zu den gebänderten Kieselschiefern (Typ I) kennzeichnet sich durch:

- Rückgang des feindetritischen Anteils
- Rückgang der Albitgehalte
- massenhaftes Auftreten von Radiolarien
- Ausbildung gebankter, stark kieseliger Sedimente infolge Auflösung der absedimentierten Radiolarien (LANCELOT, 1973).

Da die stratigraphisch höheren Einheiten der Radiolaritgruppe beinahe fossileer und allgemein weniger kieselig ausgebildet sind, kann das starke Aufkommen der Radiolarien ebenfalls im Zusammenhang mit dem Vulkanismus gebracht werden, der eine erhöhte Kieselsäurezufuhr ins Meerwasser nach sich zieht. Der vergleichsweise geringe Fossilgehalt der basalen Tonschiefer ist vermutlich auf eine stark erhöhte Sedimentationsrate im Vergleich zur gebänderten Abfolge zurückzuführen. Diese erhöhte Sedimentationsrate kann durch die Vermengung des Tiefseetons mit vulkanogenem Feindetritus verursacht werden. Sie klingt generell kontinuierlich, im Detail aber schubweise, ab. Das Ablagerungsmilieu des erzführenden Radiolarits wird somit stark durch den abklingenden, submarinen Vulkanismus beeinflusst.

## 5.2 Bildung der Erze

Die Bildung der Manganerze im erzführenden Radiolarit wird durch eine scharfe, synsedimentäre Fraktionierung von Mangan und Eisen charakterisiert, die sich auch im Nebengestein widerspiegelt (siehe 2.2.2.1 und GEIGER, 1948). Diese Fraktionierung weist auf einen wechselhaften, schubartigen Absatz entweder von Mangan oder von Eisen (Kieselschiefer Typ II) während der Ablagerung des erzführenden Radiolarits. Das Mangan wurde weitaus stärker angereichert (über 40%) als das Eisen (max. 20%  $\text{Fe}_2\text{O}_3$ ). Aus diesem Grund kann die Genese der Manganerze nicht mit «hydrogenen» Erzbildungen (im Sinne von Manganknollen usw.) der Tiefsee verglichen werden (MARGOLIS & BURNS, 1976; HUBRED, 1975). Die fraktionierte Ablagerung und Anreicherung von Mn und Fe, welche in der Natur prinzipiell auf verschiedene Weise möglich ist (KRAUSKOPF, 1957), kann durch den vorgegebenen Ablagerungsraum mit hydrothermalen Prozessen im Anschluss an den Vulkanismus erklärt werden (ROY, 1981). Der hierbei ablaufende Vorgang kann wie folgt schematisch umrissen werden:

In den Untergrund eindringendes Meerwasser wird aufgeheizt, wobei unter anderem Fe und Mn aus dem Nebengestein (Basite) ausgelaugt werden. Die heissen und mit diesen Metallen angereicherten Wasser steigen entlang von Störungen wieder auf und treten an der Oberfläche aus. Durch die Vermischung mit dem Meerwasser werden diese abgeschreckt und aufoxidiert, dabei fällt das leichter oxidierbare Fe zuerst aus. Anschliessend, in grösserer Entfernung und zusätzlich durch das erhöhte Mn/Fe-Verhältnis begünstigt (KRAUSKOPF, 1957), schlägt sich das Mn nieder.

In diesem Sinn kann insbesondere auf das Modell von BONNATI et. al. (1976) verwiesen werden. Es beruht auf den Manganerzlagerstätten von Ligurien (BURCKHARDT, 1956; DE NEGRI & RIVALENTI, 1971), die mit den Lagerstätten von Tinizong Übereinstimmung in vielerlei Hinsicht aufweisen.

Die hydrothermale Tätigkeit führte, wie am Beispiel von Falotta festzustellen ist, zur primären, fleckenhaften Verteilung und Anhäufung der Vererzungen im Nebengestein. Die Brauniterzlagen treten bevorzugt geschart, übereinander und nebeneinander liegend auf. Die Ausbildung solcher fleckenartiger Vererzungszentren wird von CRERAR et. al. (1982) auf lokale, hydrothermale (kleine) Konvektionszellen zurückgeführt, die sich über Brüchen und Störungen der Basite bildeten. Diese Interpretation fügt sich im Gegensatz zu BONNATIS «spreading center» besser in das unruhige Relief des ursprünglichen Ablagerungsraums der Platta-Decke ein. Es sei hier bereits darauf hingewiesen, dass diese fleckenhafte, primäre Anhäufung der Manganerze die primäre Anlage und Voraussetzung zur Bildung der Erzkörper der Lagerstätten darstellt. Zu den prätektonisch gebildeten Erzmineraleinheiten gehören der Braunit und teilweise auch der Sursassit. Beide werden aber meines Wissens nicht in vergleichbaren, rezenten Manganerzen der Tiefsee gefunden. Dort liegt das Mangan in Form von Oxiden und Hydroxiden als  $\text{Mn}^{4+}$  vor (BONNATI et. al., 1976, u.a.). Daraus müssen die Brauniterze also postsedimentär durch Reaktion mit Quarz noch vor der Gebirgsbildung hervorgegangen sein (spätdiagenetisch?). Dabei wurde das  $\text{Mn}^{4+}$  in  $\text{Mn}^{3+}$  und  $\text{Mn}^{2+}$  (Braunit) überführt. Unklar bleibt in diesem Zusammenhang die Bildung des Sursassits, der neben



$Mn^{2+}$  noch ca. 23 Gew.%  $Al_2O_3$  enthält (GEIGER, 1948). Der Sursassit zeigt eine schon früh angelegte, räumliche Trennung vom Brauniterz. Somit liegen zwei getrennte Manganphasen vor. Der grösste Teil des Mangans verhartete dabei seit der Ablagerung immobil im Nebengestein und liegt, stark angereichert, als Braunit vor. Ein kleiner Teil des Mangans dagegen, vermutlich wegen der grösseren Mobilität des  $Mn^{2+}$ , zirkulierte im Nebengestein und hat sich grösstenteils konkretionär angereichert, wo er in Sursassitaggregate umgewandelt wurde.

### 5.3 Auswirkungen der alpinen Tektonik

Der Bau der Lagerstätten ist durch eine mehrphasige Tektonik charakterisiert, die sich sowohl im Gebirgsbau wie in der Bildung und Anhäufung der Erzkörper widerspiegelt. Der eigentlichen Herausbildung der vorliegenden Lagerstättenstrukturen, die im Zusammenhang mit der Verschuppung der Platta-Decke entstanden, ging in einer ersten Phase (vermutlich mit der Platznahme der ultrabasischen Gesteine) eine intensive Faltung voraus, die insbesondere die Sedimentgesteine stark erfasste. Herausbildung von  $S_1$  parallel zu  $S_0$  sowie  $S_2$  als Hauptschieferung (Achsenebenschieferung). Dabei verhielten sich die Brauniterzlagen viel rigider als die leicht faltbaren Radiolarite. Dies hatte einerseits die Auspressung von Nebengestein zwischen Erzlagen zur Folge und andererseits die Akkumulation von Brauniterzbruchstücken in Faltenscheiteln. Die Faltung führte also überall wo sich primäre Erzanreicherungen befanden, zur tektonisch bedingten Kompaktion der Erze und damit zur Bildung der grösseren und praktisch interessanten Erzkörper. In einer zweiten Phase erfolgte die homoaxiale Weiterverfaltung und Verschuppung der Platta-Decke. Innerhalb der Schuppen bildete sie bevorzugt Grossstrukturen aus, wie am Beispiel der Falottaschuppe gezeigt werden kann. Die Abtrennung der einzelnen Schuppen erfolgte vermutlich entlang älterer Störungen (alte hydrothermale Förderkanäle?) und endete mit der ziegelartigen Auftürmung der Schuppen. Hierbei wurde  $S_2$  verfaltet,  $S_3$  angelegt und verbogen. Diese zweite Phase hatte für beide Lagerstätten unterschiedliche Auswirkungen.

#### 5.3.1 Falotta

Die Aufschiebung der Zwischenschuppe auf die Falottaschuppe (die Falottastörung existierte zu diesem Zeitpunkt noch nicht) greift nördlich der Lagerstätte muldenartig in die Sedimentbedeckung der Falottaschuppe ein, wodurch eine Abschürfung mit nordwärts anschliessender Aufstauchung der Sedimentbedeckung verursacht wird. Direkt unter dieser Mulde wird der erzführende Radiolarit samt der darin vorgebildeten Erzkörper auf einer Länge von ca. 170 m (in der Bewegungsrichtung) beinahe völlig abgeschürft und davor tektonisch angehäuft. Dabei wird er von den nicht erzführenden Einheiten überfahren. Dieser Vorgang prägt der Lagerstätte die wesentliche Struktur auf. Der Erzinhalt der so entstandenen Lagerstätte ist also tektonisch aufkummulierte und setzt sich neben den «autochtonen» auch aus verschleppten Erzkörpern zusammen, welche aus dem abgeschürften Bereich des erzführenden Radiolarits stammen. Die «autochtonen» Erzkörper befinden sich im Kern (Zone 1 der Lagerstätte) und sind neben einer weiteren Kompaktion und Verfaltung nur noch entlang kleiner Brüche einer späteren Phase versetzt worden. Die verschleppten Erzkörper dagegen haben sich entlang und unter der aufgeschobenen Hangendbegrenzung der Lagerstätte (Zonen 2 und 3) eingeregelt. Sie wurden durch den Transport auseinandergerissen, gedreht und kataklastisch deformiert, was je nach Intensität die Umwandlung des Braunit zur Folge hatte.

Rechnet man zur Basisfläche der Lagerstätte die abgeschürfte Fläche des erzführenden Radiolarits hinzu und verteilt den Erzinhalt der Lagerstätte auf diese Fläche, so reduziert sich der Erzinhalt im Nebengestein auf ca. 33%. Daraus wird ersichtlich, dass erst die alpine Gebirgsbildung zu einer abbauwürdigen Anhäufung der Erzkörper geführt hat. Die tektonische Schlussphase der Gebirgsbildung zeichnet sich durch ein Abklingen der Faltung aus und durch die Ausbildung

grossräumiger und tiefgreifender Störungen, welche die einzelnen Schuppen gegeneinander versetzt haben. Eine solche Störung ist insbesondere die Falottastörung, welche die weitere Ausdehnung der Falottaschuppe und somit auch der Lagerstätte Falotta abrupt unterbricht.

### 5.3.2 Parsettens

Obwohl im einzelnen nicht mehr rekonstruierbar, ist anzunehmen, dass sich an der Basis des Malpass-Serpentinits ursprünglich eine vermutlich vollständige Abfolge von den Metabasiten bis zum Aptychenkalk befand. Diese wurde in Verkehrtlagerung der Carungas-Schuppe aufgeschoben, wobei die Sedimente der Platta-Schuppe aufgefaltet und in die Carungas-Schuppe eingepresst wurden. Im Zuge der weiteren Überschiebung wurden diese eingefalteten Platta-Sedimente von ihrer stratigraphischen Unterlage, den Metabasiten, abgeschert, da sich diese im Verhältnis zu den Sedimenten viel steifer verhielten. Da der erzführende Radiolarit das stratigraphisch tiefste Glied der abgescherten Platta-Sedimente bildet, gerieten die Erzkörper in den Kern der Lagerstättenstruktur. Dabei wurden die Erzkörper nur wenig gegen den Scheitel hin verschleppt. In der Lagerstätte Parsettens finden sich somit vorwiegend «autochtone» Erzkörper, was im Vergleich zu Falotta ihre geringe tektonische Beanspruchung erklärt. Dies hatte aber wahrscheinlich auch eine geringere Anhäufung der Erzkörper zur Folge.

## 5.4 Schlussfolgerung

Zur Bildung der Lagerstätten von Tinizong, welche die grössten bislang bekannten Lagerstätten ihres Typs in der Platta-Decke sind, haben zwei Anreicherungs-faktoren in entscheidendem Mass beigetragen:

- die synsedimentäre, schichtförmige Ablagerung und Anreicherung von Erz in fleckenhaft verteilten Anhäufungen
- die Ausbildung von Erzkörpern und deren Anhäufung in bestimmten Strukturen durch die alpine Tektonik.

Nur aus dem Zusammenspiel beider Anreicherungs-faktoren konnten die Lagerstätten hervorgehen. Jeder dieser Faktoren für sich kann innerhalb und ausserhalb der Untersuchungsgebiete beobachtet werden, ohne dass aus ihnen vergleichbare Lagerstätten hervorgegangen wären.

## 6. Anmerkungen im Hinblick auf einen eventuellen Abbau

### 6.1 Beurteilung der Nutzungsmöglichkeiten der beiden Lagerstätten

Im Falle, dass ein neuer Abbau der Lagerstätten Falotta oder Parsettens in Betracht gezogen wird, ist aufgrund unserer Untersuchungen der Lagerstätte Falotta der Vorrang zu geben, und zwar aus folgenden Gründen:

- vollständige geologische und lagerstättenkundliche Erfassung der Lagerstättenstruktur (kleines Risiko vor Überraschungen)
- grössere Erzreserven
- grösserer vererzter Querschnitt ( $480 \text{ m}^2$  allein in Zone I, im Gegensatz zu ca.  $50 \text{ m}^2$  in Parsettens II)
- grössere Erstreckung in der Streichrichtung (min. 110 m im Gegensatz zu 80 m in Parsettens)
- Fortsetzung des Abbaus längs der Streichrichtung der Lagerstätte (besseres Verhältnis Erz/Nebengestein).

#### 6.1.1 Nachweis von weiteren Erzreserven in Falotta

Für die unter Kategorie B fallenden Erzreserven kann der Nachweis nur durch Schürfarbeiten erbracht werden. Infolge der teilweise mächtigen Moränenüberdeckung, die überall grössere Erratica in der Grössenordnung mehrerer  $\text{m}^3$  enthält, dürfte es schwierig sein, Schürfgräben zu erstellen. Es empfiehlt sich daher ein Netz von Sondierbohrungen anzulegen, wobei es sich wohl um Kernbohrungen handeln muss. Allerdings wäre infolge der starken Zerklüftung des Gesteins ein genügend grosser Kerndurchmesser zu wählen. Versuchsbohrungen während des Abbaus mit 1' Bohrkernen scheiterten (GLAUSER, 1946). Die Bohrungen müssten auf der Nordseite der Lagerstätte längs der Anomalie-Achse angeordnet werden. Um mindestens die grösseren Erzkörper anzutreffen, dürften die Abstände zwischen den einzelnen Bohrungen max. 10 m nicht überschreiten.

Für die unter Kategorie C und D fallenden Erzreserven empfiehlt es sich, zunächst weitere geophysikalische Erkundungen durchzuführen. Am geeignetsten sind nach bisherigen Erfahrungen kombinierte IP-Widerstandsmessungen sowie geoelektrische Felstiefenbestimmungen.

Im Notfall könnte der Abbau sofort von der bestehenden Grube aus in Richtung NE begonnen werden. Es wäre dabei sinnvoll, unter der untersten Sohle, etwa 6 m tiefer, eine weitere anzulegen. Ebenso zu berücksichtigen wäre die nach NE zunehmende Überdeckung. Schliesslich sollte darauf geachtet werden, den Abraum ausserhalb des Ausbissbereichs der Lagerstätte zu deponieren, um nicht einen Teil des Erzes unter dem Abraum zu begraben, wie dies während des letzten Abbaus der Fall war.

## 7. Geochemie der Oberhalbsteiner und einiger weiterer penninischer Manganvorkommen

*von Tj. Peters, Bern*

Die geochemische Bearbeitung der Manganlagerstätten und Manganvorkommen hatte zwei Hauptziele: Erstens die Bestimmung der Gehalte an Mangan und Spurenelementen im Hinblick auf die Bewertung der Lagerstätten, und zweitens, um zusätzliche Informationen im Hinblick auf die Genese zu erhalten.

Während der Abbauperioden und für die Dissertation von GEIGER (1948) wurde eine grössere Zahl von Proben auf ihren Mangangehalt analysiert. Verständlicherweise sind hierfür vor allem die vielversprechenden, manganreichsten Erze ausgelesen worden. Wie die Entwicklung im Bergbau zeigt, sind es oft die Begleitelemente, die einen wirtschaftlichen Abbau erst möglich machen. Als bei einer ersten Untersuchung einzelne Proben sehr hohe Co-Gehalte aufwiesen, erschien es uns wünschenswert, die geochemische Untersuchung zu intensivieren und auf einige weitere alpine Vorkommen auszudehnen, die an Radiolarite und Ophiolite gebunden sind. Die intensive Bearbeitung der ozeanischen Manganknollen im Hinblick auf deren Nutzung als Lieferant von Ni, Co, Cu und anderen Spurenelementen hat sehr viel Neues über die Prozesse der Anreicherung von Mangan und anderen Elementen gebracht. Es lassen sich nach geochemischen Kriterien unter anderem verschiedene Typen von ozeanischen Lagerstätten unterscheiden (zusammengestellt von BONATTI et al, 1972, 1976) wie hydrothermale Fe-Mn-Krusten auf dem Meeresboden (TOTH, 1980), hydrogene- und diagenetische Lagerstätten. Diese Kriterien sollten nun auf die untersuchten alpinen Vorkommen angewandt werden.

### 7.1 Probenbeschreibung

Die meisten Proben stammen von der Lagerstätte Falotta, wo die Lagerungsverhältnisse am besten bekannt sind. Sowohl in und um die Grube als auch in der Fortsetzung der erzführenden Radiolarite und in den anderen Radiolarit-Zügen sind Proben für die Geochemie entnommen worden. Die Proben von Falotta und Parsettens sind, zusammen mit ihrer Mineralogie, in Tabelle 11 aufgeführt. Die weiteren untersuchten Proben stammen alle von Radiolariten, die mit Ophioliten vergesellschaftet sind und zum Teil tektonisch direkt mit den Oberhalbstein-Vorkommen korreliert werden können, wie diejenigen von Furtschellas (TROMMSDORFF et al, 1971; DE CAPITANI, 1983), von Arosa (CH. BLÄUER, 1983) und von Fondei (PETERS, SCHWANDER, TROMMSDORFF, 1973). Proben, die in ähnlichen oberpenninischen Stellungen vorkommen, sind solche von Stella del Forno (FERRARIO, A. und MONTRASIO, 1976), von Otro Alagna (PETERS, TROMMSDORFF, SOMMERAUER, 1978; DAL PIAZ et al, 1979) und von Plan Maison/Val Tournanche (DAL PIAZ et al, 1979). Diese Proben sind in Tabelle 12 kurz beschrieben. Bei der Probenauswahl wurde darauf geachtet, eine möglichst repräsentative Auswahl der silikatischen und karbonatischen Paragenesen zu treffen.

### 7.2 Experimentelles

Um die Kontamination möglichst tief zu halten, sind die Proben alle im Achatmörser unter Alkohol zermahlen worden. Für die Hauptelemente wurden die ungeglühten Proben mit Li-Tetraborat zu Glaspillen geschmolzen und auf einer automatischen XRF-Anlage (Röntgenfluores-



zenz) analysiert. Normalerweise werden geglähte Proben verwendet, aber wegen der verschiedenen Wertigkeitsstufen des Mangans musste das Verfahren geändert werden. Die starke Variation der Mangangehalte konnte mit den normalen  $\alpha$ -Faktoren nicht mehr kompensiert werden, so dass 3 Eichungen notwendig waren (Proben mit  $< 5\%$  MnO, Proben mit 5 bis 40% MnO, Proben mit  $> 40\%$  MnO). Die Spurenelemente wurden an wasserglasverfestigten Pillen ebenfalls mit einer automatischen XRF-Anlage bestimmt. Zusätzlich sind die Co-Gehalte auf einem nicht automatisierten Gerät kontrolliert worden. Die  $\text{CO}_2$ -Gehalte sind coulometrisch und die  $\text{H}_2\text{O}$ -Gehalte nach Penfield bestimmt.

### 7.3 Ergebnisse

Die Haupt- und Spurenelementanalysen der erzführenden Proben von Falotta und Parsettens sind in Tabelle 13 zusammengestellt. Mangan ist angegeben als MnO, weil der genaue Oxidationszustand nicht bestimmt wurde und weil er stark schwankt. Die Mn-Werte der erzreichsten Proben liegen im selben Bereich (20–40% Mn) wie die der industriell geförderten Proben im 2. Weltkrieg. Unsere Bestimmungen würden für einen späteren Abbau eher etwas tiefere Mn-Werte prognostizieren. Manganoxid und  $\text{SiO}_2$  machen zusammen etwa 80% in den Analysen aus. MnO und  $\text{SiO}_2$  sind negativ korreliert.  $\text{Al}_2\text{O}_3$ , welches ein Mass ist für das in Form von Tonmineralien angelieferte detritische Material, zeigt keine Korrelation mit  $\text{SiO}_2$ . Das  $\text{SiO}_2$  dürfte ursprünglich vorwiegend an Radiolarien gebunden gewesen sein und nicht detritisch zugeführt.  $\text{TiO}_2$  wird, ebenso wie das  $\text{Al}_2\text{O}_3$ , als Indikator für die detritische Sedimentationsrate verwendet (ARRHENIUS et al, 1951). Diese Annahme wird durch die gute positive Korrelation von  $\text{TiO}_2$  mit  $\text{Al}_2\text{O}_3$  unterstützt (Fig. 27). Die positive Korrelation von  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  und  $\text{Al}_2\text{O}_3$  könnte ein Hinweis sein, dass das Eisen teils detritischen Ursprungs ist, und nur zum Teil hydrothermal zugeführt. Die  $\text{Na}_2\text{O}$ -Gehalte sind vor allem an Albit gebunden und schwanken sehr stark. Das dürfte mit der grossen Mobilität während der alpinen Metamorphose zusammenhängen, aber auch mit den hydrothermalen Lösungen, in denen NaCl eine wichtige Rolle gespielt hat. Das CaO ist teilweise an Mn-Ca-Karbonate gebunden. In der Lagerstätte Falotta ist ein Teil des Karbonates sicher sekundärer Entstehung, aber ein eventueller Anteil an primären Karbonaten ist nicht auszuschliessen. Die Wechsellagerung von Aptychenkalken und Radiolariten im oberen Teil des Profils zeigt an, dass das Ablagerungsmilieu in der Nähe der Karbonatkompensationstiefe lag. MgO zeigt mit  $\text{Al}_2\text{O}_3$  ebenfalls eine positive Korrelation und dürfte ebenfalls detritisch, als chloritisches Tonmineral, zugeführt sein.

Die Spurenelemente Co, Ni, Cu und Zn, die in ozeanischen Manganknollen sehr stark angereichert sein können, sind weder in den Proben aus dem Oberhalbstein, noch in den anderen Vorkommen, in abbaubaren Konzentrationen angereichert. Es gibt einzelne Proben, die Co- oder Cu-Gehalte von etwa 1000 ppm aufweisen, aber es ist kein systematischer Zusammenhang mit einem bestimmten Erztyp oder Hauptelement ersichtlich. Bei den Falottaproben zeichnet sich eine Tendenz ab, dass die Proben aus dem erzführenden Radiolarit ausserhalb des Grubenbereiches generell mehr Co-Anomalien zeigen können als die manganreichsten Proben im Grubenbereich. Die Elemente Co, Ni, Cu und Zn zeigen keine Korrelation mit MnO und  $\text{Al}_2\text{O}_3$ . Vergleicht man die Gehalte von Ni, Cu und Zn der Erze mit denjenigen der erzfreien Radiolarite, so ist eine starke Anreicherung ersichtlich, die nach CRERAR et al (1982) mit einer hydrothermalen Zufuhr zusammenhängt. Bei den Korrelationen der Spurenelemente mit  $\text{Al}_2\text{O}_3$  zeigten nur Zr, Y, Rb und Ga eine gute positive Korrelation. Diese ist aus dem geochemischen Verhalten dieser Elemente gut erklärbar. Mit Ausnahme des Cr zeigten keine Spurenelemente eine Korrelation mit MnO.

In Tabelle 14 sind die Analysen eines Profils des erzführenden Radiolarits, etwa 450 m südlich der Grube, aufgeführt. Aus diesen Analysen sind einige Elemente herausgegriffen und in Figur 28 aufgetragen. Die relative Anreicherung von Co, Cu und Mn/Fe in der erzführenden Schicht kommt hier gut zum Ausdruck.

Nr.	Beschreibung	Erz- klasse	Qz	Mineralogie						Sek./ Min.
				Brn	Surs	Parss	Tinz	Rhod	Alb	
SMn 115	stark verwitterte Erzlage im grauen Kiesel-schiefer	–	m							v
SMn 131	brekziöse Erzlage im Radiolarit	2	m	v	w	sw	sw	sw	–	m
SMn 133c	Erzbrekzie rekristallisiert, angewittert	2	w	m	w	m	–	m	sw	m
SMn 135	tektonisiertes Erzband	2	m	v	w	w	–	w	w	m
SMn 137	rekristallisiertes Erz, angewittert	3	w	w	w	w	m	v	–	m
SMn 140	umgewandelte Erzlage	3	m	w	m	m	w	–	–	m
SMn 168b	? dünne Erzlage im Radiolarit	0	v	w			w			m
SMn 169	umgewandelte Erzlage, verwittert	2	m	m	sw	sw	w	–	–	v
SMn 175	? Rhodonit-reiches Erz	3	m					v		m
SMn 188	Erzkataklasit	2	m	v	w	w	w	–	–	w
SMn 13a	Erzkataklasit, teilweise rekristallisiert	2	v	w	–	w	–	w	–	v
SMn 15	rekristall. Erzkataklasit, verwittert	2	v	sw	–	sw	w	sw	–	m
SMn 178	lagiges, verfaltetes Erz	1	m	v	–	–	–	–	–	w
SMn 176	lagiges Erz	1	m	v	–	–	–	–	–	w
SMn 177	Braunitreiches Erz	1	v	v						
SMn 179	Erzkataklasit, verwittert	2	v	w	w	sw	sw	–	–	m
SMn 180	Erzkataklasit, verwittert	1	v	m	–	–	–	–	m	m
SMn 181	lagiges, verfaltetes Erz	1	m/v	v	–	–	–	–	–	w
SMn 183	massiges Erz, zum Teil rekristallisiert, angewittert	2	m	v	sw	m	m	–	–	w
SMn 185	grobe Erzbrekzie, angewittert	2	m	v	–	w	w	–	–	sw
SMn 187	rekristall. Erzkataklasit	3	v	sw	–	–	–	m	–	w
SMn 191	Quarz-Sursassit-Aggregat	2	v	–	v	–	–	–	–	m
SMn 145	Erzbrekzie	1	v	v	–	–	–	–	sw	m
SMn 146	tektonisiertes Mn-Erzband im Tonschiefer	1	m	v	–	–	–	–	sw	m
SMn 147	zerriebenes Mn-Erzband	1	m	v	–	–	–	–	w	m
SMn 162	stark verwitterter Erzkataklasit, zum Teil rekristallisiert	–	w	m	m	–	–	–	–	v
SMn 174	Erzband im Tonschiefer/ Kiesel-schiefer	1	m	v	w	–	–	–	–	m
SMn 130	Erzkataklasit verwittert	2	m	m			m	–	–	m/v
SMn 132	verwitterte Sursassitlage	3	m	–	v	m	?m	–	–	w
SMn 136	rekristallisierte, brekz. Erzlage	3	m	w	–	–	–	v	–	m
SMn 167	Sursassitlage im Radiol., angewittert	3	m	–	v	–	–	–	–	w
SMn 168a	dünne Erzlage im Radiolarit stark verwittert	2	m	?m						v

Legende: sw = sehr wenig  
w = wenig  
m = mässig  
v = viel

Qz = Quarz, Brn = Braunit, Surs = Sursassit,  
Pars = Parsettensit, Tinz = Tinzenit, Rhod = Rhodonit,  
Alb = Albit, Sek. Min. = Sekundäre Minerale

Tabelle 11: Kurzbeschreibung der analysierten Erzproben von Falotta und Parsettens

Nr.	Herkunft	Beschreibung	Mineralogie
CB 33B	Arosa	Tonschiefer	Quarz, Chlorit, Muskowit
CB 126	Arosa	Mn-Erz-haltiger Hornstein	Quarz, Braunit, Rhodochrosit
CB 153	Arosa	Mn-Erz-haltiger Hornstein	Quarz, Braunit
CC 122	Furtschellas	Kieselschiefer	Quarz
CC 132	Furtschellas	Mn-Quarzit	Quarz, Braunit
CC 205	Furtschellas	Mn-Karbonat-Silikatfels	Rhodochrosit, Spessartin, Alleghanit, Friedellit, Quarz
CC 237	Furtschellas	Mn-Karbonat-Silikatfels	Rhodonit, Quarz, Rhodochrosit, Spessartin
CC 290	Furtschellas	Mn-Quarzit	Albit, Quarz, Rhodonit
CC 311	Furtschellas	Mn-Quarzit	Quarz, Braunit, Sericit, Spessartin, Chlorit
CC 314	Furtschellas	Mn-Karbonat-Silikatfels	Rhodochrosit, Pyroxmangit, Friedellit, Spessartin, Hausmanit
CC 322	Furtschellas	----	----
CC 333	Furtschellas	Mn-Karbonat-Silikatfels	Rhodochrosit, Alleghanit, Rhodonit, Pyroxmangit, Sonolit, Friedellit, Spessartin
CC 382	Furtschellas	Mn-Karbonat-Silikatfels	Tephroit, Rhodochrosit, Spessartin
Mn 3b	Alagna	Mn-Karbonat-Silikatfels	Rhodochrosit, Tephroit, Rhodonit, Spessartin
Mn 3e1	Alagna	Mn-Quarzit	Quarz, Mn-Aegirin-Augit, Spessartin
Mn 3l	Alagna	Rhodonit-Quarzit	Quarz, Rhodonit, Spessartin
Mn 3p	Alagna	Grüne Mn-Quarzit-Rhodonit-Ader	Quarz, Rhodonit, Spessartin
Mn 3r	Alagna	Gebänderter Mn-Quarzit	Quarz, Spessartin
Mn 3S	Alagna	Mn-Karbonat-Silikatfels	Rhodochrosit, Tephroit, Rhodonit, Spessartin
Mn 6a	Val Tournanche	Piemontit-Quarzit-Schiefer	Quarz, Manganophyllit, Piemontit Braunit
Mn 6b	Val Tournanche	Piemontit-Quarzit-Schiefer	Quarz, Manganophyllit, Piemontit, Braunit
Mn 8a	Murettopass	Spessartin-Quarzit	Quarz, Spessartin, Mn-Amphibol
Mn 8c	Murettopass	Mn-Karbonat-Silikatfels	Rhodochrosit, Tephroit, Spessartin, Galaxit
Mn 8e	Murettopass	Mn-Karbonat-Silikatfels	Rhodochrosit, Rhodonit, Spessartin, Tephroit
Mn 8g	Murettopass	Mn-Karbonat-Silikatfels	Rhodochrosit, Spessartin, Tephroit, Mn-Amphibol
Mn 11a	Langwies	Mn-Karbonat-Silikatfels	Mn-Ca-Karbonat, Parsettensit, Mn-Serpentin, Alleghanit
Mn 11i	Langwies	Mn-Karbonat-Silikatfels	Mn-Ca-Karbonat, Parsettensit, Mn-Serpentin, Alleghanit
Mn 11q	Langwies	Mn-Karbonat-Silikatfels	Mn-Ca-Karbonat, Parsettensit, Mn-Serpentin, Alleghanit

Tabelle 12: Kurzbeschreibung der analysierten Manganproben aus verschiedenen penninischen Vorkommen.

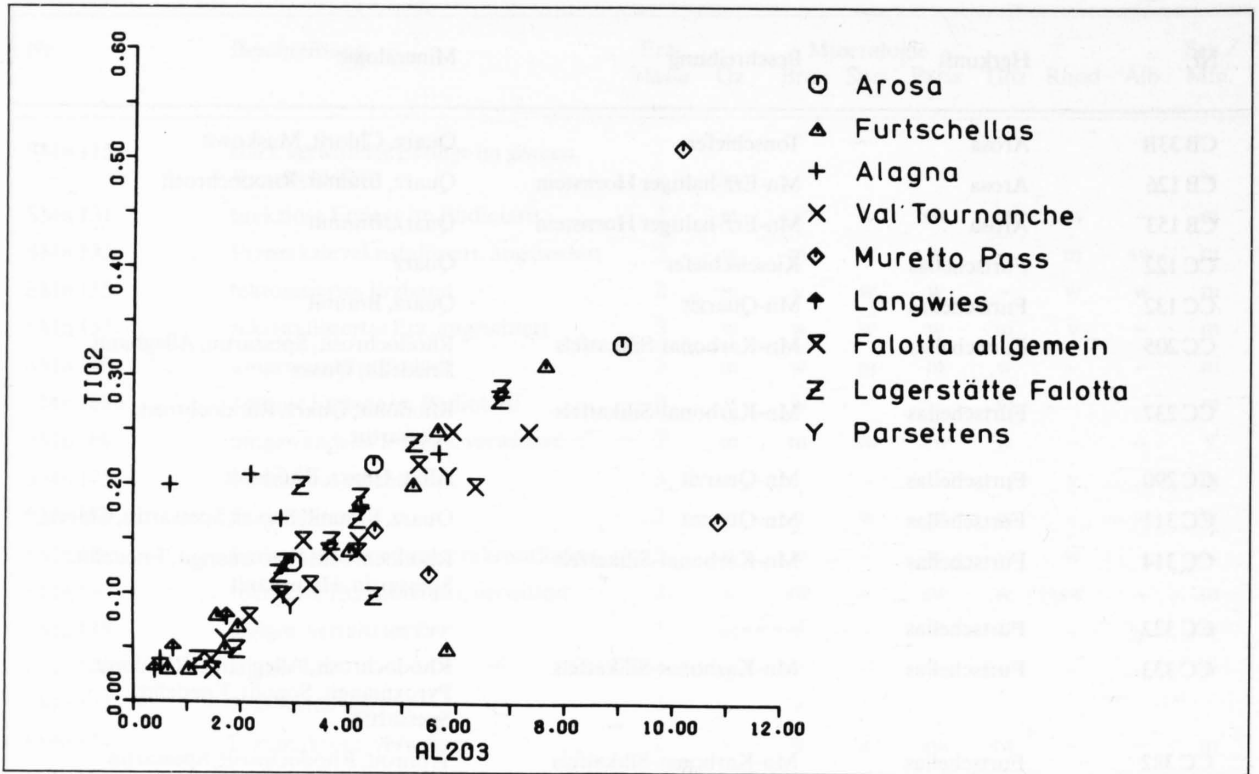


Fig. 27: Korrelationsdiagramm für  $TiO_2$ - $Al_2O_3$  der untersuchten Mn-Vorkommen.

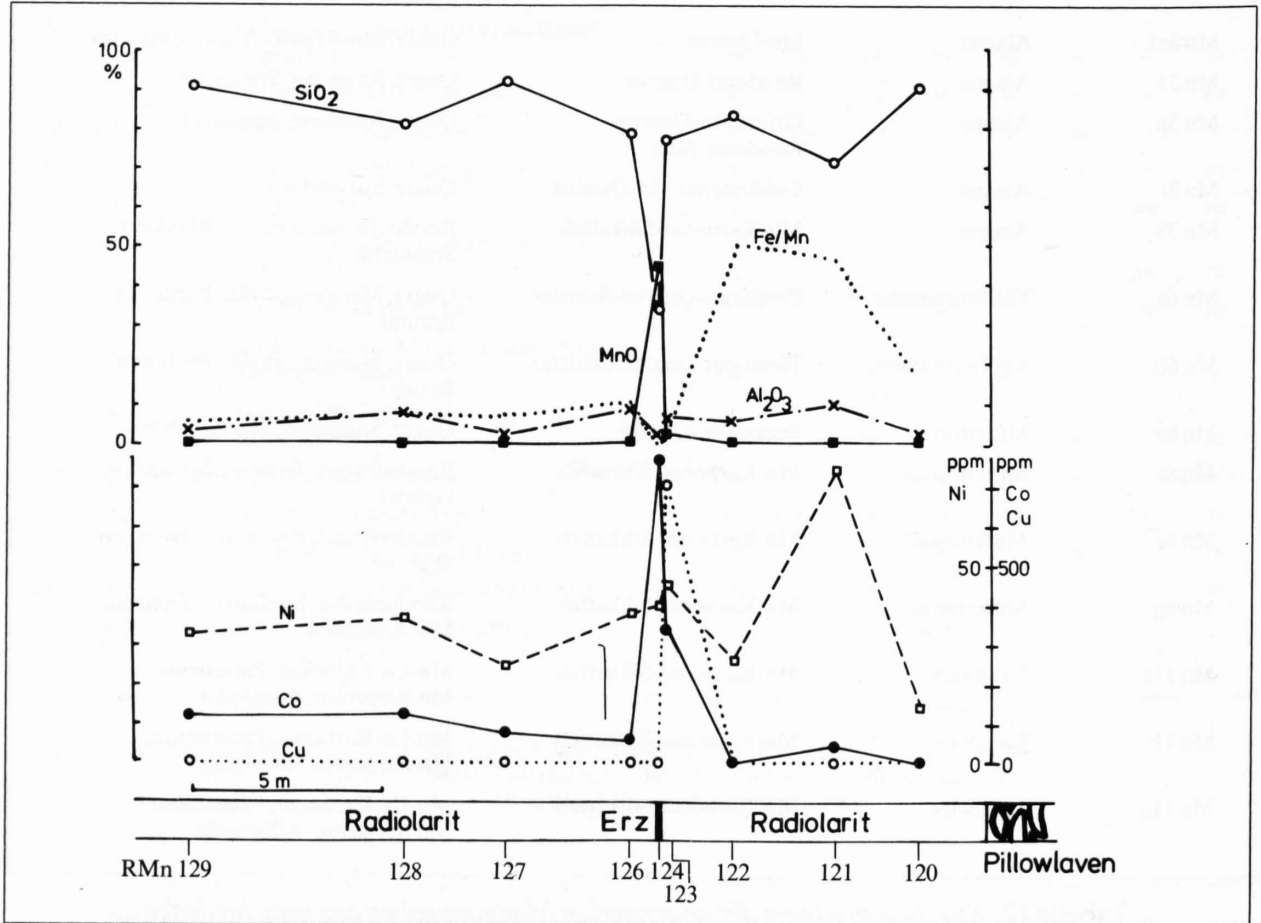


Fig. 28: Geochemisches Profil durch den Mn-Erz-führenden Radiolarit in der Falotta, 450 m südlich Grube.



Nach der Darstellung der Fe-, Mn- und (Ni+Co+Cu)-Werte im Klassifikationsdiagramm von BONATTI et al (1972) fallen alle analysierten Proben der alpinen Manganlagerstätten ins Feld der sogenannten hydrothermalen Marinelagerstätten. Die überwiegende Mehrheit liegt nahe dem Mn-Punkt, und nur wenige (vor allem die relativ Mn-armen Proben) liegen näher beim Fe-Punkt. Die Felder für die hydrogenen Sedimente und Knollen sind ebenfalls dargestellt.

CREAR et al (1982) haben die  $\text{SiO}_2$ - und  $\text{Al}_2\text{O}_3$ -Gehalte benutzt, um die Manganerze des Franciscan-Komplex (Kalifornien) mit typischen marinen Sedimenten zu vergleichen. Die Darstellung unserer Analysen (Fig. 29) zeigt ein weniger enges Feld als die Franciscan-Lagerstätten. Der Einfluss der normalen marinen Sedimentation, wie sie von TUREKIAN und WEDEPOHL (1962) angegeben wird, scheint in unseren Proben noch ins Gewicht zu fallen.

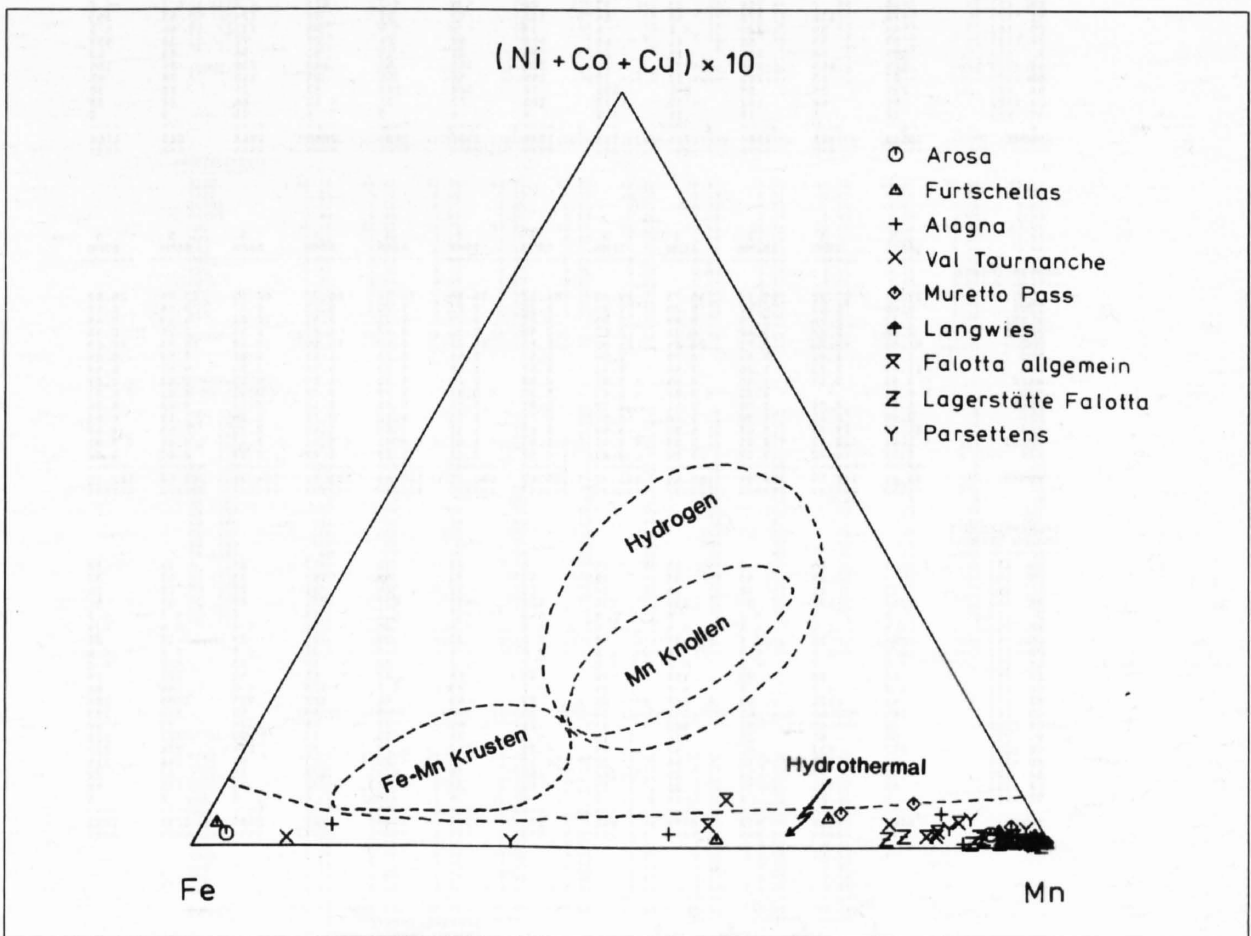


Fig. 29: Fe-Mn-(Ni+Cu)  $\times 10$ . Dreieck mit Analysen der untersuchten Mn-Vorkommen. Die Felder für hydrogenen Sedimente, hydrothermale Lagerstätten und Fe-Mn-Krusten nach BONATTI et al (1972) sind ebenfalls eingezeichnet.

#### 7.4 Schlussfolgerung

Die an Radiolarite und Ophiolite gebundenen, alpinen Manganerzlagerstätten enthalten keine grossen Mengen von Spurenelementen, wie Co, Ni, Cu und Zn, die einen Abbau zum heutigen Zeitpunkt rechtfertigen würden. Die Lagerstätten gehören auf Grund ihrer Geochemie zum Typ der marin-hydrothermalen Lagerstätten, im Sinne der Klassifikation von BONATTI et al (1972).

ERZPROBEN VERSCHIEDENER PENNINISCHER MANGANVORKOMMEN

	1 338CB	1 126CB	1 153CB	2 122CC	2 132CC	2 205CC	2 237CC	2 290CC	2 311CC	2 314CC	2 322CC	2 333CC
HAUPTELEMENTE												
SI02	73.39	56.63	38.49	83.48	86.61	11.81	39.85	69.95	80.70	29.80	80.36	53.48
TI02	0.33	0.13	0.22	0.31	0.08	0.03	0.07	0.05	0.25	0.14	0.20	0.03
AL203	9.00	2.97	4.46	7.61	1.57	1.04	1.96	5.83	5.64	4.02	5.19	0.65
FE203	11.47	1.50	2.89	3.42	0.53	0.19	1.07	1.31	2.35	1.66	4.43	0.37
MNO	0.36	29.12	38.39	0.05	8.76	58.25	40.77	18.61	6.35	44.83	6.29	27.90
MGO	1.56	0.81	1.12	0.86	0.21	1.88	0.97	0.77	1.21	0.97	1.07	0.49
CAO	0.26	1.23	3.10	0.20	0.22	4.20	6.94	2.29	1.16	2.79	0.95	2.72
NA2O	0.36	< 0.01	< 0.01	< 0.01	0.47	< 0.01	0.37	3.05	0.03	< 0.01	0.21	0.21
K2O	2.52	0.07	0.13	2.42	0.22	< 0.01	< 0.01	< 0.01	0.63	< 0.01	< 0.01	< 0.01
P2O5	0.10	0.10	0.11	0.10	0.02	0.02	0.08	0.03	0.07	0.03	0.09	0.06
H2O	2.48	5.02	6.15	1.23	0.68	1.79	0.55	0.70	1.34	0.81	1.15	0.31
CO2	0.50	5.10	9.00	0.30	0.40	21.00	8.60	1.10	0.30	16.70	0.40	17.60
NIO	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	0.02	0.01	0.02	0.02	0.02	0.04
SUMME:	102.35	102.70	104.08	100.00	99.79	100.23	101.25	103.70	100.05	101.77	100.36	103.86

SPURENELEMENTE  
(NACHW. GRENZE)

NB (3)	12	12	23	9	< 3	12	8	13	7	12	< 3	9
ZR (4)	75	36	64	66	22	22	< 4	12	49	56	47	20
Y (4)	29	10	23	21	4	17	11	10	12	20	15	39
SR (4)	38	57	126	24	58	70	190	503	207	45	39	8
U (7)	< 7	< 7	8	< 7	< 7	< 7	< 7	< 7	< 7	< 7	< 7	< 7
RB (4)	119	11	15	100	12	< 4	< 4	< 4	25	< 4	< 4	< 4
TH (6)	18	17	24	9	6	19	17	25	< 6	18	6	17
PB (6)	29	32	< 6	< 6	< 6	< 6	223	93	38	< 6	24	6
GA (2)	13	6	10	10	< 2	< 2	< 2	9	8	< 2	8	< 2
ZN (5)	70	70	85	38	23	44	163	75	62	65	66	20
CU (7)	13	7	206	23	93	26	< 7	< 7	135	< 7	< 7	< 7
NI (7)	78	138	178	48	64	108	45	30	90	124	43	153
CO (6)	44	54	204	< 6	6	19	< 6	< 6	39	131	46	< 6
CR (10)	53	49	88	41	60	110	52	26	28	77	33	459
V (3)	190	88	201	66	20	93	30	10	93	56	83	13
CE (23)	120	169	226	< 23	< 23	251	183	85	149	284	50	146
ND (12)	53	65	105	< 12	< 12	144	95	51	29	115	28	45
BA (2)	292	54	59	241	191	18	328	102	93	14	12	38
LA (12)	51	62	101	< 12	< 12	103	72	31	< 12	86	12	38
SC (1)	12	5	10	10	< 1	4	4	3	6	11	5	2
SUMME:	1310	923	1787	706	560	1060	3136	1084	1068	1068	515	1166

	2 382CC	3 3BMN	3 3E1MN	3 3LMN	3 3PMN	3 3RMN	3 3SMN	4 6AMN	4 6BMN	5 8AMN	5 8CMN	5 8EMN
HAUPTELEMENTE												
SI02	21.11	20.02	85.73	58.73	70.58	86.12	48.94	76.12	66.27	62.31	23.04	28.80
TI02	0.05	0.23	0.17	0.20	0.04	0.18	0.21	0.25	0.25	0.17	0.16	0.12
AL203	1.72	5.66	2.92	0.69	0.51	4.23	2.19	7.31	5.91	10.81	< 49	5.49
FE203	0.28	5.27	3.48	3.31	0.62	3.92	2.57	5.73	4.01	6.53	2.24	2.18
MNO	41.55	42.20	3.93	23.84	25.52	0.65	40.25	0.62	16.66	19.40	56.73	45.69
MGO	1.25	1.81	0.57	0.78	0.24	0.57	0.46	0.76	1.15	0.80	0.50	0.84
CAO	11.69	7.23	1.26	7.46	4.41	0.67	3.68	4.29	4.74	3.84	< 67	8.49
NA2O	< 0.01	0.15	1.45	0.55	< 0.01	2.58	0.70	0.50	1.59	< 0.01	< 0.01	< 0.01
K2O	< 0.01	-	< 0.01	< 0.01	< 0.01	0.30	< 0.01	2.76	0.72	< 0.01	< 0.01	< 0.01
P2O5	0.05	0.05	0.06	0.11	0.12	0.07	0.26	0.06	0.12	0.11	0.08	0.06
H2O	0.68	0.65	0.92	0.68	0.57	0.71	0.63	0.62	0.78	0.33	1.10	0.83
CO2	21.20	19.00	0.60	6.90	3.40	0.60	1.30	1.60	1.40	0.20	7.50	9.60
CR203	< 0.01	< 0.01	< 0.01	0.09	< 0.01	< 0.01	< 0.01	< 0.01	< 0.01	0.17	< 0.01	< 0.01
NIO	0.02	0.02	0.02	0.06	0.01	0.02	0.02	0.02	0.02	0.09	0.07	0.02
SUMME:	99.60	102.29	100.94	103.40	106.02	100.62	101.21	100.64	103.62	104.76	100.68	102.12

SPURENELEMENTE  
(NACHW. GRENZE)

NB (3)	7	14	< 3	13	15	6	11	10	19	21	11	10
ZR (4)	-	43	45	35	18	43	31	48	33	31	41	33
Y (4)	11	21	12	13	14	11	17	24	31	22	19	26
SR (4)	1961	192	57	335	230	120	455	257	351	27	37	41
U (7)	8	9	< 7	8	8	< 7	< 7	< 7	15	7	< 7	< 7
RB (4)	< 4	< 4	< 4	< 4	< 4	< 4	< 4	38	31	< 4	< 4	< 4
TH (6)	14	16	< 6	27	28	< 6	23	33	29	16	21	16
PB (6)	< 6	< 6	< 6	< 6	< 6	< 6	< 6	31	< 6	< 6	< 6	< 6
GA (2)	< 2	7	< 2	< 2	< 2	7	< 2	12	13	< 2	< 2	< 2
ZN (5)	68	88	44	150	70	45	68	22	85	42	121	79
CU (7)	< 7	< 7	< 7	< 7	24	< 7	23	< 7	37	< 7	66	79
NI (7)	61	126	43	648	28	39	60	46	102	905	1080	189
CO (6)	104	63	61	340	33	55	305	6	44	46	213	109
CR (10)	56	61	31	988	39	20	61	29	46	1379	79	60
V (3)	59	81	11	16	13	< 3	20	35	13	110	77	130
CE (23)	217	233	51	92	90	< 23	212	99	242	258	222	222
ND (12)	94	128	< 12	56	32	< 12	92	< 12	33	55	146	119
BA (2)	4132	17	14	20	162	188	38	473	274	18	23	22
LA (12)	65	101	< 12	38	35	< 12	79	< 12	32	53	115	98
SC (1)	2	10	4	14	2	4	6	7	8	4	8	5
SUMME:	6861	1230	372	2794	841	537	1503	1079	1688	2887	2291	1252

	5 8GMN	6 11AMN	6 11IMN	6 11QMN	SPURENELEMENTE (NACHW. GRENZE)
HAUPTELEMENTE					
SI02	29.75	16.07	8.48	38.46	NB (3)
TI02	0.51	0.08	0.05	0.03	ZR (4)
AL203	10.08	1.75	0.75	0.40	Y (4)
FE203	6.88	0.44	0.24	0.07	SR (4)
MNO	38.27	60.60	53.34	38.55	U (7)
MGO	1.77	0.53	0.48	0.45	RB (4)
CAO	9.33	1.46	5.83	3.47	TH (6)
NA2O	< 0.01	< 0.01	< 0.01	0.04	PB (6)
K2O	< 0.01	< 0.01	< 0.01	0.02	GA (2)
P2O5	0.03	0.16	0.09	0.07	ZN (5)
H2O	0.92	4.46	2.02	1.62	CU (7)
CO2	6.60	7.00	30.70	21.00	NI (7)
NiO	0.12	0.03	0.02	0.02	CO (6)
SUMME:	104.26	92.58	102.10	104.80	CR (10)
=====	=====	=====	=====	=====	V (3)
					CE (23)
					ND (12)
					BA (2)
					LA (12)
					SC (1)
					SUMME:

Tabelle 13a: Haupt- und Spurenelemente von penninischen Mn-Vorkommen.

ERZPROBEN VON FALOTTA UND PARSETTENS

	7 1155MN	7 1315MN	7 1335MN	7 1355MN	7 1375MN	7 1405MN	7 1685MN	7 1695MN	7 1755MN	8 1885MN	8 1345MN	8 1555MN
HAUPTELEMENTE												
SiO2	63.59	74.25	48.07	72.14	43.12	58.80	80.89	70.22	55.81	76.91	60.93	51.36
TiO2	0.20	0.15	0.04	0.10	0.03	0.14	0.22	0.14	0.08	0.11	0.15	0.04
Al2O3	8.34	1.46	2.74	2.74	1.49	3.65	5.23	4.18	2.18	3.30	3.69	2.21
Fe2O3	8.75	2.24	0.66	1.99	0.91	1.68	4.18	2.89	1.11	2.05	4.89	0.78
MnO	13.44	14.18	34.56	17.15	41.77	28.42	5.75	13.72	35.19	12.54	22.03	34.97
MgO	1.70	0.90	0.57	0.46	0.55	0.80	1.67	1.06	0.76	0.61	1.06	0.71
CaO	0.61	1.33	2.79	1.02	6.01	1.47	0.25	0.91	5.83	0.82	0.81	4.61
Na2O	0.52	0.41	1.02	0.13	0.49	< 0.01	0.28	0.57	0.14	0.37	1.61	0.62
K2O	0.69	0.13	0.12	0.20	0.17	0.04	0.74	0.43	0.27	0.15	0.79	0.22
P2O5	0.10	0.05	0.11	0.04	0.09	0.07	0.08	0.04	0.05	0.03	0.08	0.12
H2O	4.91	2.23	3.53	3.44	4.31	8.78	2.12	3.43	4.20	3.27	4.62	3.33
CO2	1.19	0.72	8.44	0.82	1.70	1.50	0.60	0.72	1.25	0.56	0.83	2.37
NiO	0.82	0.03	0.02	0.02	0.01	0.02	0.02	0.02	0.01	0.02	0.02	0.03
SUMME:	102.27	99.79	101.39	100.25	100.65	105.57	102.06	100.31	104.88	100.74	101.51	99.95

SPURENELEMENTE  
(NACHW. GRENZE)

NB (3)	16	< 3	3	3	9	12	22	4	5	3	11	< 3
Zr (4)	50	31	11	21	19	46	64	29	17	22	34	11
Y (4)	13	13	1	19	9	15	34	20	10	10	17	7
SR (4)	128	79	32	47	152	51	69	149	231	91	82	156
U (7)	10	< 7	< 7	< 7	< 7	< 7	15	< 7	< 7	< 7	7	< 7
RB (4)	46	4	4	4	8	13	44	15	10	6	16	6
TH (6)	23	< 6	< 6	< 6	14	21	42	8	< 6	< 6	12	< 6
PB (6)	164	21	22	184	58	250	93	63	47	29	24	< 6
GA (2)	13	2	4	3	< 2	9	11	5	4	2	2	3
ZN (5)	157	64	67	88	86	86	15	50	70	47	76	100
CU (7)	879	26	< 7	426	< 7	125	68	9	14	< 7	< 7	< 7
NI (7)	158	151	158	47	44	78	81	104	52	105	100	55
CO (6)	86	99	34	41	149	25	44	109	56	215	105	105
CR (10)	50	106	95	23	46	45	11	30	40	11	42	42
V (3)	83	84	83	77	39	132	60	69	56	64	88	37
CE (23)	38	< 23	74	150	141	< 23	27	89	< 23	69	101	101
ND (12)	17	< 12	42	92	96	< 12	42	62	< 12	33	67	17
BA (2)	108	115	13	28	48	93	74	34	66	39	54	80
LA (12)	< 12	< 12	< 12	< 12	70	67	< 12	< 12	< 12	< 12	< 12	< 12
SC (1)	10	5	1	7	6	5	3	3	3	3	3	1
SUMME:	2099	800	700	1074	907	1282	853	724	860	504	895	761

	8 1785MN	8 1765MN	8 1775MN	8 1795MN	8 1805MN	8 1815MN	8 1835MN	8 1855MN	8 1875MN	9 1915MN	9 1455MN	9 1465MN
HAUPTELEMENTE												
SiO2	48.15	66.45	66.26	43.51	45.32	62.22	36.67	17.54	45.58	69.97	58.69	55.62
TiO2	0.17	0.13	0.13	0.29	0.12	0.19	0.20	0.05	0.10	0.06	0.06	0.21
Al2O3	5.20	4.16	6.77	2.84	6.81	2.71	4.27	1.94	4.27	1.70	5.82	5.82
Fe2O3	2.39	2.08	3.87	1.28	3.19	1.25	1.78	1.59	0.49	1.79	0.44	2.59
MnO	38.30	22.05	15.01	39.95	36.09	28.25	41.45	52.71	39.65	16.16	34.09	27.31
MgO	0.82	0.99	0.78	0.98	1.26	1.00	0.57	1.03	0.59	0.55	1.85	1.85
CaO	0.77	0.58	2.49	2.16	3.74	0.72	4.56	6.71	5.81	1.98	0.41	0.46
Na2O	0.02	< 0.01	0.64	0.06	2.08	< 0.01	< 0.01	0.31	0.73	0.05	0.99	2.05
K2O	1.30	1.32	0.47	0.06	0.06	0.59	0.55	< 0.01	0.04	0.06	1.10	2.08
P2O5	0.04	0.04	0.05	0.05	0.07	0.03	0.04	0.07	0.05	0.05	0.07	0.10
H2O	2.18	0.88	0.64	5.10	2.36	1.05	6.84	3.36	2.49	2.92	2.56	4.16
CO2	0.20	0.27	0.04	1.04	1.01	0.26	4.99	12.43	3.00	3.29	1.40	1.40
NiO	0.02	0.03	0.02	0.03	0.03	0.02	0.02	0.02	0.01	0.02	0.02	0.02
SUMME:	101.65	98.95	99.64	98.39	103.11	98.48	102.50	99.27	100.17	101.45	101.08	101.87

SPURENELEMENTE  
(NACHW. GRENZE)

NB (3)	9	4	< 3	< 3	12	4	8	23	8	4	8	13
Zr (4)	51	35	33	10	55	24	38	46	24	24	18	53
Y (4)	20	8	21	13	19	9	18	23	13	15	15	27
SR (4)	49	62	5118	1705	1127	50	97	807	88	101	395	167
U (7)	< 7	< 7	20	< 7	< 7	< 7	15	< 7	< 7	< 7	< 7	< 7
RB (4)	56	10	7	7	7	24	26	11	9	4	7	20
TH (6)	6	< 6	17	< 6	14	< 6	22	24	8	20	20	20
PB (6)	51	31	76	25	39	20	18	45	58	527	646	29
GA (2)	3	7	3	8	8	2	19	16	< 2	8	8	12
ZN (5)	79	79	62	93	89	74	96	101	88	26	51	122
CU (7)	132	31	39	46	68	47	33	81	< 7	196	516	516
NI (7)	152	188	125	182	265	105	162	211	18	77	73	137
CO (6)	116	89	54	48	59	25	95	25	95	54	54	64
CR (10)	62	29	14	59	43	48	72	98	46	20	43	58
V (3)	137	133	29	71	49	90	52	229	20	185	106	241
CE (23)	62	12	< 12	71	55	31	73	109	72	< 12	84	65
ND (12)	441	1138	274	208	60	152	96	67	42	9	2271	792
BA (2)	< 12	< 12	< 12	< 12	< 12	< 12	< 12	< 12	< 12	< 12	57	57
LA (12)	10	5	8	6	8	5	6	6	3	4	4	10
SC (1)	10	5	8	6	8	5	6	6	3	4	4	10
SUMME:	1526	1824	5888	2789	2074	777	1284	2206	792	951	4260	2809

	9 1475MN	9 1625MN	9 1745MN	9 1305MN	9 1325MN	9 1365MN	9 1675MN	9 1685MN	9 1695MN
HAUPTELEMENTE									
SiO2	47.95	63.83	78.91	69.60	61.85	54.42	53.58	72.94	67.40
TiO2	0.10	0.15	0.19	0.19	0.18	0.18	0.13	0.13	0.13
Al2O3	2.93	4.19	2.80	3.35	3.57	1.29	6.01	2.67	4.31
Fe2O3	0.78	20.25	1.57	2.10	1.64	1.16	2.59	1.84	2.21
MnO	37.93	10.79	11.53	16.18	21.31	30.78	24.76	12.39	15.96
MgO	1.23	1.52	0.52	0.89	0.86	0.66	1.29	1.16	1.16
CaO	0.84	0.84	0.74	0.52	1.71	5.96	1.93	0.33	0.95
Na2O	0.08	0.22	0.21	0.78	0.29	0.81	0.63	0.62	0.54
K2O	0.12	0.18	0.17	< 0.01	< 0.01	< 0.01	< 0.01	< 0.01	< 0.01
P2O5	0.08	0.06	0.06	0.04	0.03	0.07	0.03	< 0.01	0.03
H2O	3.54	5.21	3.27	2.28	1.15	4.36	2.91	3.92	3.92
CO2	4.43	0.89	0.29	4.08	1.07	1.07	0.70	0.72	0.72
NiO	0.02	0.02	< 0.01	< 0.01	< 0.01	< 0.01	< 0.01	< 0.01	< 0.01
SUMME:	100.12	108.65	98.95	97.40	97.80	97.39	96.54	95.66	97.33

SPURENELEMENTE  
(NACHW. GRENZE)

NB (3)	15	46	< 3	-	-	-	-	-	-
Zr (4)	24	87	20	-	-	-	-	-	-
Y (4)	24	108	11	-	-	-	-	-	-
SR (4)	767	210	90	-	-	-	-	-	-
U (7)	8	35	< 7	-	-	-	-	-	-
RB (4)	25	11	< 4	-	-	-	-	-	-
TH (6)	12	67	< 6	-	-	-	-	-	-
PB (6)	36	177	48	-	-	-	-	-	-
GA (2)	9	17	< 2	-	-	-	-	-	-
ZN (5)	89	189	18	-	-	-	-	-	-
CU (7)	439	44	124	-	-	-	-	-	-
NI (7)	116	89	121	-	-	-	-	-	-
CO (6)	218	16	42	-	-	-	-	-	-
CR (10)	55	43	< 10	-	-	-	-	-	-
V (3)	180	74	68	-	-	-	-	-	-
CE (23)	122	123	< 23	-	-	-	-	-	-
ND (12)	51	63	< 12	-	-	-	-	-	-
BA (2)	3994	62	127	-	-	-	-	-	-
LA (12)	< 12	< 12	< 12	-	-	-	-	-	-
SC (1)	6	9	4	-	-	-	-	-	-
SUMME:	6176	1510	647	0	0	0	0	0	0

Tabelle 13b: Haupt- und Spurenelemente von Erzproben von Falotta und Parsettens.

Hauptelemente	RMn 129	RMn 128	RMn 127	RMn 126	RMn 124	RMn 123	RMn 122	RMn 121	RMn 120
SiO <sub>2</sub>	90.94	81.39	92.18	78.50	33.26	77.07	82.92	71.10	90.44
TiO <sub>2</sub>	.11	.30	.11	.35	.02	.36	.20	.38	.11
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	3.20	7.89	2.63	8.64	1.62	6.91	5.72	9.70	2.92
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1.10	3.27	1.05	4.25	.58	5.38	5.18	9.47	1.94
FeO	.35	.12	.28	.75	0.00	0.00	.84	1.30	.67
MnO	.26	.40	.18	.39	44.53	2.48	.11	.21	.12
MgO	1.05	1.00	.77	.84	.56	1.72	.93	1.96	.82
CaO	.05	.22	.05	.32	5.14	1.46	.05	.42	.09
Na <sub>2</sub> O	0.00	1.59	0.00	2.70	0.00	1.11	.01	.33	0.00
K <sub>2</sub> O	.59	1.26	.53	.84	0.00	0.00	1.86	2.98	.80
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	.06	.06	.06	.08	.10	.11	.06	.08	.08
H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	.95	1.31	.82	1.09	6.81	1.78	1.28	1.94	.97
CO <sub>2</sub>	.03	.07	.07	.10	4.85	.04	.05	.04	.04
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	.09	.09	.09	.09	.08	.09	.09	.08	.09
NiO	.01	.01	.01	.01	.01	.01	.01	.01	.01
Total	98.79	98.98	98.83	98.95	97.56	98.52	99.31	100.00	99.10
NB	0.	0.	0.	0.	4.	0.	0.	39.	0.
ZR	13.	58.	16.	72.	11.	64.	39.	118.	18.
Y	0.	1.	0.	7.	8.	10.	5.	42.	3.
SR	0.	0.	0.	4.	32.	106.	0.	51.	0.
U	0.	0.	0.	0.	0.	0.	0.	31.	0.
RB	22.	51.	19.	34.	1.	0.	66.	129.	24.
TH	0.	0.	0.	0.	0.	0.	0.	46.	0.
PB	0.	0.	0.	0.	0.	10.	0.	48.	0.
GA	0.	5.	1.	8.	21.	9.	7.	23.	1.
ZN	57.	51.	41.	46.	59.	67.	53.	133.	32.
CU	0.	0.	0.	8.	0.	707.	0.	11.	0.
NI	34.	37.	25.	38.	40.	45.	26.	74.	14.
CO	121.	125.	77.	57.	764.	338.	0.	47.	6.
CR	36.	63.	25.	70.	95.	77.	48.	100.	36.
V	21.	31.	14.	79.	19.	60.	65.	173.	30.
CE	0.	0.	0.	0.	184.	18.	0.	68.	0.
ND	0.	0.	0.	0.	115.	8.	0.	37.	0.
BA	57.	124.	46.	110.	43.	9.	141.	377.	57.
LA	0.	0.	0.	0.	36.	0.	0.	0.	0.
SC	3.	9.	3.	10.	2.	7.	7.	14.	3.

Tabelle 14: Haupt- und Spurenelemente von einem Radiolaritprofil in der Falotta.



# Literaturverzeichnis

- BERNOULLI, D. (1972): North Atlantic and Mediterranean Mesozoic Facies: a Comparison. – Init. Rep. Deep Sea Drill. Proj. 9.
- BONATTI, E., ZERBI, M., KAY, R. and RYDELL, H. (1976): Metalliferous Deposits from the Apennines: Mesozoic Equivalents of Modern Deposits from Oceanic Spreading Centers. – Bull. geol. Soc. Amer. 87, 83–94.
- BURCKHARDT, C. E. (1956): Sulla geologia e sulla mineralizzazione a manganese nelle miniere di Gambatesa. – Boll. Tec. Min. Soc. Min. Sid. Ferromin Genova.
- CORNELIUS, H. P., Geologie der Err-Julier-Gruppe.  
 – (1935): I. Teil, das Baumaterial.  
 – (1950): II. Teil, der Gebirgsbau.  
 – (1951): III. Teil, Quartär, Beitr. geol. Karte Schweiz N.F. 70, I–III.
- CRERAR, D. A. (1982): Manganiferous Cherts of the Franciscan Assemblage. – Econ. Geol. 77/3.
- DE NEGRI, E., RIVALENTI, G. (1971): Alcune considerazioni sulla genesi dei sedimenti manganiferi della Val Graveglia (Liguria). – Atti Soc. Toscana Sci. nat., Vol. 78.
- DIETRICH, V. (1969): Die Ophiolite des Oberhalbsteins und des Ophiolithmaterials der ostschweizerischen Molasseablagerung, ein petrographischer Vergleich. – Verlag Herbert Lang & Cie., Bern.  
 – (1970): Die Stratigraphie der Platta-Decke. – Eclogae geol. Helv. 63/2.  
 – (1972): Die sulfidischen Vererzungen in den Oberhalbsteiner Serpentiniten. – Beitr. geol. Schweiz, geotech. Ser. 49.
- ECKHARDT, P. et al. (1983): Postglaziale Krustenbewegungen an der Rhein-Rhone-Linie. – Mitt. geol. Inst. ETH und Univ. Zürich, 45.
- GEIGER, Th. (1948): Manganerze in den Radiolariten Graubündens. – Beitr. geol. Schweiz, geotech. Ser. 27.
- GEOTEST AG (1983): P. Holub, Dr. E. Scheller: Bericht Nr. 82030 über die geophysikalischen Untersuchungen auf Falotta.\*
- GEX, P. (1981): Rapport sur les Possibilités d'Etude par Géophysique du Gîte Manganifère de Falotta.\*
- GLAUSER, A. (1946): Abschliessender bergwirtschaftlicher Bericht über den Manganerzbergbau an der Falotta.\*
- GLAUSER, A. (1946): Abschliessender bergwirtschaftlicher Bericht über die Manganerzlagerstätte Parsettens.\*
- GRUNAU, H. R. (1965): Radiolarian Cherts and Associated Rocks in Space and Time. – Eclogae geol. Helv. 58/1.
- HEATH, G. R., MOBERLY, R. (1971): Cherts from the Western Pacific, Leg. 7. – Init. Rep. Deep Sea Drill. Proj. 4.
- HEIM, A. (1899): Die Eisenerze des Avers und die Manganerze von Oberhalbstein. – Eclogae geol. Helv. 4, 491.
- HUBRED, G. (1975): Deep-Sea Manganese Nodules: A Review of the Literature. – Min. Eng. 7/1.
- JAKOB, J. (1923): Vier Mangansilikate aus dem Val d'Err (Kt. Graubünden). – Schweiz. mineral. petrogr. Mitt. 3, 227–237.  
 – (1926): Die Tinzenit-Varietäten aus dem Val d'Err, GR. – Schweiz. mineral. petrogr. Mitt. 6, 200–203.  
 – (1931): Über die chem. Formel und die optischen Daten des Sursassit. – Schweiz. mineral. petrogr. Mitt. 11, 56–66.  
 – (1933): Die Manganerzlagerstätten zwischen Val d'Err und Roffna (Oberhalbstein), ihre Begleitminerale und ihre Genesis. – Schweiz. mineral. petrogr. Mitt. 13, 17–39.
- KASTNER, M., KEENE, J. B. (1975): Diagenesis of Pelagic Siliceous Oozes IXth International Congress of Sedimentology, Nice 1975.
- KLOCKMANN, F. (1978): Lehrbuch der Mineralogie. – F. Enke Verlag, Stuttgart, 16. Aufl.
- KRAUSKOPF, K. B. (1957): Separation of Manganese from Iron in Sedimentary Processes. – Geochim. cosmochim. Acta 12.
- LANCELOT, Y. (1973): Chert and Silica Diagenesis in Sediments of the Central Pacific. – Init. Rep. Deep Sea Drill. Proj. 17, 377–405.
- MAISCH, M. (1981): Glazial-morphologische und gletschergeschichtliche Untersuchungen im Gebiet zwischen Landwasser- und Albula, Gr. – Diss. Geogr. Inst. Univ. Zürich.
- MARGOLIS, S. V., BURNS, R. G. (1976): Pacific Deep-Sea Manganese Nodules: Their Distribution, Composition, and Origin. – Ann. Rev. Earth Planet. Sci. 4.
- MÜLLER, F. P. (1916): Die Manganerzlagerstätten des Oberhalbsteins. – Z. prakt. Geol. 25, 219–228.
- ROY, S. (1981): Manganese Deposits. – Academic Press.
- SALIS (1805): Färberei-Materialien im Kanton Graubünden. – Der neue Sammler, 1. Jahrgang, Chur.
- SCHMIDT, C. (1916): Bericht über die Manganerzlagerstätten im Oberhalbstein. – Basel 1916.\*
- STAUB, R. (1920): Neuere Ergebnisse der geologischen Erforschung Graubündens. – Eclogae geol. Helv. 25/4.
- STÖCKLIN, J. (1949): Zur Geologie der nördlichen Err-Gruppe zwischen Val d'Err und Weissenstein. – Diss. Univ. Zürich.
- STRUNZ, H. (1977): Mineralogische Tabellen. – Akadem. Verlagsgesellschaft Leipzig, 6. Aufl.
- SPRY, A. (1969): Metamorphic Textures. – Pergamon Press, Oxford/London.
- SUANA, M. (1983): Die Manganerzlagerstätten von Tinizong im Oberhalbstein, GR. – Diss. Univ. Bern, 1983.

- TARNUZZER, CH., ARBENZ, P. (1913): Geol. Gutachten über die Erzlagerstätten im Gebiet der Gemeinde Tinzen, GR.\*
- TARNUZZER, CH., ARBENZ, P. (1923): Die Manganerze im Radiolarien-Hornstein in Mittelbünden. – Beitr. geol. Schweiz, geotechn. Ser. 13/1.
- VOBORNY, O. (1980): Geologie des Carungas. – Diplomarbeit, ETH Zürich.\*
- WHITE, S. H., et al. (1982): Fault Rocks of the Moine Thrust Zone: Microstructures of selected mylonites. – Textures Microstruct., 5.
- WISE, S. W., WEAVER, F. M. (1974): Certification of Oceanic Sediments. Pelagic sediments: on land and under the sea. – Spec. Publ. int. Ass. Sediment 1.
- Weitere Akten und Gutachten aus den Archiven der
- Studiengesellschaft zur Nutzbarmachung schweiz. Lagerstätten, min. Rohstoffe,
  - Gonzen A.G.

## Geologische Karten

- CORNELIUS, H. P. (1932): Geologische Karte der Err-Julier-Gruppe, 1:25000, West-Blatt. – Schweiz. Geol. Komm. Spezialkarte Nr. 115 A.
- EBERLE, G. (1979): Geologische Karte der Castellejns, 1:10000. – Diplomarbeit ETH Zürich.\*
- PETERS, Tj.: Geologische Kartierung des Landesblatts Bivio 1256, 1:10000.\*
- VOBORNY, O. (1980): Geologische Karte des Carungas, 1:10000. – Diplomarbeit ETH Zürich.\*

\* = unpublizierte Berichte

## Literaturverzeichnis

### zum Kapitel 7, von Tj. Peters, Bern

- ARRHENIUS, G., KJELLBERG, G. and LIBBY, W. F. (1951): Age determination of Pacific chalk ooze by radiocarbon and titanium content. – Tellus 3, 222–229.
- BLÄUER, CH. (1983): Geologische und petrographische Untersuchungen in der Aroser Zone, zwischen Aroser Weisshorn und Prätsch. – Diplomarbeit, Univ. Bern.
- BONATTI, E., KRÄMER, T. and RYDELL, H. (1972): Classification and genesis of sub-marine iron manganese deposits, in Horn, D. Ed. Ferromanganese deposits on the ocean floor. – Washington, National Science Foundation, 149–165.
- BONATTI, E., ZERBI, M., KAY, R. and RYDELL, H. (1976): Metalliferous deposits from the Apennine ophiolites: Mesozoic equivalents of modern deposits from oceanic spreading centers. – Bull. geol. Soc. Amer., 87, 83–94.
- DE CAPITANI, CH. (1983): Petrographische Untersuchungen in der Gegend Furtschellas–Grialetsch (Oberengadin), unter besonderer Berücksichtigung der Manganerz-Vorkommen. – Diplomarbeit, Univ. Bern.
- CRERAR, D. A., NAMSON, J., SO CHYI, M., WILLIAMS, L. and FEIGENSON, D. M. (1982): Manganiferous cherts of the Franciscan Assemblage: I. General Geology, Ancient and Modern Analogues and Implications for Hydrothermal Convection at Oceanic Spreading Centers. – Econ. Geol., 77, 519–540.
- DAL PIAZ, G. V., DI BATTISTINI, G., KIENAST, J.-R. and VENTURELLI, G. (1979): Manganiferous quartzitic shists of the piemonte ophiolite Nappe in the Valsesia–Valtournanche Area (Italian Western Alps). – Mem. Ist. geol. Mineral. Univ. Padova, 32.
- FERRARIO, A. and MONTRASIO, A. (1976): Manganese ore Deposits of Monte del Forno. Its Stratigraphic and Structural Implications. – Schweiz. mineral. petrogr. Mitt., 56, 377–387.
- GEIGER, Th. (1948): Manganerze in den Radiolariten Graubündens. – Beitr. geol. Schweiz, geotechn. Ser. 27.
- PETERS, Tj., SCHWANDER, H. and TROMMSDORFF, V. (1973): Assemblages among tephroite, pyroxmangite, rhodochrosite, quartz: Experimental data and occurrences in the rhetic Alps. Contr. Mineral. Petrol., 42, 325–332.
- PETERS, Tj., TROMMSDORFF, V. and SOMMERAUER, J. (1978): Manganese Pyroxenoids and Carbonates: Critical Phase relations in Metamorphic Assemblages from the Alps. – Contrib. Mineral. Petrol., 66, 383–388.
- TOTH, J. R. (1980): Deposition of submarine crusts rich in manganese and iron. – Bull. geol. Soc. Amer. 91, 44–54.
- TROMMSDORFF, V., SCHWANDER, H. and PETERS, Tj. (1970): Mangansilikate der alpinen Metamorphose in Radiolariten des Julier–Bernina-Gebietes. – Schweiz. mineral. petrogr. Mitt., 50, 539–545.
- TUREKIAN, K. K. and WEDEPOHL, K. H. (1961): Distribution of the elements in some major units of the earth's crust. – Bull. geol. Soc. Amer. 72, 175–192.

### Legende zu den Profilen

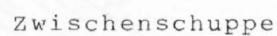
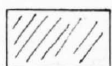
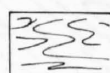
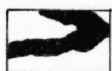
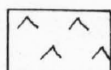
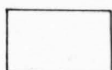
1. Geologie:



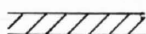
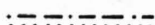
## Lagerstätte

*Liegendes*

Hangendes



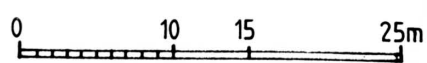
## 2. Geophysik:



350

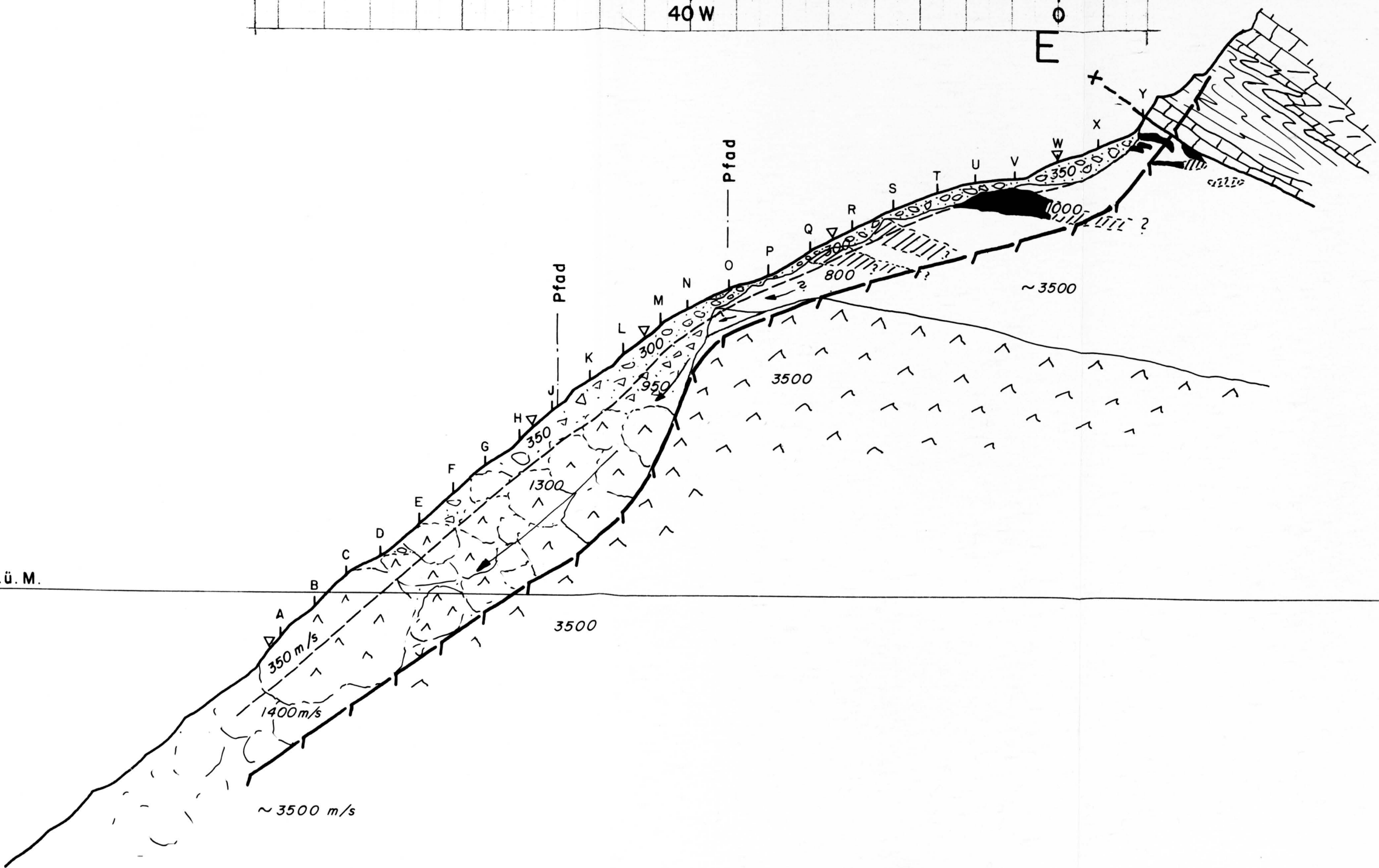
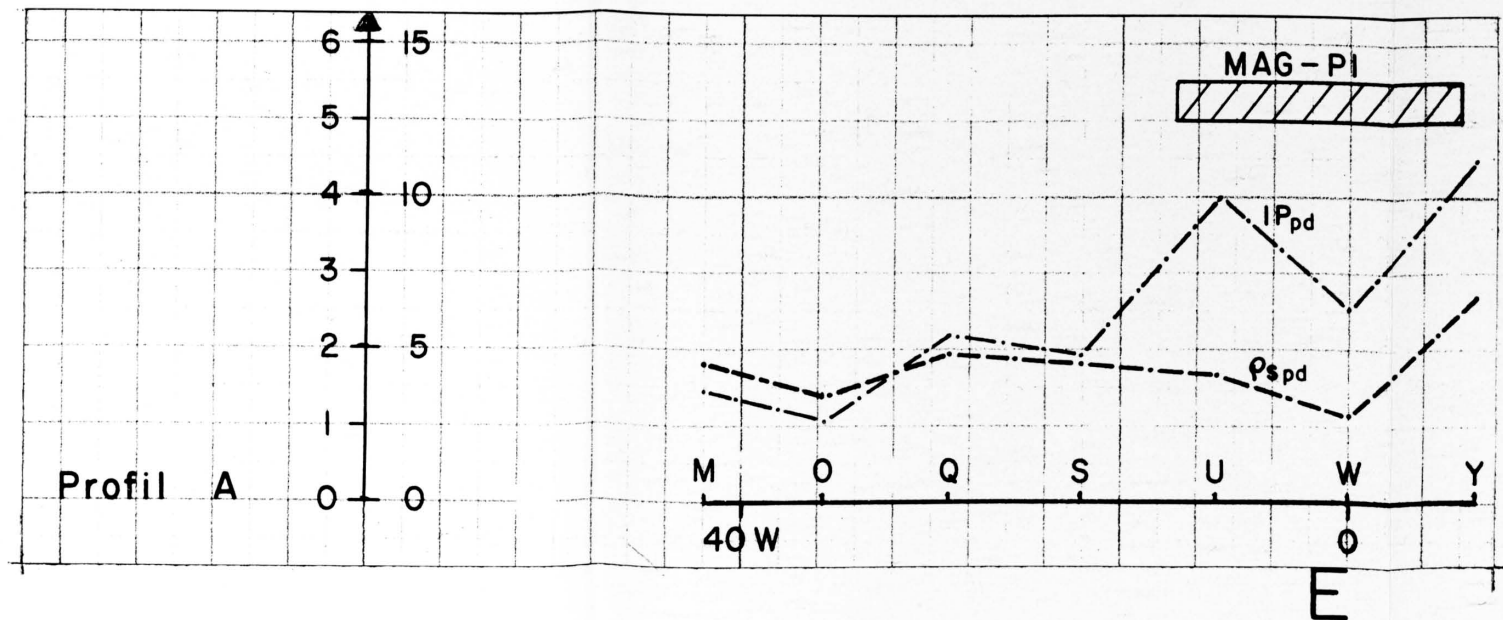


PROFIL A 1:500



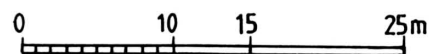
W

- 2150
- 2140
- 2130
- 2120
- 2110
- ▼ 2100 m.ü. M.
- 2090





# PROFIL B 1:500



W

2170

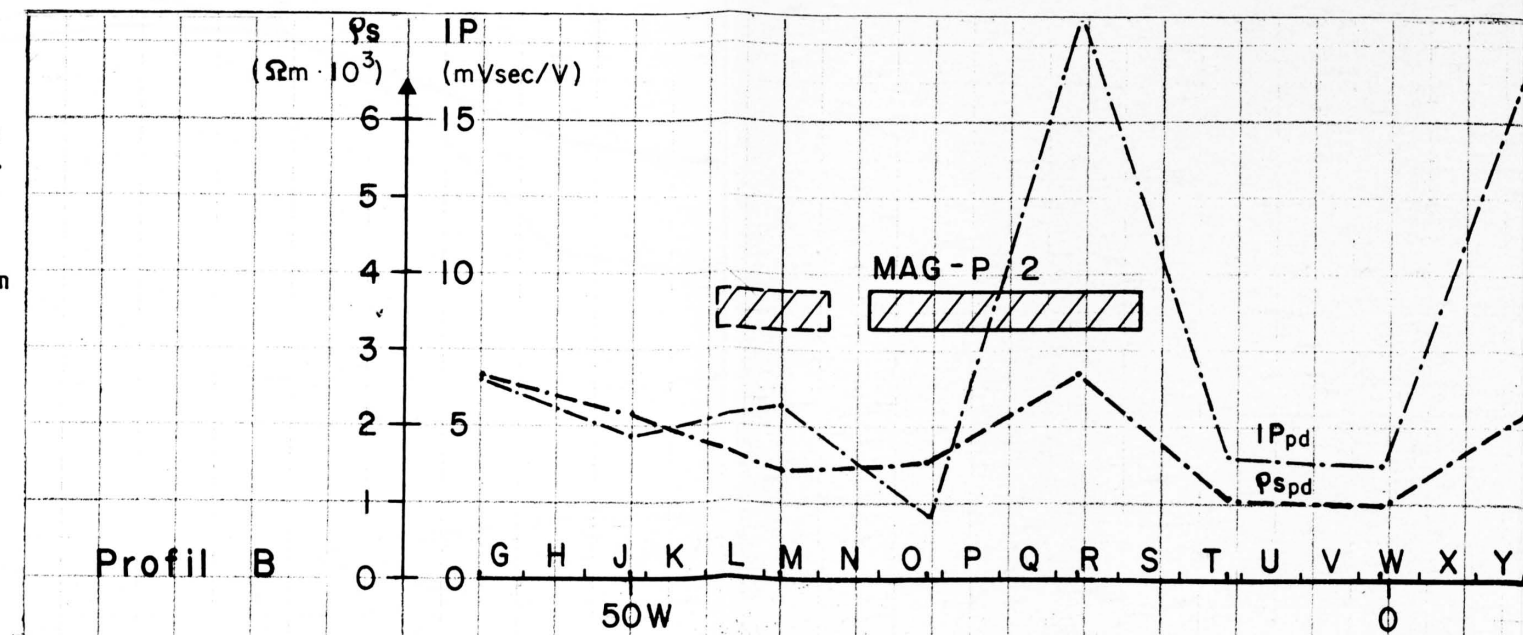
2160

2150

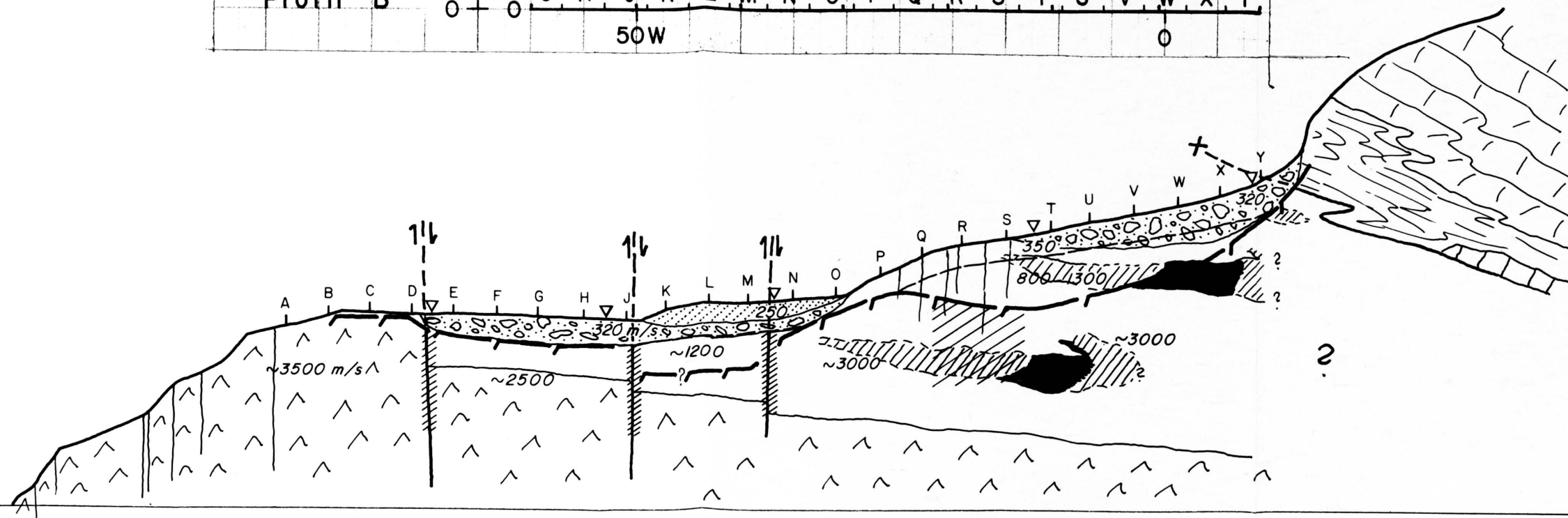
2140

2130

2120 m.ü.M



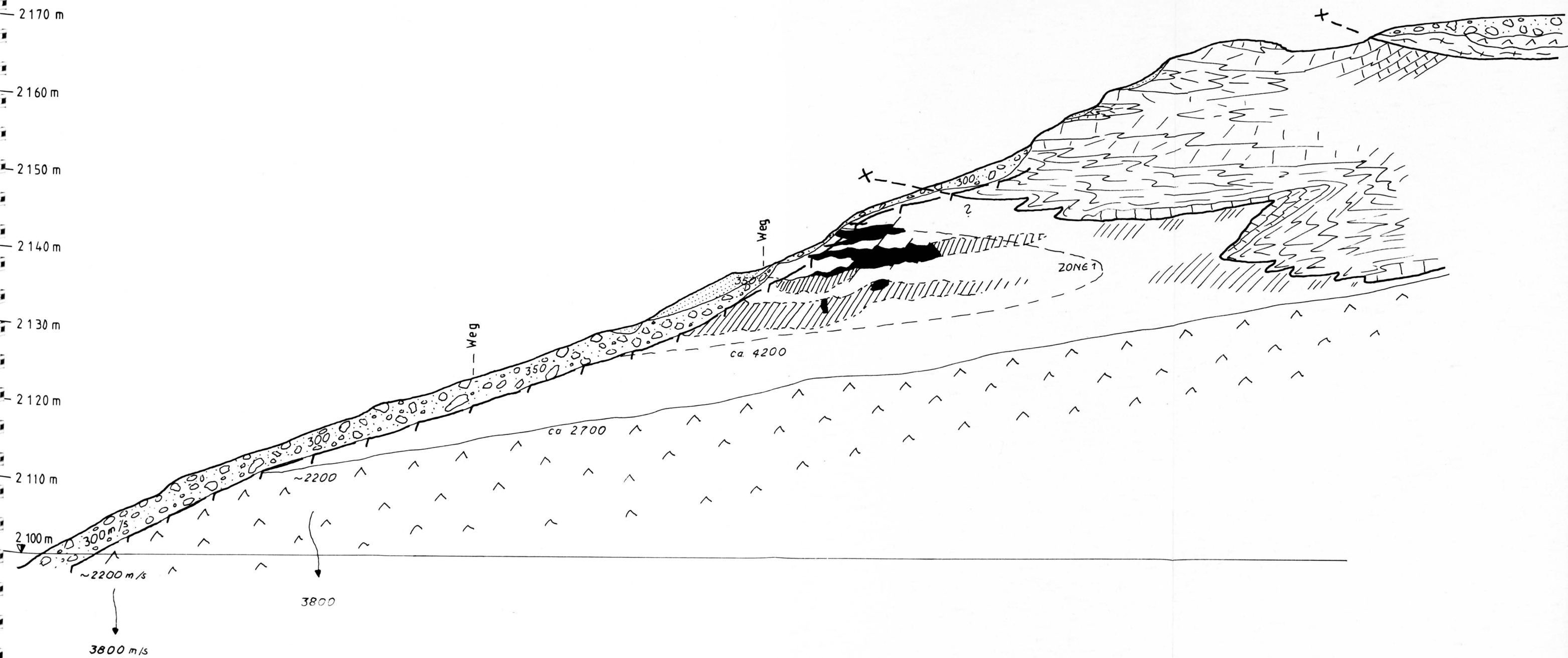
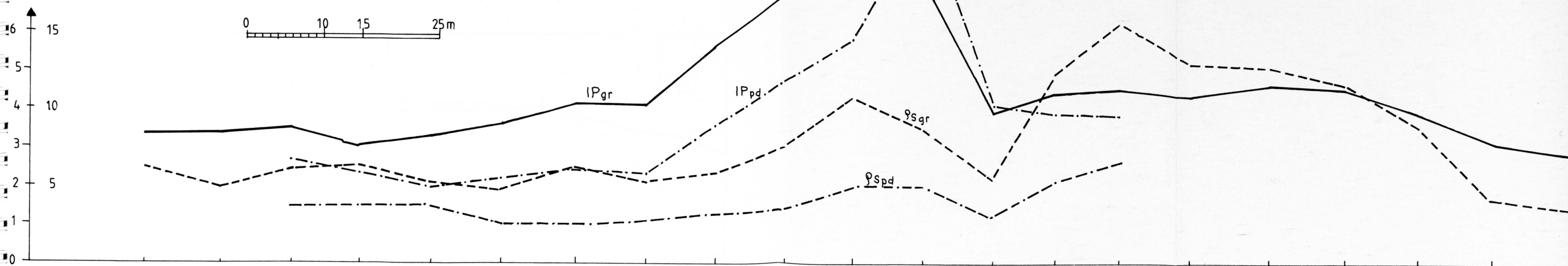
E



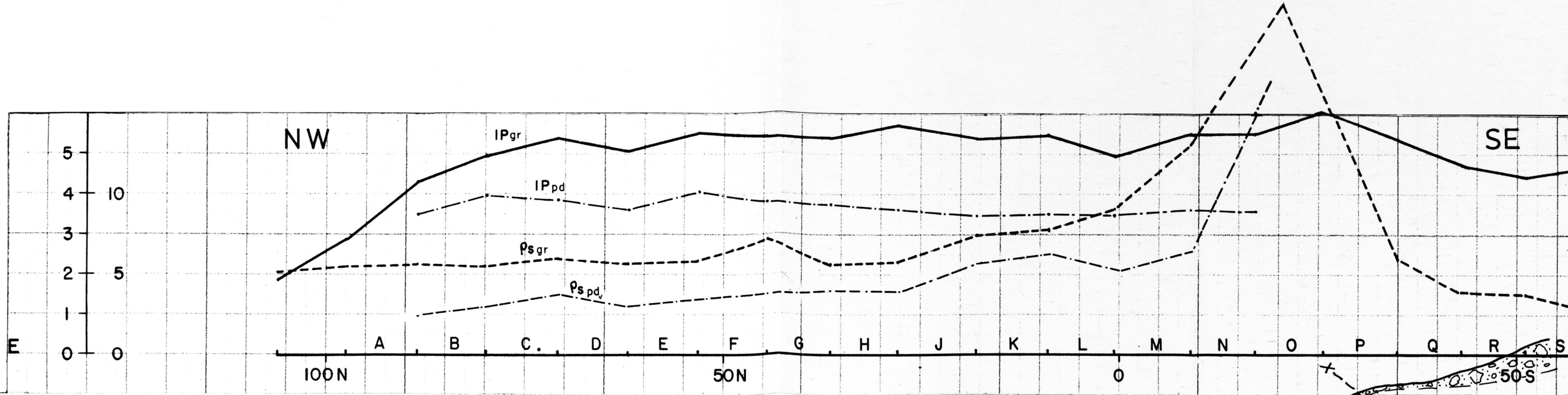
33° NW

150 SE

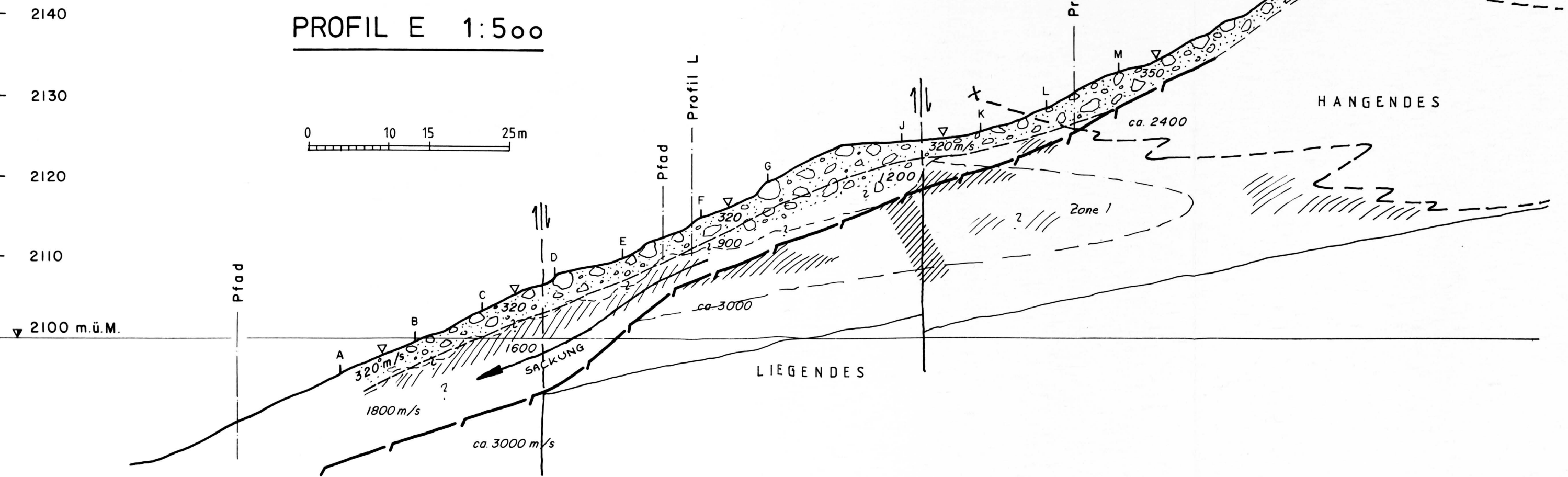
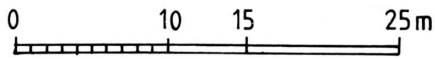
PROFIL C 1:500







PROFIL E 1:500

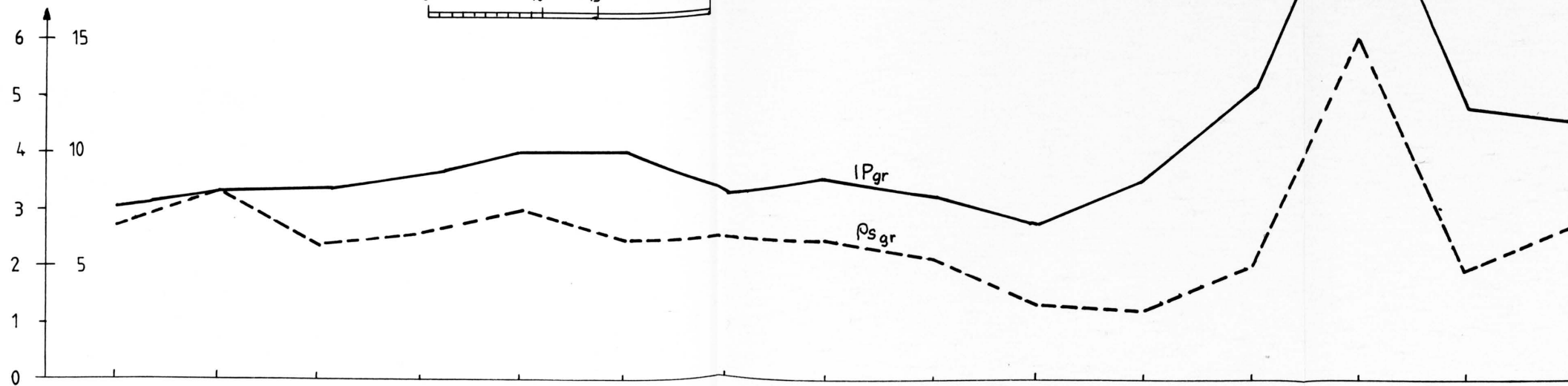
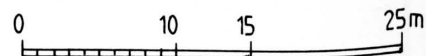




# PROFIL I 1:500

N

S



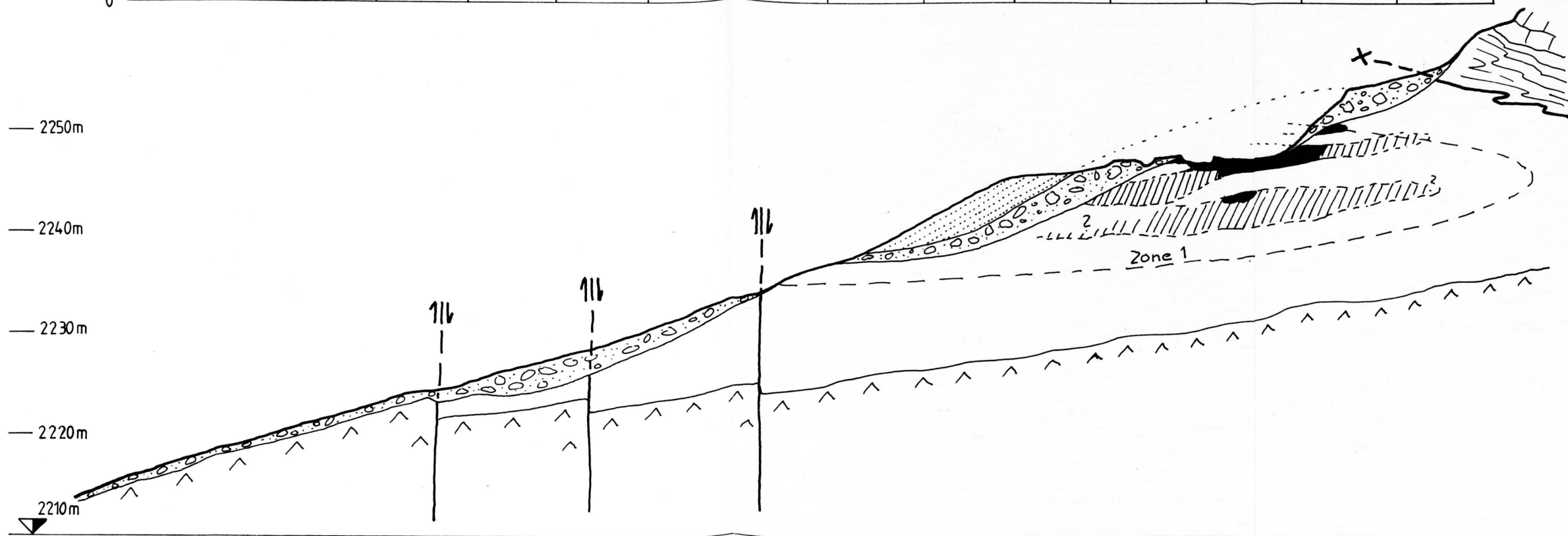
— 2250m

— 2240m

— 2230m

— 2220m

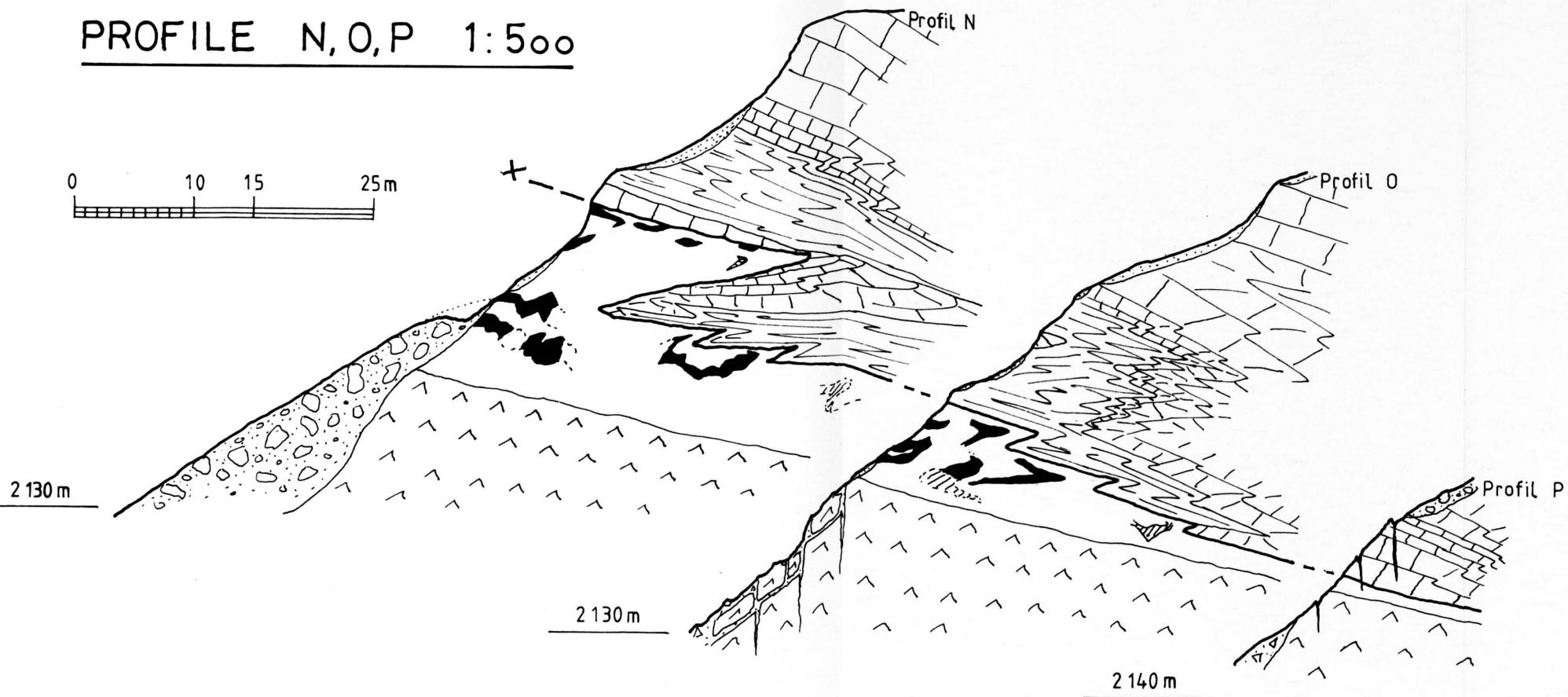
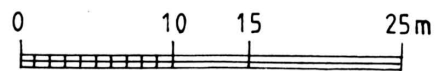
2210m



WSW

ENE

PROFILE N, O, P 1:500



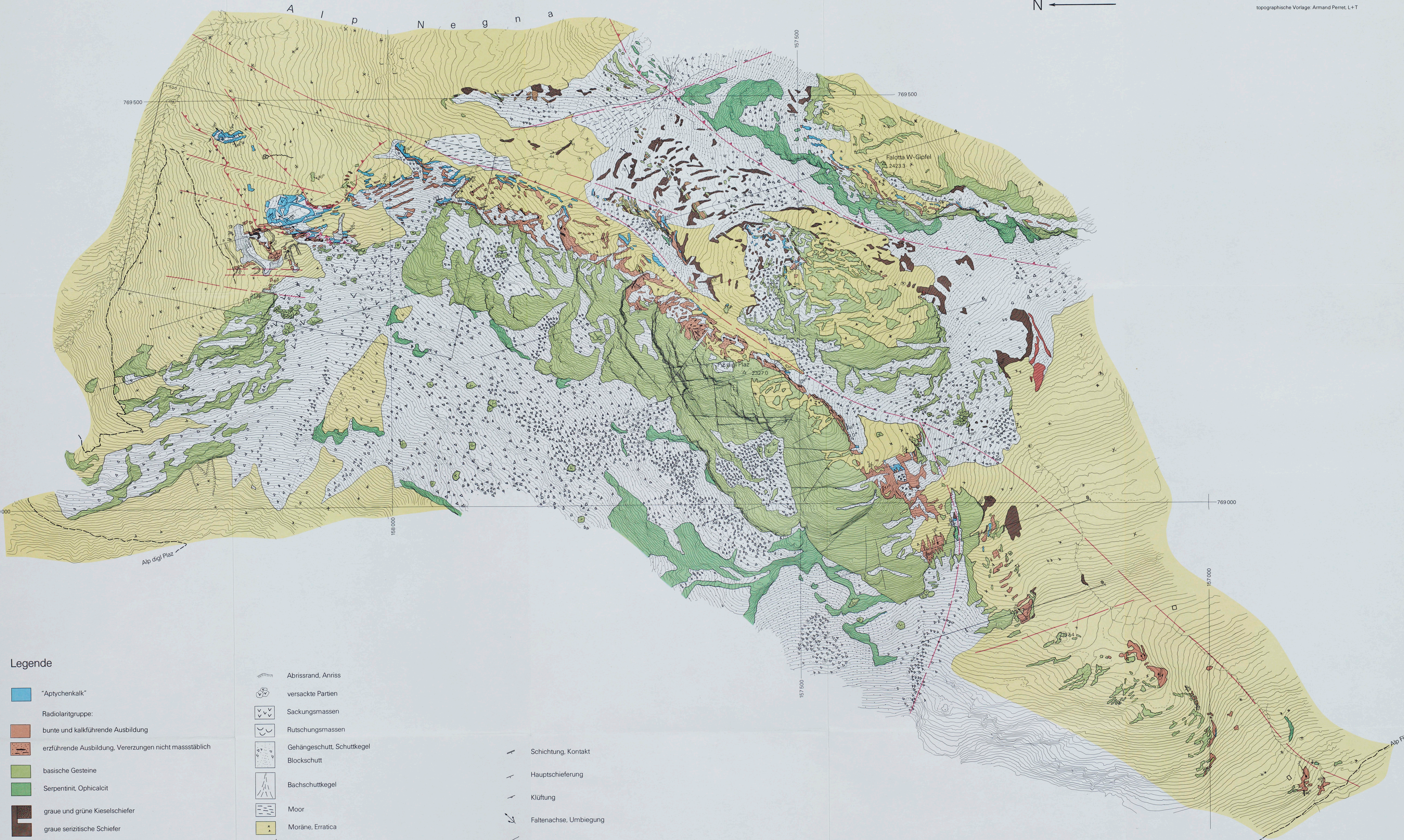


# Geologische Aufschlusskarte der manganerzführenden Zone von Falotta

1:2000  
0 10 50 100 200 400 m  
Äquidistanz 2 m

N

geologische Aufnahme: Michael Suana 1980/81  
topographische Vorlage: Armand Perret, L+T



## Legende

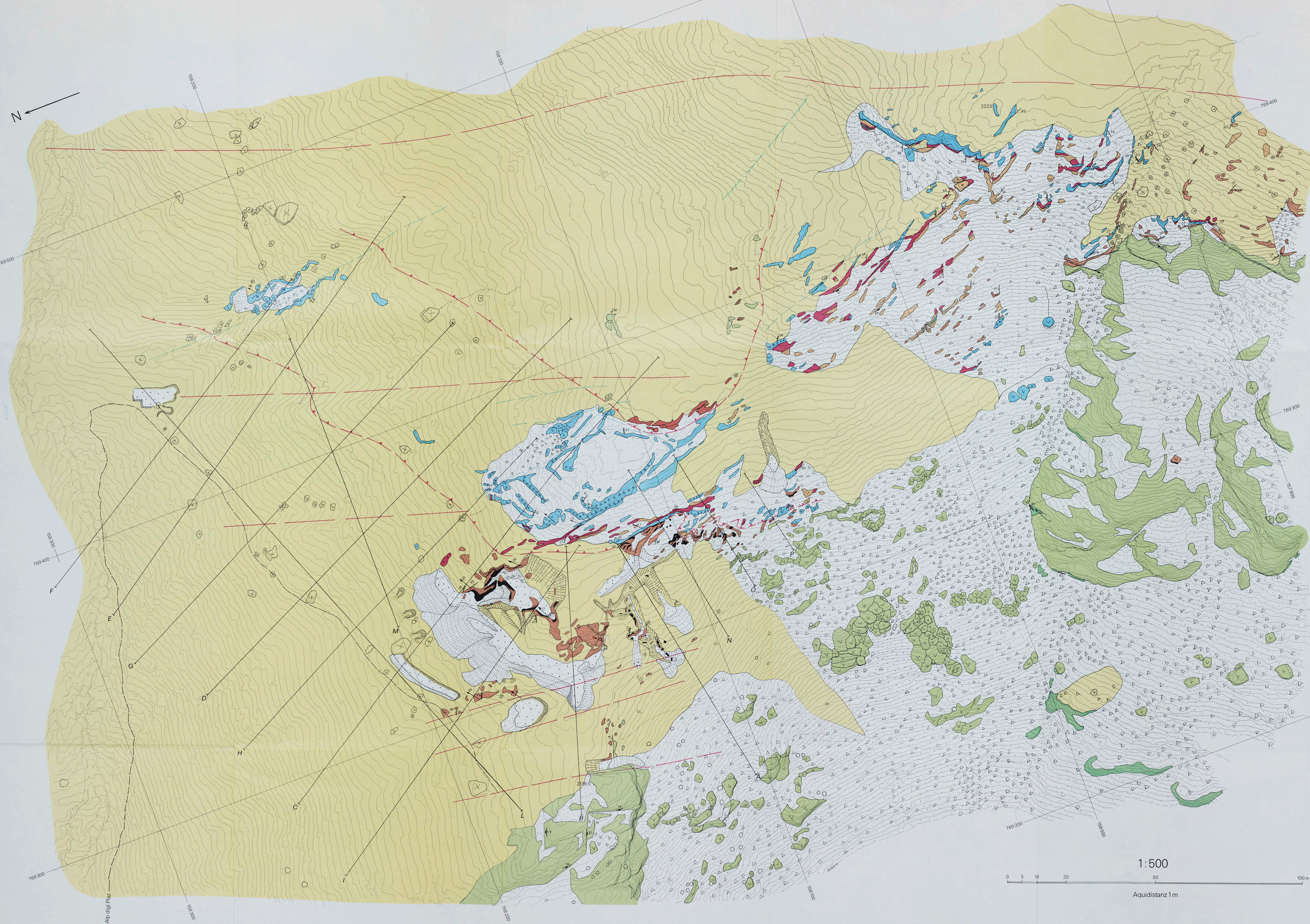
- "Aptychenkalk"
- Radiolaritgruppe:
- bunte und kalkführende Ausbildung
- erzführende Ausbildung, Vererzungen nicht massstäblich
- basische Gesteine
- Serpentin, Opicalcit
- graue und grüne Kieselschiefer
- graue serizitische Schiefer
- kalkführende Tonschiefer
- Dolomite
- saure kristalline Gesteine

- Abrissrand, Anriss
- versackte Partien
- Sackungsmassen
- Rutschungsmassen
- Gehängeschutt, Schuttkegel
- Blockschutt
- Bachschuttkegel
- Moor
- Moräne, Erratica
- Wanderblock
- Schürfgraben, Aufschüttung, Schutthalde

- Schichtung, Kontakt
- Hauptschieferung
- Klüftung
- Faltenachse, Umbiegung
- offene Klüfte
- Bruch, Störung
- Überschiebung



Geologische Aufschlusskarte der Manganerzlagerstätte Falotta



Legende

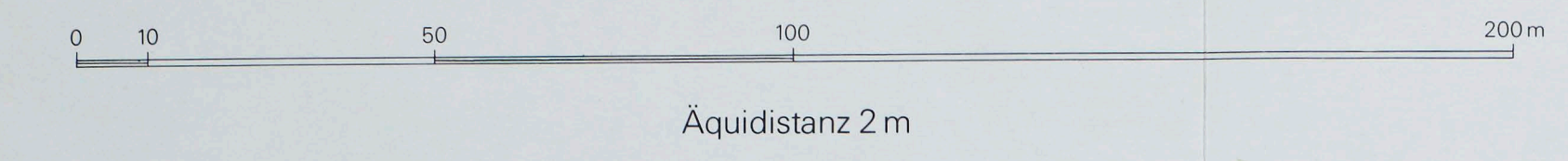
- "Aptychenkalk", massig
- Radiolaritgruppe:
  - bunte/kalkführende Ausbildung
  - erzführende Ausbildung
    - vorwiegend Tonschiefer
    - schwach vererzt, nicht kartierbar
    - Manganserz-Linsen
    - stark verquarzt, Quarzadern
- basische Gesteine
- Serpentin
- graue Tonschiefer
- saure kristalline Gesteine
- Schichtfläche, Kontakt
- Hauptschieferung, Klüftung
- Faltenachsen, Umbiegung
- Bruch, Auf-, Abschiebung
- Klüfte
- weit geöffnete Klüftspalten:
  - im Anstehenden
  - in der Überdeckung
- Sackungsmassen
- Rutschungsmassen
- Gehängeschutt, Blockschutt
- Moräne (Riss)
- erratischer Block
- Wanderblock
- Anriss, Schürfgraben
- Aufschüttung
- Schutthalde
- Stützmauer
- Bäume

geologische Aufnahme: Michael Suana 1991/92  
topographische Vorlage: Armand Perret, L+T

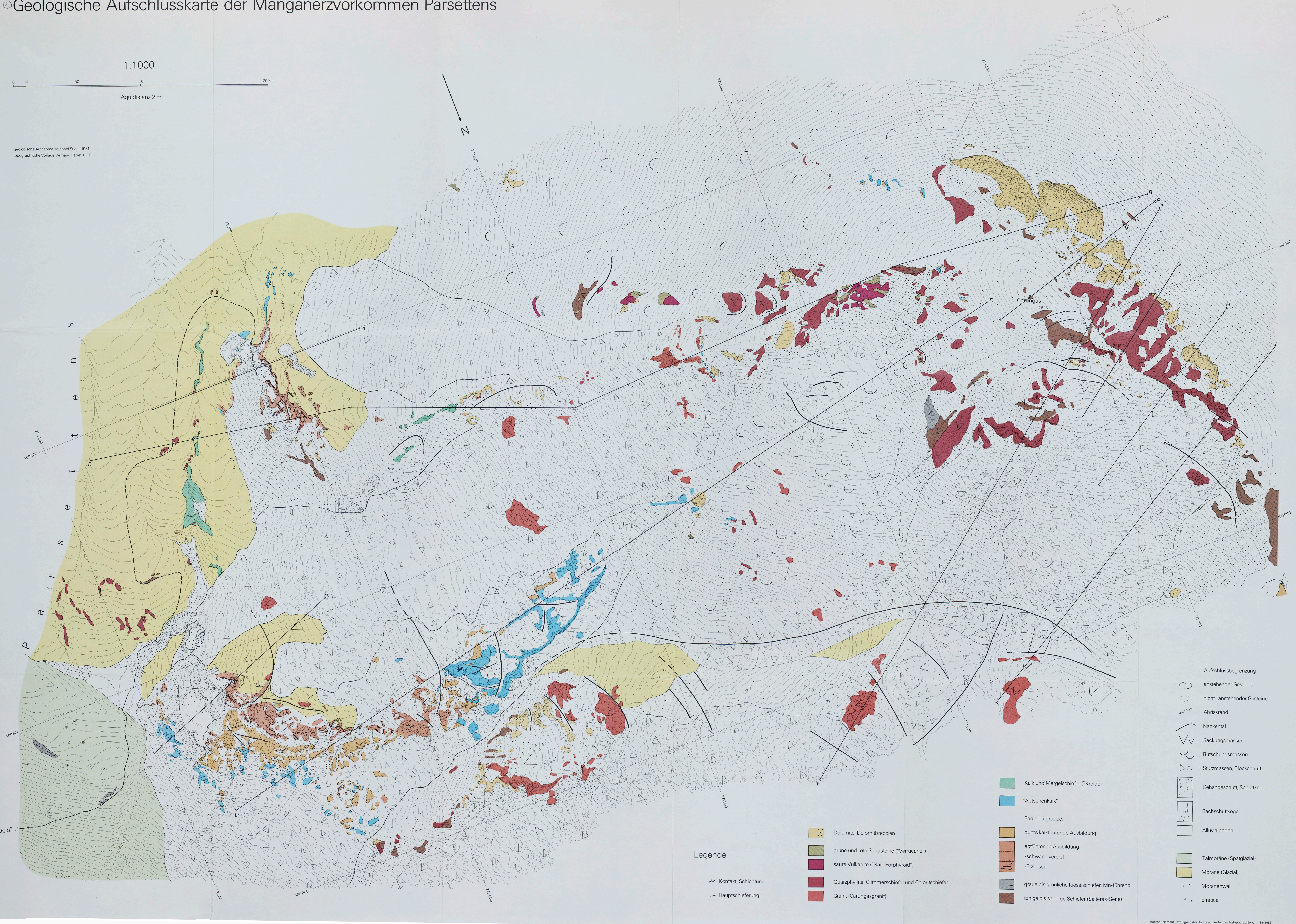


# Geologische Aufschlusskarte der Manganerzvorkommen Parsettens

1:1000



geologische Aufnahme: Michael Suana 1981  
topographische Vorlage: Armand Perret, L+T



## Legende

- Kontakt, Schichtung
- - - Hauptschieferung

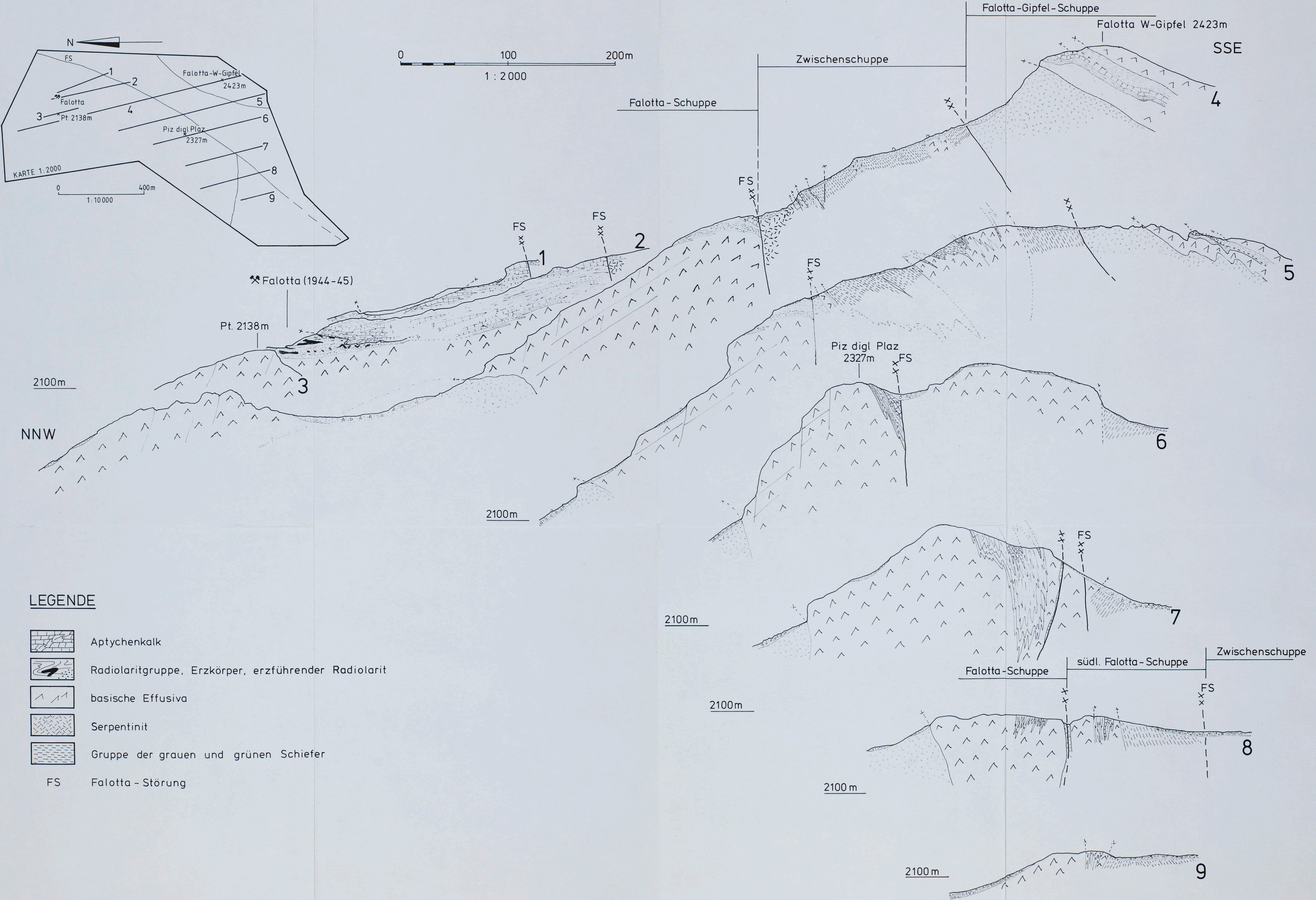
- Dolomite, Dolomitbreccien
- grüne und rote Sandsteine ("Verrucano")
- saure Vulkanite ("Nair-Porphyröid")
- Quarzphyllite, Glimmerschiefer und Chloritschiefer
- Granit (Carungasgranit)

- Kalk und Mergelschiefer (?Kreide)
- "Aptychenkalk"
- Radiolaritgruppe:
- bunte/kalkführende Ausbildung
- erzführende Ausbildung
- schwach vererzt
- Erzinseln
- graue bis grünliche Kieselschiefer, Mn-führend
- tonige bis sandige Schiefer (Salteras-Serie)

- Aufschlussbegrenzung
- anstehender Gesteine
- nicht anstehender Gesteine
- Abrissrand
- Nackental
- Sackungsmassen
- Rutschungsmassen
- Sturzmassen, Blockschutt
- Gehängeschutt, Schuttkegel
- Bachschuttkegel
- Alluvialboden
- Talmoräne (Spätglazial)
- Moräne (Glazial)
- Moränenwall
- Erratica



GEOLOGISCHE PROFILE 1:2000 DURCH DIE MANGANERZFÜHRENDE ZONE VON FALOTTA





GEOLOGISCHE PROFILE 1:1'000 PARSETTENS/CARUNGAS

