

MITTEILUNGEN

DER ABTEILUNG FÜR
GEOLOGIE, PALÄONTOLOGIE UND BERGBAU
AM LANDESMUSEUM JOANNEUM



Themenheft

Steirische Rohstoffreserven

Band 2

Schriftleitung:
Doz. Dr. W. Gräf

Die in Klammern angegebenen Seitenzahlen beziehen sich auf das „Jahrbuch der naturwissenschaftlichen Abteilungen am Joanneum in Graz“, das von der Steiermärkischen Landesbibliothek herausgegeben wird.

Themenheft

Steirische Rohstoffreserven

Band 2

Schriftleitung:
Doz. Dr. W. Gräf

Für Form und Inhalt der Beiträge sind die Autoren verantwortlich. Im Selbstverlag der Abteilung für Geologie, Paläontologie und Bergbau am Landesmuseum Joanneum, Raubergasse 10,
A-8010 Graz.

Druck: Styria, Ederbastei 3, A-8750 Judenburg. Lithos: Reproteam, Schießstattgasse 3—5,
A-8010 Graz.

Zum Geleit!

Jedes Zeitalter hat seine Schatzsucher: Die Jagd nach dem Gold reicht schon Jahrhunderte zurück, und die Suche nach dem „flüssigen Gold“, dem Erdöl, verläuft bis in unsere Tage nicht minder dramatisch.

Wenn wir die Tatsache ernst nehmen, daß Rohstoffe in der Zukunft sowohl knapper als auch teurer sein werden, dann kommt einer möglichst langfristigen Planung und einer sparsamen Nutzung der verfügbaren Potentiale entscheidende Bedeutung zu: Auch die vorliegende Zwischenbilanz dieses Themenheftes „Steirische Rohstoffreserven“ zeigt, daß zahlreiche Lagerstätten in unserem Land unter der Voraussetzung einer weiter verbesserten Berg- und Hüttentechnik schon in näherer Zukunft wirtschaftliche Bedeutung erlangen könnten.

Ohne Zweifel hat der Beschluß der Steiermärkischen Landesregierung vom Jahre 1974 mit dem darauf basierenden Forschungsauftrag an ein Team von Geo- und Montanwissenschaftlern zur systematischen Erforschung unserer steirischen Rohstoffreserven bisher gezeigt, daß für ein qualitatives Wirtschaftswachstum die rationelle Nutzung der steirischen Rohstoffreserven eine wichtige Voraussetzung darstellt. Sie soll der interessierten Wirtschaft zur Verfügung stehen, um sowohl im Sinne der Nutzung und Veredelung von Rohstoffen als auch im Sinne des Umweltschutzes eine größtmögliche Wertschöpfung zu sichern.

Wenn heute Geologen des Steirischen Landesmuseums Joanneum die Idee des Gründers, Erzherzog Johann, derart weiterentwickelt haben, daß gleichsam Lagerstätten „auf Knopfdruck“ vom Computer abgerufen werden können und entscheidende Informationen über alle wichtigen Rohstoffvorkommen unseres Landes bereitstehen, dann gilt es, allen Beteiligten für die schon jetzt hoffnungsvollen Ergebnisse zu danken.

Mit meinem Dank an die Arbeitsgemeinschaft für die fruchtbare Wechselwirkung mit der Montanuniversität Leoben verbinde ich den Wunsch, daß dieser neue Sammelband weitere Impulse für die erfolgreiche Nutzung der steirischen Rohstoffreserven und zukunftsorientierte Aspekte liefern möge.



Landeshauptmann von Steiermark

Inhaltsverzeichnis

GRÄF, W.: Vorwort	7
GEUTEBRÜCK, E.: Prospektions- und Explorationsarbeiten auf Kieselgur im Aflenzer Neogen.	9
HADITSCH, J. G., PETERSEN-KRAUSS, D. & YAMAC, Y.: Beiträge für eine geologisch-lagerstättenkundliche Beurteilung hinsichtlich einer hydro-metallurgischen Verwertung der Kraubather Ultramafitmasse	23
HÖNIG, J. & TIEDTKE, H.: Pegmatitische Rohstoffe im steirischen Anteil der Koralpe.	79
MAURITSCH, H. J.: Geophysikalische Prospektion auf Graphit im Revier Hochadler bei St. Lorenzen im Palental	83
METZ, K.: Vorbericht über die Talklagerstätten des Liesingtales	87
METZ, K.: Geophysikalische, geologische und lagerstättenkundliche Studien in der Rannachserie des Liesingtales, Stmk. Bericht zu Projekt P 29 der Steiermärkischen Landesregierung („Schwerminerale Rannachserie — Wald“).	95
POHL, W., SIEGL, W. & VINZENZ, M.: Das Eisenglimmervorkommen bei Pack/Stmk. — Zwischenbericht 1980.	103
SCHARFE, G.: Steirische Graphitvorkommen	117
SCHARFE, G.: Quarzsandvorkommen im weststeirischen Tertiärgebiet	123
SCHMID, CH., SCHMÖLLER, R. & WEBER, F.: Geophysikalische Prospektionsarbeiten auf Kieselgurvorkommen im Bereich des Aflenzer Tertiärbeckens.	129
SCHÜSSLER, F.: Montangeologische Untersuchungen auf Eisenglimmer am Beispiel der Vererzungen in den nordöstlichen Seetaler Alpen.	137
STUMPFL, E. F. & EL AGEED, A.: Hochgrößen und Kraubath — Teile eines paläozoischen Ophiolith-Komplexes	161
ZIRKL, E. J.: Das Projekt Bau- und Dekorationsgesteine der Steiermark	171
ZIRKL, E. J.: Das Hieflauer Konglomerat vom Praunseisbruch bei Hieflau, Steiermark	175

Vorwort

In der Vergangenheit haben die Geo- und Montanwissenschaften durch die Auffindung und Erschließung immer neuer Vorräte an mineralischen Rohstoffen und Energieträgern ganz wesentlich am rasanten technischen Fortschritt und an einer steten Steigerung des Wirtschaftswachstums mitgewirkt. Sie haben damit zwar die Basis für unsere heutige Wohlstandsgesellschaft mitgeschaffen, ungewollt jedoch auch ihre Negativwirkungen und ihre Auswüchse begünstigt: Jene gigantische Verbrauchs- und Wegwerfmentalität, die wohl erst auf dem Nährboden der zu lange aufrechterhaltenen Fiktion unendlicher Rohstoffvorräte gedeihen konnte.

Heute ist die Erkenntnis, daß die Rohstoffvorkommen nicht unerschöpflich sind, Allgemeingut geworden. Die Erfassung der eigenen, wenn auch international gesehen bescheidenen Reserven und ihr schonender und sparsamer Einsatz, muß daher ebenso Inhalt einer zukunftsorientierten Rohstoffpolitik sein, wie die Weckung eines gesunden Rohstoffbewußtseins in der Bevölkerung.

Eine enge Koordination und Kooperation im übernationalen und nationalen Bereich ist sicher ein guter und zielführender Weg dahin. Beides hat sich in den letzten Jahren aus österreichischer Sicht in überaus positiver und damit auch sehr fruchtbarer Weise entwickelt. Die Steiermark hatte dabei insofern einen nicht unwesentlichen Startvorteil, als die Rohstoffforschung hier nicht erst einer durch drohende Krisen ausgelösten Initialzündung bedurfte, sondern aufgrund der besonderen Situation des Landes praktisch in Permanenz betrieben wird. Diese Aktivitäten erfuhren durch die Initiativen von Land und Bund in den letzten Jahren allerdings eine bedeutende Steigerung. Meilensteine auf diesem Weg waren:

- der Beschluß der Steiermärkischen Landesregierung im Jahre 1974, die Steiermark nach mineralischen Rohstoffen zu durchforschen und ein Team von Fachleuten an der Montanuniversität Leoben mit dieser Aufgabe zu betrauen;
- die Gründung der „Vereinigung für Angewandte Lagerstättenforschung in Leoben“ im Jahre 1977, die sich seither dieser Aufgabe annahm;
- und schließlich die Konstituierung des Koordinationskomitees Bund — Bundesland Steiermark „zur gegenseitigen Abstimmung der Interessen, Planung und Durchführung der Mineralrohstoffforschung und Mineralrohstoffversorgungssicherung“ im Jahre 1977.

Seither laufen neben den rein steirisch dotierten Untersuchungen eine Reihe kooperativer Forschungsvorhaben, über die von Bundesseite im „Archiv für Lagerstättenforschung“ berichtet werden wird. Das erste Ergebnis des „Steirischen Programmes“ konnte bereits im Jahre 1977 im Rahmen eines eigenen Themenbandes „Steirische Rohstoffreserven“ (Mitt. Abt. Geol. Paläont. Bergb. Landesmus. Joanneum, Heft 38) in mehr als einem Dutzend Spezialarbeiten vorgelegt werden. Den seither abgeschlossenen Untersuchungen ist der vorliegende Band gewidmet.

W. Gräf

Prospektions- und Explorationsarbeiten auf Kieselgur im Aflenzer Neogen

Von E. GEUTEBRÜCK

Mit 6 Abb. und 2 Tab.

Inhaltsverzeichnis

Zusammenfassung	
1. Einleitung	9
1.1. Geographische Lage	10
1.2. Geologischer Rahmen	10
1.3. Allgemeines zur Entstehung und Verwertbarkeit von Kieselgur	13
2. Die Aflenzer Kieselgur	15
2.1. Stratigraphische Position und Verbreitung	15
2.2. Paläontologische Ergebnisse	15
2.3. Chemische und mineralogische Zusammensetzung	16
2.4. Technische Verwertbarkeit	16
3. Prospektions- und Explorationsarbeiten	17
3.1. Prospektionsarbeiten	17
3.2. Explorationsarbeiten	17

Zusammenfassung

Die Parameter der Kieselgurvorkommen des Aflenzer Beckens (Verbreitung, Mächtigkeit, Bonität, technische Verwertbarkeit usw.) sollten durch Prospektions- und Explorationsarbeiten erkundet werden. Obwohl bisher Kieselgur nur in für eine spätere Gewinnung nicht in Betracht kommenden Gebieten des Beckens nachgewiesen wurde, können nach Klärung der Frage nach der stratigraphischen Position dieser Vorkommen weitere Areale als hoffig angesehen werden.

Im Zusammenhang mit den im Jahr 1980 durchgeführten Bohrarbeiten konnten diatomeenreiche Tone mit Vorräten von rund 12 Mio. Tonnen nachgewiesen werden. Da eine industrielle Nutzung aufgrund der vorherrschenden Umweltfaktoren (Geogr. Lage, Art u. Ausmaß der Erstreckung, Landschaftsökologie etc.) denkbar wäre, wird eine Prüfung des Tones auf seine technische Verwertbarkeit vorgeschlagen.

1. Einleitung

Das Auftreten von Kieselgur im Aflenzer Neogenbecken konnte erstmalig von H. HOLZER (M. HAJOS & H. HOLZER, 1970) im Jahre 1967 nachgewiesen werden. Begehungen in den Folgejahren zeigten, daß kieselgurführende Schichten bzw. diatomeenreiche Tone im Aflenzer Becken weit verbreitet sind. Im Rahmen des Projektes 32 der Steiermärkischen Landesregierung wurden im Aflenzer Becken in den Jahren 1977, 1978 und 1979 montangeologische und geophysikalische Untersuchungen durchgeführt und vier Gebiete im Hinblick auf eine Kieselgurhoffigkeit positiv

beurteilt, von denen jedoch aufgrund ihrer Lage im unmittelbaren bzw. eng benachbarten Raum von Siedlungsgebieten nur eines für weitere Untersuchungsarbeiten in Frage kam. Im Juli 1980 wurde der Verfasser von der Arbeitsgemeinschaft Rohstofforschung Leoben mit der Durchführung und Auswertung eines Bohrprogrammes in dem als Hoffungsgebiet anzusehenden Areal beauftragt. Diese Arbeiten konnten Anfang September abgeschlossen werden (E. GEUTEBRÜCK, 1980 b).

1.1. Geographische Lage

Das Aflenzler Becken zählt zu den inneralpinen Tertiärbecken und erstreckt sich parallel zum Mürztal in annähernder WSW-ENE-licher Richtung in einer Länge von etwa 12 km und einer maximalen Breite von 2,6 km (s. Abb. 1).



Abb. 1: Geographische Lage des Aflenzler Neogenbeckens

Das für das Explorationsprogramm im Jahr 1980 ausgewählte Gebiet liegt in der Katastralgemeinde Dörflich südlich bzw. südöstlich der genannten Ortschaft im mittleren Abschnitt des Aflenzler Beckens (s. Abb. 2).

1.2. Geologischer Rahmen

Das Aflenzler Becken gehört jenen inneralpinen Tertiärbecken an, die mehr oder minder breit, gleich einer Kette aneinandergereiht, im weiteren Mur-Mürz-Bereich die sogenannte Norische Senke bilden.

Der vorneogene Beckenrand setzt sich zum überwiegenden Teil aus Gesteinen der Grauwackenzone und nur im Nordosten untergeordnet auch aus jenen der Nördlichen Kalkalpen zusammen. Charakteristisch für den Bau des Beckens sind den Südrand begleitende tiefgreifende Störungslinien, die im Gebiet des Mur- bzw. Mürztales in einer Reihe von isolierten, kohleführenden Becken auftreten. Bei all diesen Beckenfüllungen handelt es sich somit um die an Brüchen und Synklinalen versenkten Reste einer ehemals weit verbreiteten Sedimentdecke.

Im Aflenzer Becken lassen sich diese neogenen Ablagerungen wie folgt gliedern (s. Abb. 3):

- Schotter und Blocklehme
- Schiefertone (kieselgur- und kohleführend)
- Grundkonglomerat

Über dem vorneogenen Beckenuntergrund, der aufgrund der Südrandstörungen stets nach Süden geneigt ist, folgt ein nach W. PETRASCHECK (1922/24, 1926/29) bis über 100 m mächtiges Grundkonglomerat (s. Abb. 3). Für den Ostabschnitt des Beckens (Raum Göriach, Turnau und Seebach) können die Mächtigkeiten anhand von Bohrungen (z. B. Nr. 3 und 9), die im Rahmen von Explorationsarbeiten des Göriacher Kohlenbergbaues bis ins Grundgebirge abgeteuft wurden, mit nur 5 bis 40 m angegeben werden. Bei dem sogenannten „Grundkonglomerat“ handelt es sich jedoch nur zum Teil um ein echtes Konglomerat, mitunter treten schlecht sortierte Schotter mit sandiger Matrix bzw. eine schichtungslose, einer Grundmoräne ähnliche, grünliche Brekzie mit sandig-tonigen Lagen auf.

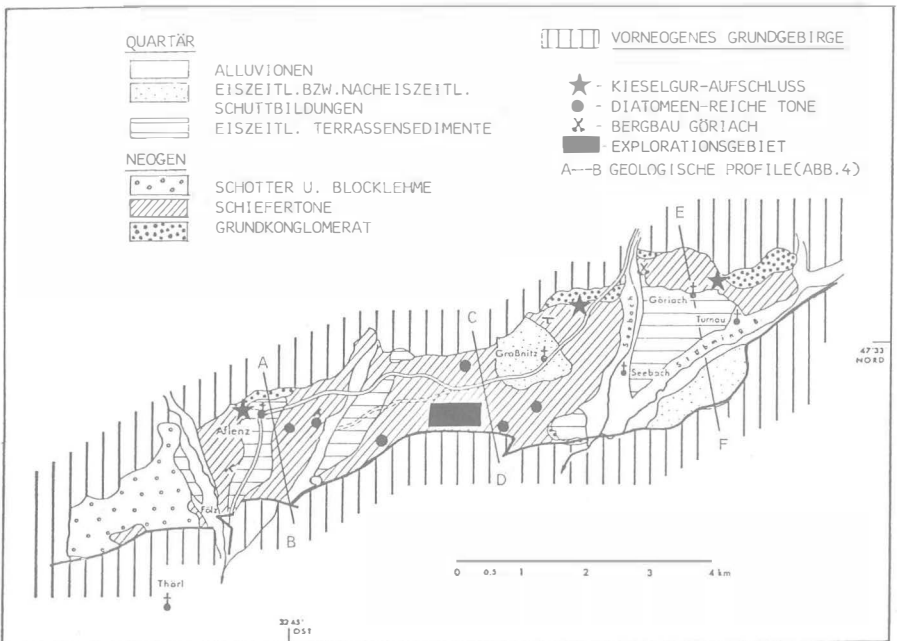


Abb. 2: Geologische Kartenskizze des Aflenzer Tertiärbeckens (n. M. HAJOS & H. HOLZER, 1970), ergänzt aufgrund der Untersuchungsergebnisse der Prospektionsarbeiten der Jahre 1977—1980 sowie Begehungen des Verfassers.

Über dem Grundkonglomerat folgen die vermutlich bis 300 m mächtigen sogenannten Schiefertone, meist mit einem geringmächtigen, aber stark blähenden grauen Tonmergel an ihrer Basis (s. Abb. 3). Über diesem Mergel kam es im Ostabschnitt des Aflenzer Beckens (Raum Göriach) zur Bildung von drei Flözhorizonten. Den ersten Flözhorizont stellt das sogenannte „Simoni-Flöz“, dessen Mächtigkeit einschließlich der Zwischenmittel bei 4 bis 6 m lag, dar. Nach einem etwa

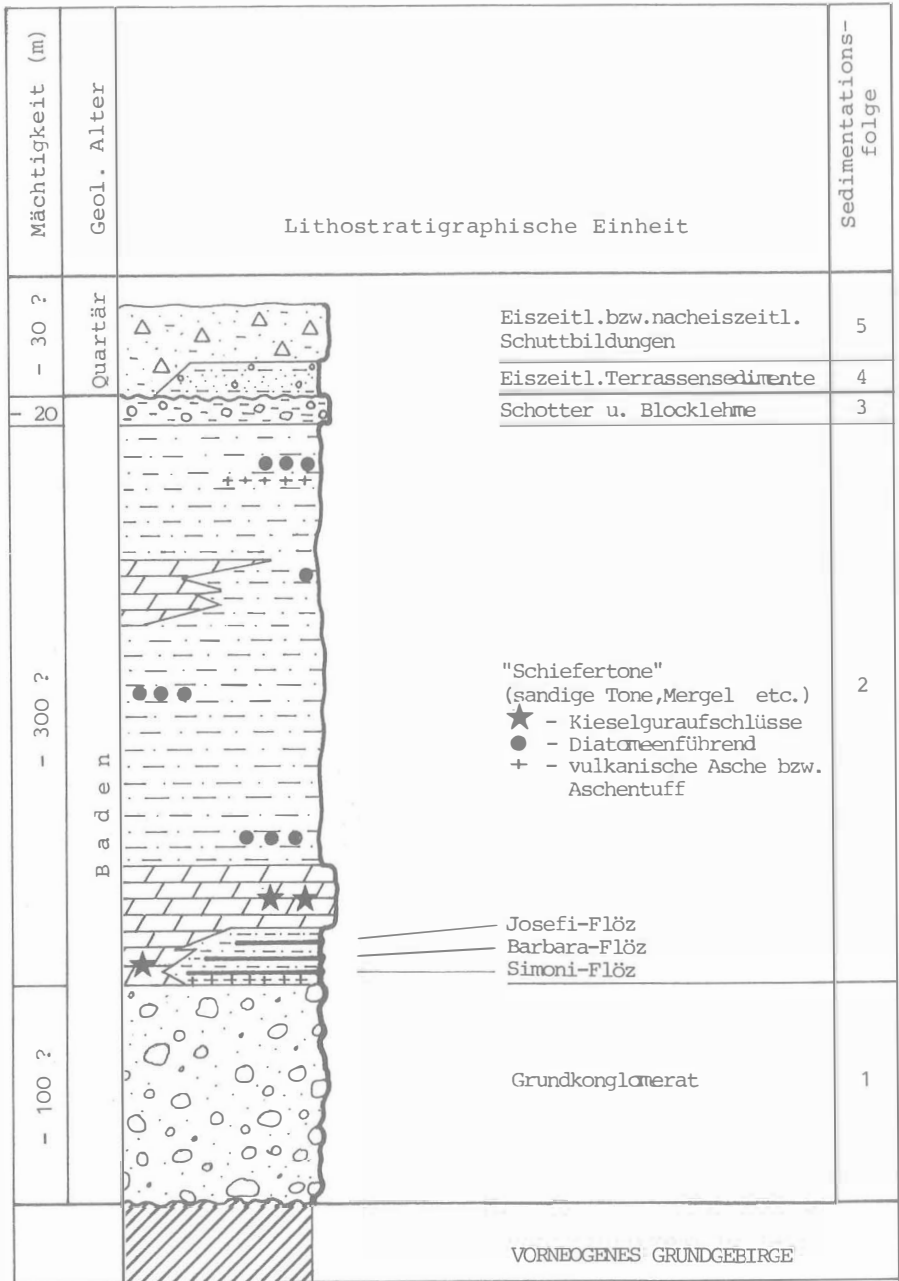


Abb. 3: Gliederung der neogenen und quartären Ablagerungen im Aflenz Becken

10 m starken, vorwiegend sandig-tonigen Zwischenmittel tritt im Hangenden ein weiterer Flözhorizont — das sogenannte „Barbara-Flöz“ — mit einer Stärke von 3 bis 4 m (lokal bis 6 m) auf. Zur Beckenmitte hin folgt nach einem erneuten, mitunter 15 m starken Zwischenmittel das „Josefi-Flöz“ (2—4 m, lokal 5 m stark). Im Hangenden treten graue, sandige Mergel und braune bis dunkelgraue, z. T. sandige Tone auf. Sie bilden den Abschluß einer Periode langsamer Senkung und ruhiger Sedimentation im Aflenzer Becken.

Vom Verfasser durchgeführte Schwermineralanalysen erbrachten unter anderem den Nachweis von vulkanischem Glas im Schwermineralspektrum der hangendsten Anteile der „Schiefertone“. Dies läßt den Schluß zu, daß analog zu den Neogenbecken der Mur-Mürz-Furche auch im Aflenzer Becken Tufflagen auftreten, die jedoch bisher nicht als solche erkannt worden sind.

Den Abschluß der neogenen Schichtfolge bilden Schotter und Blocklehme, die das Produkt stärkerer Bewegungen des vorneogenen Beckenuntergrundes bzw. Randes, verbunden mit einer lebhafteren Erosion, darstellen (s. Abb. 3). Sie dürften Mächtigkeiten über 20 m jedoch nicht übersteigen.

Altersmäßig werden die neogenen Ablagerungen im Aflenzer Becken aufgrund der reichen Säugetierfauna aus dem Simoni-Flöz (Unter- und Oberbank) ins Baden (H. ZAPFE, 1956) eingestuft.

Weit verbreitet sind quartäre Ablagerungen (eiszeitliche Terrassensedimente, eiszeitliche und nacheiszeitliche Schuttbildungen sowie untergeordnet Alluvionen), die im Raum Aflenz bzw. Göriach den Abschluß der sedimentären Schichtfolge im Becken darstellen (s. Abb. 2 und 3).

1.3. Allgemeines zur Entstehung und Verwertbarkeit von Kieselgur

Diatomeen (Kieselalgen) besitzen kieselige, siebartig durchbohrte Hüllskelette und leben als Einzelwesen bzw. ketten- oder sternförmige Kolonien sowohl im marinen Bereich als auch im Süßwasser (pelagisch, benthisch oder auf Pflanzen). Sie kommen ab dem Jura vor und haben sich im Tertiär als stratigraphisch brauchbare Leitfossilien erwiesen. Die Schalengehäuse erreichen Größen zwischen 0,005 und 0,5 mm und lagern sich in Massen vor allem bei Temperaturschwankungen des Wassers (Klimaschwankungen) im Sediment ab und können mitunter beträchtliche Mächtigkeiten erreichen. Im Zuge der Diagenese des Sedimentes geht der Diatomeenschlamm zuerst in den halbverfestigten, weichen „Polierschiefer“, später in den härteren „Tripel“ und schließlich in den schieferähnlichen „Saug-schiefer“ (Diatomit) über.

Die rohe Kieselgur enthält somit je nach Vorkommen Verunreinigungen (Sand, Eisenoxyd, organische und anorganische Stoffe) sowie einen aufgrund ihrer Porosität hohen Wassergehalt. Die durch Schlämmen, Kalzinieren und Trocknen aufbereitete Kieselgur ist ein wertvoller und vielseitiger Rohstoff in der Bau-, Papier-, Kautschuk-, Kunststoff-, Heil- und Sprengmittelindustrie bzw. kann als Filtermittel oder Träger für Katalysatoren sowie flüssige Reaktionskomponenten wie Schädlingsbekämpfungsmittel oder Düngemittel verwendet werden. Die chemische Industrie erzeugt jedoch als Nebenprodukt künstliche und billige Ersatzstoffe und ist heute der größte Konkurrent der Kieselgur.

In Österreich wurden Vorkommen im Raum von Eggenburg (Niederösterreich), bei Limberg und Oberdürbach abgebaut bzw. sind aus Partnach bei Wallern (Oberösterreich), aus dem Raum Mistelbach-Laa sowie aus dem Aflenzer Becken (einziges Vorkommen im alpinen Bereich) bekannt.

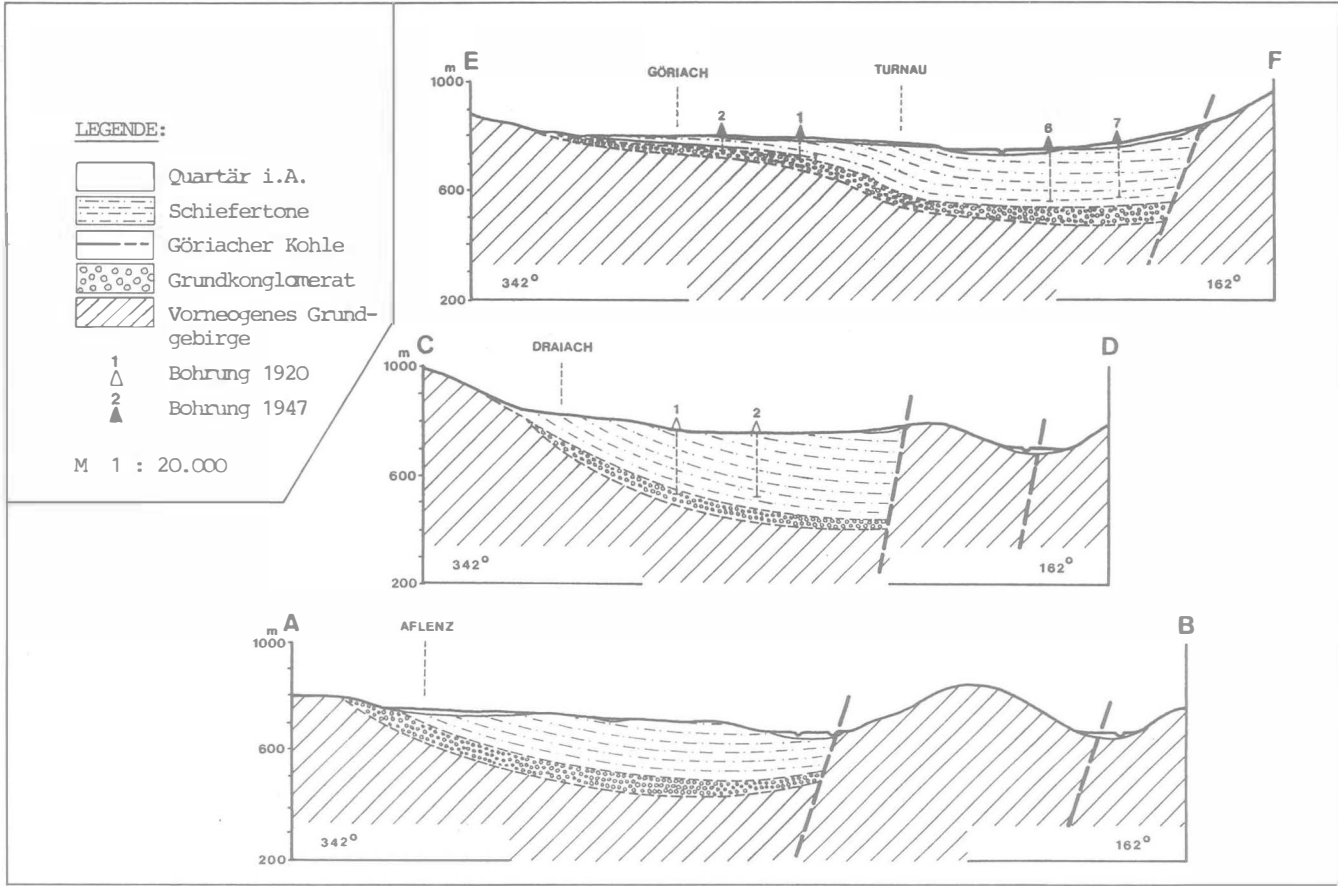


Abb. 4: Geologische Profile durch das Neogen des Aflenzers Beckens (Lokationen s. Abb. 2).

2. Die Aflenzer Kieselgur

Bei der Aflenzer Kieselgur handelt es sich um ein mäßig bis gut verfestigtes, hellgelblich bis mittelgraues, z. T. mergeliges, im mm- bis cm-Bereich gut geschichtetes Sedimentgestein mit oft reichlich Pflanzenresten und Blattabdrücken sowie rostbraunen Limonitflecken auf den Schichtflächen.

2.1. Stratigraphische Position und Verbreitung

Die von H. HOLZER (M. HAJOS & H. HOLZER, 1970) erstmalig beschriebenen Aufschlüsse liegen am nordwestlichen Ortsrand von Aflenzen (s. Abb. 2). Ein durch den Aflenzer Raum konstruierter geologischer Schnitt (Profil A—B, Abb. 4) zeigt, daß sich diese Kieselguraufschlüsse unmittelbar über dem Grundkonglomerat in den basalen Anteilen der hangenden „Schiefertone“ befinden.

Die in den Jahren 1977 bis 1979 durchgeführten Prospektionsarbeiten erbrachten im Raum Aflenzen-Graßnitz zahlreiche Indikationen auf Kieselgur (s. Abb. 2), die in der Folge zu dem 1980 durchgeführten Explorationsprogramm führten. Wie sich dabei herausstellte, handelte es sich bei diesen — wie später noch gezeigt wird — nicht um verwitterte Kieselgur, sondern um z. T. sehr diatomeenreiche Tone, die den hangendsten Anteilen der „Schiefertone“ (s. Abb. 3) zugeordnet werden.

Aufgrund der bis dahin gewonnenen Erkenntnisse waren für eine weitere und erfolgreiche Prospektion auf Kieselgur nur mehr jene Gebiete in Betracht zu ziehen, in denen über dem Grundkonglomerat die basalen Anteile der hangenden „Schiefertone“ aufgeschlossen waren. Nach der geologischen Karte (E. SPENGLER & J. STINY, 1926) konnten somit theoretisch die Bereiche nordöstlich von Graßnitz und nördlich bzw. östlich von Göriach sowie nördlich von Turnau (s. Abb. 2) als hoffig angesehen werden.

Nachfolgende Geländebegehungen in diesen Schwerpunktgebieten bestätigten voll diese Prognose. Sowohl nordöstlich von Graßnitz als auch im Bereich östlich Göriach konnte Kieselgur eindeutig nachgewiesen werden. Neben natürlichen Aufschlüssen boten besonders neue Baugrunderschließungen im Raum nordöstlich von Graßnitz herrliche Aufschlüsse der Kieselgur.

Mit dem wiederholten Nachweis der Kieselgur in den basalen Anteilen der „Schiefertone“ (s. Abb. 3) dürfte die Frage nach der stratigraphischen Stellung und somit der Verbreitung im Aflenzer Neogen als geklärt angesehen werden können. Damit lassen sich die künftig als hoffig anzusehenden Bereiche anhand der geologischen Karte klar umreißen.

2.2. Paläontologische Ergebnisse

Eine umfassende Beschreibung der Mikroflora bzw. Mikroflorenengesellschaft findet sich bei M. HAJOS (M. HAJOS & H. HOLZER, 1970). Demnach besteht die Aflenzer Kieselgur zu mehr als 60% aus Diatomeen-Schalen, worunter die Arten *Stephanodiscus mecsekensis*, *St. matrensis*, *St. kanitzii* und deren Variationen dominieren. Daneben treten noch einige *Melosira*, *Cocconeis*, *Fragilaria*, *Cymbella*, *Navicula*-Arten, *Chrysonionadineen*, *Phytolitharien* und *Spongien-Nadeln* als wichtigere Formen auf. Die paläontologische Analyse der Diatomeen sowie der Pflanzenabdrücke ergab, daß es sich bei den Aflenzer Sedimenten um Ablagerungen eines leicht salinen Binnengewässers von geringer Tiefe und relativ warmer Wassertemperatur handelte. So treten im Aflenzer Becken über dem Grundkonglomerat erst die Süßwasser-Formen enthaltenden Sedimente auf. In der Folge wurde das

Wasser brackisch, was durch das Auftreten der *Stephanodiscus*-Arten mit größeren Schalenstrukturelementen nachgewiesen ist (M. HAJOS & H. HOLZER, 1970).

Die altersmäßige Zuordnung der Aflenzer Kieselgur ins untere Baden erfolgte nach Faziesvergleichen mit jenen von Magyaregregy und Gyöngyöspata (beide Ungarn) sowie der südböhmischen Becken (M. HAJOS & H. HOLZER, 1970). Dies harmoniert mit der bisher aufgrund der Revision der Säugetierfauna des Simoni-Flözes üblichen Einstufung (H. ZAPFE, 1956).

2.3. Chemische und mineralogische Zusammensetzung

Während die Analyse des Materials der Proben 2, 3 und 4 (Mineralimpex, 1978) im Mittel zu 66,63 % SiO₂, 0,14 % CaO und 4,44 % Fe₂O₃ bei einem Glühverlust (Glv) von 9,64 % enthielt, ergab Probe 1 (K. EMLER, 1978) einen Gehalt von nur 35,0 % SiO₂ sowie 22,0 % CaO usw. (s. Tab. 1). Bei dem Material der Probe 1 handelt es sich offensichtlich um einen Mergel, eine Untersuchung als Pulverpräparat ergab im Durchlicht, daß das CaO fast zur Gänze als fein verteilter Kalzit neben größeren Quarzkörnern und zusammengebackenen tonigen Mineralen vorkommt (K. EMLER, 1978).

Nach einer mikroskopischen Untersuchung der Firma Mineralimpex (1978) hat die Aflenzer Kieselgur ungefähr folgende Zusammensetzung: 40 % Diatomeenskelette, 30 % Tonminerale, 2 % Feldspäte, 5 % Gesteinsglassplitter und 23 % Diatomeennadeln.

Tab. 1: Chemische Zusammensetzung der Aflenzer Kieselgur (Proben 1 + 1 glv-frei n. K. EMLER 1978; Proben 2—4 n. MINERALIMPEX 1978).

Proben Nr.	Prozent									
	SiO ₂	CaO	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	K ₂ O	Na ₂ O	MgO	TiO ₂	SO ₃	Glv
1	35	22,08	9,18	4,90	1,37	0,38	0,91	0,40	1,42	23,43
1 (glv-frei)	47,16	29,75	12,37	6,60	1,85	0,51	1,23	0,54	—	—
2	59,32	0,07	—	6,58	—	—	—	—	—	11,21
3	69,72	0,14	—	3,96	—	—	—	—	—	8,88
4	70,85	0,20	—	2,79	—	—	—	—	—	8,83

Untersuchungen des Verfassers im Zusammenhang mit Schwermineralanalysen, die zum Zeitpunkt der Schriftlegung noch nicht abgeschlossen waren, erbrachten unter anderem den Nachweis von vulkanischen Gläsern in den Schwermineralspektren der oberen Anteile der sogenannten „Schiefertone“. Diese vulkanischen Gläser dürften mit den von Mineralimpex (1978) in der Kieselgur bestimmten „Gesteinsglassplittern“ übereinstimmen. Das Auftreten von vulkanischen Aschen bzw. Tuffen war bisher im Aflenzer Neogen nicht bekannt. Da solche jedoch in den Neogenbecken der nahen Mur-Mürz-Furche verbreitet sind (z. B. als Zwischenmittel in der Kohle von Seegraben bzw. in Bohrungen im Trofaiacher Becken nachgewiesen wurden), wäre es durchaus denkbar, daß es sich etwa bei den unter dem Simoni-Flöz auftretenden und nur wenige cm starken, aber blähenden „Tonmergel“ um einen zu Bentonit umgewandelten Glastuff handelt.

2.4. Technische Verwertbarkeit

Die Aflenzer Kieselgur wurde bisher auf ihre Verwendbarkeit zur Blähtonherstellung bzw. als Bindemittel in der Baustoffindustrie geprüft, auch Voruntersuchungen für die Herstellung von Trägerstoffen für Langzeitdünger wurden durchgeführt.

Verwendung zur Blähtonherstellung:

Am kompakten Gesteinsmaterial konnten infolge des schichtigen Aufbaues keine Bläherfolge erzielt werden. Blähversuche an Pellets aus unverschnittenem Material brachten wegen des hohen Flußmittelgehaltes (insbesondere CaO) keine brauchbaren Ergebnisse. Erst ein Versatz des gemahlene Materials mit 60 % eines SiO₂-reichen Flugstaubes bzw. mit 60 % eines illitreichen Tonés ergaben brauchbare Blähtongranalien, so daß sie als Betonzuschlagstoff in Isolier- oder Leichtbeton Verwendung finden könnten (K. EMLER, 1978).

Verwendung als Bindemittel:

Das bei 1073° K (800° C) gebrannte und auf Zementfeinheit gemahlene Gesteinsmaterial erreichte mit 30 % Portlandzement 375 versetzt nach 28 Tagen Lagerung bei 100 % relativer Luftfeuchtigkeit eine Druckfestigkeit von 19,91 N/mm² (203 kp/cm³) und ließ sich somit als Mischbinder nach DIN 4207 verwenden. In höheren Prozentsätzen kann das Material nicht als Zumahlstoff zu Normzementen Verwendung finden, da der Freikalkgehalt in Letztgenannten 2 % nicht übersteigen darf (K. EMLER, 1978).

Herstellung von Trägerstoffen für Langzeitdünger:

Erste Untersuchungen der Aflenzer Kieselgur durch die Firmen RUTHNER — Industrieanlagen AG (Wien) und MINERALIMPEX (Budapest) schließen eine Verwendungsmöglichkeit als Trägerstoff für Langzeitdüngemittel nicht aus, die entsprechenden industriellen Großversuche stehen jedoch noch aus (Mineralimpex, 1978).

3. Prospektions- und Explorationsarbeiten

3.1. Prospektionsarbeiten

Während die montangeologische Untersuchungen (Aufschlußbegehungen, Handbohrungen, Schurfächer, Röschen, Laboruntersuchungen, Bewertung der Diatomeenführung usw.) mit der Auswahl kieselgurhöfziger Gebiete und Vorschlägen zu deren weiterer Exploration abgeschlossen wurden, prüften geophysikalische Testmessungen (Refraktionsseismik, geoelektrische Widerstandskartierungen) in ausgewählten Arealen des Aflenzer Beckens die Möglichkeit des Einsatzes geophysikalischer Aufschlußverfahren zur Auffindung von Kieselgurvorkommen.

3.2. Explorationsarbeiten

Nach der Auswahl eines als kieselgurhöfzig bewerteten Gebietes (W. PFEFFER, 1979) wurde der Verfasser von der ARGE Rohstoff-Forschung beauftragt, für dieses ein Bohrprogramm zu entwerfen und lagerstättenkundlich zu betreuen.

Bei dem Untersuchungsgebiet handelt es sich um eine flache, annähernd W-E-streichende und flach nach Westen gekippte Mulde, die völlig unverbaut ist und nur landwirtschaftlich genutzt wird. Im Zuge der Grundzusammenlegung wurde sie drainiert und entwässert entlang der Muldenachse.

Geplant waren ursprünglich neun Kernbohrungen, von denen acht in einem rechteckigen Raster von 510 × 263,5 m angeordnet wurden, wobei der W-E-Abstand der einzelnen Bohrungen 170 m betrug (s. Abb. 5).

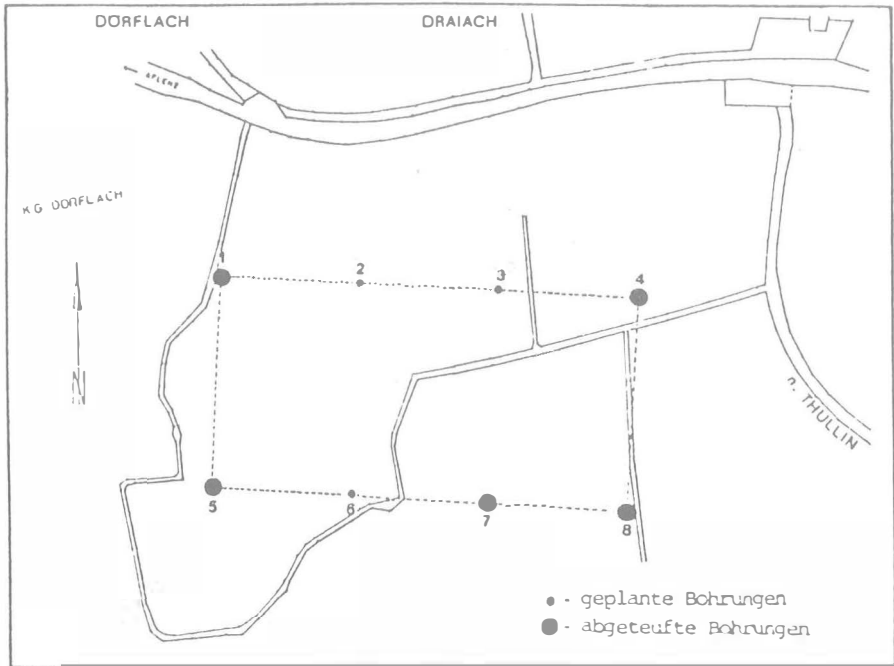


Abb. 5: Lageskizze der Bohrpunkte (M = 1:65.000)

Die neunte Bohrung sollte erst nach dem Vorliegen positiver Ergebnisse loziert werden und war für die Erweiterung einer möglichen Lagerstättensubstanz gedacht. Da nur ein Tagbau als Abbauf orm in Frage gekommen wäre, wurden die Bohrungen in ihren Teufen auf 15 bzw. 30 m ausgelegt. Aufgrund der gezielten Abfolge der Bohrungen konnten die lithologischen Verhältnisse in diesem Gebiet bereits mit fünf Bohrungen geklärt werden, so daß auf die übrigen verzichtet werden konnte.

Die niedergebrachten Bohrungen lieferten insgesamt 119,5 m Kernmaterial (Kerngewinn durchwegs zwischen 90 und 100 %), das durchschnittlich im Abstand von 0,5 m beprobt und laufend auf seine Diatomeenföhrung hin bewertet wurde (G. SCHARFE, 1980). Dies war zur raschen Beurteilung des Kernmaterials und flexiblen Festlegung der jeweiligen Bohrteufe bei einer eventuellen Fündigkeit noch während der Bohrtätigkeit nötig. Dementsprechend konnte auch nur eine halbquantitative Methode zur Erfassung des Diatomeengehaltes Verwendung finden. Die nachträgliche paläontologische Auswertung des Probenmaterials erfolgt durch M. SCHMID (Geologische Bundesanstalt).

Tab. 2: Allgemeine Daten der abgeteuf ten Bohrungen (lithologische Verhältnisse s. Abb. 6).

Bohrung Nr.	Koordinaten		Bohrzeit	Seehöhe m	Teufe m
	x	y			
1	+ 5267983,20	-79445,00	4. 8.— 8. 8. 80	765,30	30
4	+ 5267958,70	-78936,30	27. 7.— 1. 8. 80	761,30	30
5	+ 5267720,00	-79461,80	11. 8.—13. 8. 80	749,60	28,5
7	+ 5267703,00	-79118,00	25. 7.—26. 7. 80	757,90	16
8	+ 5267694,80	-78951,20	23. 7.—24. 7. 80	763,70	15

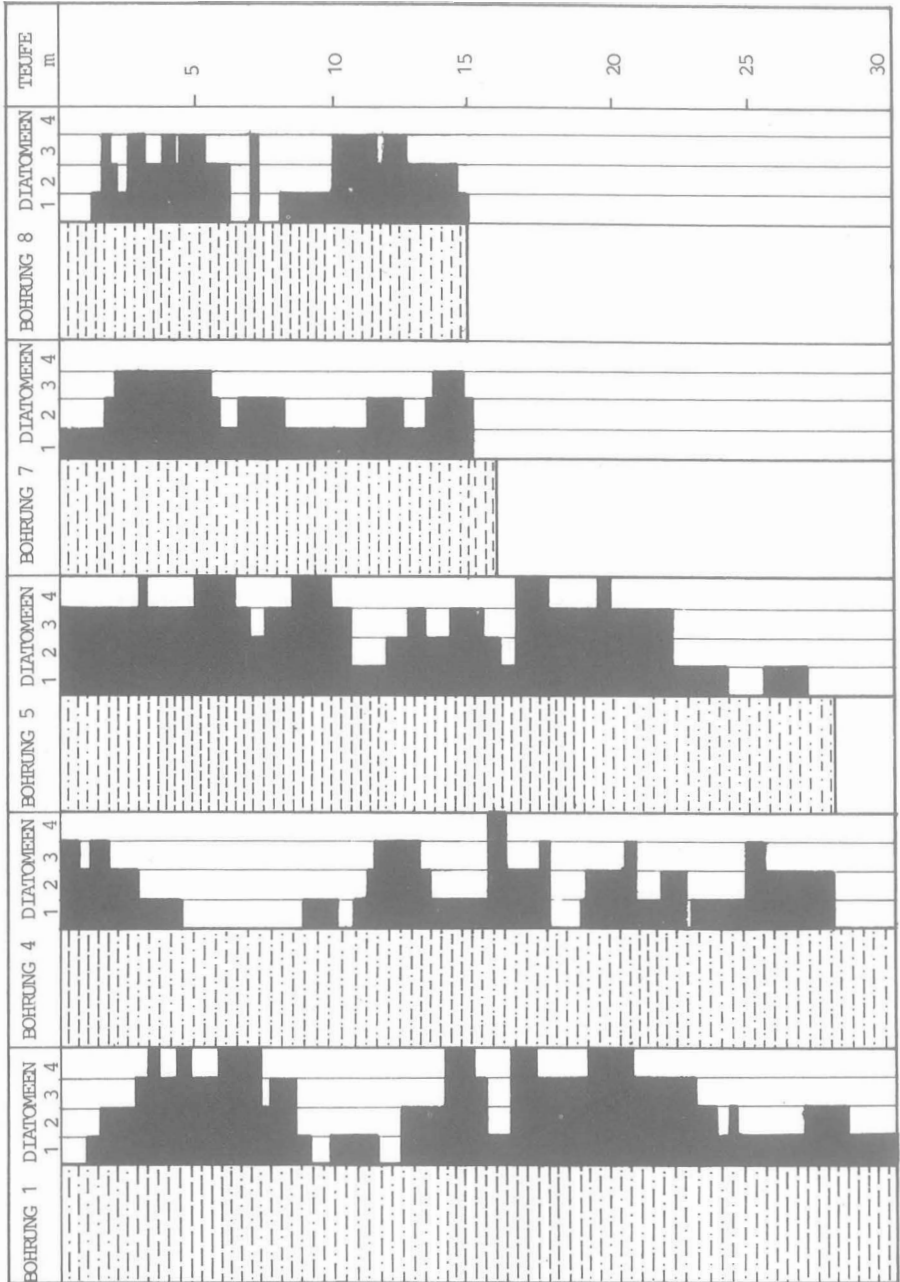




Abb. 6: Lithologische Profile der Bohrungen 1, 4, 5, 7 und 8 (n. E. GEUTEBRÜCK 1980,  Ton,  sandiger Ton) mit einer Bewertung ihrer Diatomeenführung (n. G. SCHARFE 1980, 1 = vereinzelt, 2 = zahlreich, 3 = häufig, 4 = sehr häufig)

Die Ergebnisse der Bohrungen 1, 4, 5, 7 und 8 (s. Abb. 6) können wie folgt zusammengefaßt werden: Aufgrund des vorhandenen Kernmaterials und der Ergebnisse der paläontologischen Untersuchungen handelt es sich dabei durchwegs um zum Teil diatomeenreiche, braungelbe bis dunkelgraue, teilweise geschichtete und mitunter etwas verfestigte, meist sandige, z. T. mergelige Tone, die den hangendsten Anteilen der sogenannten „Schiefertone“ entsprechen und im Aflenzer Becken weite Verbreitung finden. Die Kieselgur ist dabei auf mm- bis cm-starke helle Lagen beschränkt, die dem Ton ein geschichtetes Aussehen verleihen.

Der im Untersuchungsgebiet nachgewiesene diatomeenreiche Ton scheint im großen und ganzen von gleichbleibender Qualität zu sein. Da er allein in der abgebohrten Fläche Vorräte von rund 12.000.000 t — berücksichtigt man nur die Mächtigkeit der ersten zehn Meter — von 5.200.000 t (M. BAUER & CH. RAINER, 1980) aufweist, sollte eine Prüfung des Materials durch die einschlägige Industrie auf seine technische Verwertbarkeit erfolgen.

Literarnachweis

- BAUER, M. & RAINER, CH.: Möglichkeiten eines Kieselgur- bzw. Tontagebaues im Aflenzer Becken. — Univ. geologisch-lagerstättenkundliche Prüfungsarbeit am Institut für Geologie und Lagerstättenlehre, Montanuniversität Leoben, 1980.
- EMLER, K.: Geblähte Zuschlagstoffe aus Kieselgur von Aflenz. — Univ. Diplomarbeit am Institut für Gesteinshüttenkunde und feuerfeste Baustoffe, Montanuniversität Leoben, 1978.
- GEUTEBRÜCK, E.: Der Braunkohlenbergbau Görtschach. — In: Übersicht über die kohleführenden und kohlehöfigen Tertiärgebiete der Steiermark. — Univ. Bericht, Forschungsprojekt 2975, Fonds zur Förderung der wissenschaftlichen Forschung, BMWF, 1980 (1980a).
- GEUTEBRÜCK, E.: Bericht über Kernbohrungen im Rahmen des Kieselgur-Projektes Aflenz. — Univ. Bericht, Projekt 32. — Stmk. Landesregierung, Institut für Prospektion, Lagerstättenersch. und Mineralwirtschaft, Montanuniversität Leoben, 1980 (1980b).
- GOULD, L.: Brief Description of Kieselgur Investigations in Aflenzer Becken during the Field Season of 1978. — Univ. Bericht, Institut für Geologie und Lagerstättenlehre, Montanuniversität Leoben, 1978.
- HAJOS, M. & HOLZER, H. F.: Kieselgurvorkommen im Tertiärbecken von Aflenz (Steiermark). — Mitt. Geol. Ges. 63, 149—159, Wien, 1970.
- HAYR, K.: Bohrprogramm und Aufnahmebericht für das Görtschacher Kohlenwerk der Gebrüder Böhler & Co. bei Aflenz (Stmk.). — Univ. Bericht, Lagerstättenarchiv Geol. B. A., Wien, 1951.
- KAINER, F.: Kieselgur — ihre Gewinnung, Veredlung und Anwendung. — 283 S., 31 Abb., 9 Taf., 30 Tab., Enke-Verlag Stuttgart, 1951.
- MINERALIMPEX: Untersuchungen der Aflenzer Diatomeenerde. — Univ. Bericht für Ruthner Industrieanlagen AG Wien, Budapest, 1978.
- PETRASCHECK, W.: Kohlengeologie der österreichischen Teilstaaten (I und II). — Teil I: Berg- und Hüttenm. Jb., Bd. 69—73, Wien 1921—1925. Teil II: Kattowitz Verlag, 1926/29.
- PETRASCHECK, W.: Bohrprogramm für das Görtschacher Kohlenwerk der Gebrüder Böhler & Co. — Univ. Bericht, Lagerstättenarchiv Geol. B. A., Wien 1950.
- PFEFFER, W.: Bericht über eine geologische Übersichtsprospektion auf Kieselgur im Aflenzer Becken. — Univ. Bericht, Institut für Geologie und Lagerstättenlehre, Montanuniversität Leoben, 1977.
- PFEFFER, W.: Bericht über Handbohrungen im Aflenzer Becken. — Univ. Bericht, Institut für Geologie und Lagerstättenlehre, Montanuniversität Leoben, 1979.
- POHL, W.: Zusammenfassung der geologischen Untersuchungen bis Mai 1978 und Vorschläge für weitere geologische Arbeiten. — Univ. Bericht, Institut für Geologie und Lagerstättenlehre, Montanuniversität Leoben, 1978.
- RADCZEWSKI, O. E.: Die Rohstoffe der Keramik — Minerale und Vorkommen. — 143 S., Springer-Verlag Berlin/New York, 1968.
- RUTTNER, A.: Vorschläge für ein Bohrprogramm im östlichen Teile des Aflenzer Tertiärbeckens. — Univ. Bericht, Lagerstättenarchiv Geol. B. A., Wien, 1951.
- SCHARFE, G.: Bericht über mikropaläontologische Arbeiten an Bohrkernen der Aflenzer Bohrungen im Rahmen des Kieselgurprojektes. — Univ. Bericht, Institut für Geologie und Lagerstättenlehre, Montanuniversität Leoben, 1980.

- SCHEID, C. & SCHMÖLLER, R. & WEBER, F.: Bericht über geophysikalische Prospektionsarbeiten auf Kieselgurvorkommen im Bereich des Aflenzner Tertiärbeckens. — Unv. Bericht, Institut für Geophysik, Montanuniversität Leoben, 1979.
- SPENGLER, E. & STINY, J.: Erläuterungen zur geologischen Spezialkarte der Republik Österreich, Blatt Eisenerz, Wildalpen und Aflenz. — Geol. B. A., 74 S., Wien, 1926.
- ZAPFE, H.: Die geologische Altersstellung österreichischer Kohlenlagerstätten nach dem gegenwärtigen Stand der Kenntnis. — Berg- und Hüttenm. Mh., 101 (4), 71—81, Wien, 1956.

Anschrift des Verfassers: Dr. mont. E. GEUTEBRÜCK, ÖMV-AG, TDG-Geophysik,
ZW Gerasdorferstraße 151, A-1210 Wien.

Beiträge für eine geologisch-lagerstättenkundliche Beurteilung hinsichtlich einer hydrometallurgischen Verwertung der Kraubather Ultramafitmasse

J. G. HADITSCH (Graz), D. PETERSEN-KRAUSS (Frankfurt/Main) & Y. YAMAC (Graz)

Mit 1 Beilage, 7 Tafeln, 26 Abbildungen und 11 Tabellen

Vorbemerkung

Die kritische Situation bei der Versorgung der Wirtschaft mit verschiedenen Roh- und Grundstoffen und die zunehmende Verarmung an oberflächennahen und entsprechend großen Lagerstätten führte in vielen Staaten zur Erkundung von komplexen Rohstoffvorkommen und Armerzlagerstätten. Inzwischen gelang es, vornehmlich über naßmetallurgische Methoden, verschiedentlich auch bisher als nicht bauwürdig angesehene Lagerstätten zu nutzen. Als Beispiele dafür können U-, Cu-, Ni-, Pb-, Zn-Lagerstätten und in jüngster Zeit auch Tonvorkommen (als Al-Träger) angeführt werden.

Um diesen drohenden Versorgungsrisiken zu begegnen, wurden in den letzten Jahren auch in Österreich, vor allem (dank der Initiative der Steiermärkischen Landesregierung) in der Steiermark, verstärkte Anstrengungen hinsichtlich einer Erweiterung der heimischen Rohstoffbasis unternommen, da das inländische Rohstoffpotential, mit Hilfe modernster Verfahren erfaßt, sicher die beste Möglichkeit, die heimische Versorgungslage zu verbessern, darstellt.

Österreich muß rund zwei Drittel seines Bedarfes an Roh- und Grundstoffen importieren, darunter viele wichtige, wie z. B. *Nickel-, Kobalt-, Kupfer-, Chrom- und Aluminiumerze*, zur Gänze. Die international kritische Lage auf dem Chrom- und Nickelsektor kann als bekannt vorausgesetzt werden, aber auch auf dem Gebiet, auf dem Österreich noch bis vor wenigen Jahren eine bestimmende Rolle innehatte, nämlich auf dem des Magnesits, ist dieser Staat wegen der steigenden Anforderungen an die Qualität auf steigende Einfuhren besonders reiner Rohstoffe angewiesen.

Obwohl das Bundesgebiet hinsichtlich der in ihm auftretenden nutzbaren mineralischen Rohstoffe bisher als gut bekannt angesehen wurde, wurde doch, durch neue und überraschende Funde angeregt, versucht, mittels geophysikalischer und geochemischer Untersuchungen neue Mineralisationen nachzuweisen (J. G. HADITSCH 1979, J. G. HADITSCH et al. 1978). Zudem haben neue Verfahren für die Nutzung komplexer Rohstoffe (R. MÜLLER 1939; M. J. RUTHNER 1978) zu einer verstärkten Suche nach solchen angeregt (z. B.: O. M. FRIEDRICH 1970; J. ROBITSCH 1938).

Aus Gründen der Wirtschaftlichkeit ist es bei der Verwertung komplexer Rohstoffe vielfach vonnöten, eine integrierte Rohstoffnutzung, d. h. eine Nutzung (möglichst) aller bei der Aufbereitung anfallender Produkte, anzustreben. Als ein Weg dazu bieten sich heute für manche Gebiete die hydrometallurgischen Verfahren an.

Eine derartige naßmetallurgische Methode ist das jüngst entwickelte und bereits in vielen Ländern patentierte *RLM-Verfahren*, das das Rohmaterial (Mg-reiche Rohstoffe) in drei Stufen (1. Erzvorbehandlung, d. h. Brechen, Mahlen, Säureaufschluß; 2. Solventextraktion unter Unterdruck; 3. thermische Zersetzung der Metallchloride, möglichst nach dem Sprühröstverfahren) zu verarbeiten gestattet.

Sollen Rohstoffe beliebiger Zusammensetzung über eine Solventextraktion genutzt werden, so sind dafür aus Gründen der Wirtschaftlichkeit besonders zwei Kennwerte bestimmend:

1. das Verhältnis $\text{MgO}/\text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{Al}_2\text{O}_3 + \text{MnO}_2$,
2. $\Sigma (\text{CaO} + \text{K}_2\text{O} + \text{Na}_2\text{O})$.

Wenn der zuletzt genannte Kennwert über 1 Prozent beträgt, erfordert dies bei der Verarbeitung zusätzliche Stufen, weshalb, auf den Fall der Ultramafitite angewandt, diese besonders hinsichtlich ihrer Führung von Kalziumträgern (Dolomit, Calcit, Klinopyroxene) zu untersuchen sind.

Der Gedanke einer Verarbeitung ultramafischer Gesteine geht schon auf die Zeit vor dem Zweiten Weltkrieg zurück, als O. M. FRIEDRICH, J. ROBITSCH und R. MÜLLER entsprechende geowissenschaftliche und naßmetallurgische Untersuchungen am Kraubather Material vornahmen. Diese Erkundungen wurden kriegsbedingt unterbrochen, 1948, 1950 und 1951 zum Teil in Veröffentlichungen niedergelegt, aber in der Folge nicht mehr fortgesetzt. Erst neue technische Entwicklungen, wie sie durch das oben schon erwähnte RLM-Verfahren aufgezeigt wurden, legten eine abermalige und gründlichere geologische und geochemische Untersuchung nahe.

Als durch den Patentträger des RLM-Verfahrens die für die Beurteilung des Rohstoffvorkommens wichtigen Parameter festgelegt waren, wurde 1976 über Antrag des einen Verfassers (J. G. HADITSCH) durch die Steiermärkische Landesregierung die Förderung eines Projektes, das eine neuerliche gründliche geowissenschaftliche Untersuchung des östlich der Mur gelegenen Teiles der Kraubather Ultramafititmasse zum Ziele hatte, genehmigt.

Das für die Nutzung des Kraubather Materials in Aussicht genommene RLM-Verfahren verarbeitet — wie schon früher angedeutet — das Material in drei Stufen. Dabei muß auch aus Gründen des Umweltschutzes einem geschlossenen HCl- und H₂O-Kreislauf und der integrierten Nutzung der Produkte großer Wert beigelegt werden.

Als wichtige Kennzahlen für die Bewertung ultramafischer Gesteine konnten 1975 angesehen werden:

1. das Verhältnis $\text{MgO}/\text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{Al}_2\text{O}_3 + \text{MnO}_2$ (dieses sollte gleich oder größer als 3 : 1 sein; frühere Untersuchungen ergaben, daß viele Ultramafitite der Ostalpen und der Böhmisches Masse im Vergleich zu anderen — italienischen, griechischen — bessere Kennwerte aufweisen).
2. $\Sigma \text{CaO} + \text{K}_2\text{O} + \text{Na}_2\text{O}$ (nach Möglichkeit kleiner als 1,0 %),
3. der MgO-Gehalt $> 38,0\%$,
4. der Ni-Gehalt $> 0,2\%$,
5. nachgewiesene Lagerstättenvorräte in der Größenordnung 10,5 Mill. t (= 30 Jahresförderungen à 350.000 t).

Schon seit 1975 wurden durch Mitarbeiter des damaligen Kupferbergbaues Mitterberg (Mühlbach/Hkg.) nahezu alle hinsichtlich der aufgeschlossenen Größe, vermuteten Substanz und der Zugänglichkeit als höffig angesehenen Ultramafitite beprobt. Dabei stellte sich heraus, daß hinsichtlich der oben genannten Anforderungen vier heimische Gebiete für weitere Untersuchungen in Frage kommen könnten, nämlich

- a) einige Ultramafitmassen in der Umgebung von Aggsbach (NÖ.),
- b) einige Vorkommen im Burgenland,
- c) der Ultramafit von Kraubath
- d) ein Vorkommen in Osttirol.

Aus Qualitätsgründen, aus Gründen des Umweltschutzes und wegen der Zugänglichkeit verblieben lediglich niederösterreichische Vorkommen (des Dunkelsteiner Waldes) und das Kraubather Massiv als prospektive Gebiete. Obwohl die niederösterreichischen Lagerstätten infolge ihrer Nähe zu einer großen Wasserstraße einen gewissen Standortvorteil genießen, so versprach doch die Kraubather Masse wesentlich größere Vorräte, zudem bemerkenswerte Chromgehalte und wegen ihrer Nähe zu den Verbrauchern (steirische Magnesitindustrie, Edelstahlwerke des Mur- und Mürztales) auch eine höhere Wirtschaftlichkeit.

Wie eingangs schon erwähnt, erteilte die Steiermärkische Landesregierung den Auftrag, im Zusammenhang mit der Rohstoffsicherung das Gebiet der Ultramafitmasse von Kraubath östlich der Mur neu geologisch aufzunehmen und petrographisch, tektonisch und geochemisch zu untersuchen. Über die Ergebnisse dieser Arbeiten soll nachstehend berichtet werden. Die geochemische Untersuchung der Kraubather Ultramafite und die Auswertung der Ergebnisse erfolgte ausschließlich durch D. PETERSEN-KRAUSS.

Über die Kraubather Ultramafitmasse gibt es eine große Anzahl (fast 400 Titel!) an veröffentlichten und — diese machen die Hauptmenge aus — unpublizierten Arbeiten. Es würde den Rahmen dieses Berichtes sprengen, wollte man hier im einzelnen auf dieses umfangreiche Schrifttum eingehen. Eine kritische Dokumentation alles bisher bekannt Gewordenen ist derzeit in Ausarbeitung (J. G. HADITSCH 1981). Zudem kann in diesem Zusammenhang auch auf einen Tagungsbericht (Aachen 1979) und den Exkursionsführer für das 8. Geochemische Explorationssymposium (Hannover 1980) verwiesen werden (J. G. HADITSCH 1980 a, b).

Ließen ältere Arbeiten (vom Beginn des 19. Jahrhunderts bis etwa zum Zweiten Weltkrieg) einen einheitlichen Aufbau des Kraubather Massivs vermuten, so wiesen doch seitdem vorgenommene Untersuchungen (z. B. durch J. ROBITSCH 1938, G. HIESSLEITNER 1953, F. ANGEL 1964) auf eine wesentlich stärkere Strukturierung der Ultramafitmasse hin.

Obwohl, wie es sich später herausstellen sollte, eine feldgeologische Aufnahme allein kaum zu einer Differenzierung der mehr oder minder stark serpentinisierten Ultramafite beitragen konnte, erschien es doch erforderlich, zunächst die bis dahin bekannte Grenzziehung der Kraubather Masse neu zu überprüfen und die Klein- und Großtektonik statistisch zu erfassen. Da das Arbeitsgebiet größtenteils aus einem metamorphosierte Körper besteht, wurde den Grenzbereichen eine besondere Beachtung zugewendet. Dies um so mehr, als es gerade in diesen Räumen durch die gut geschieferten Gesteine der liegenden und hangenden Bereiche möglich wurde, den Ultramafit räumlich besser zu erfassen. Wie gerade erwähnt, wurde die Klein- und Großtektonik statistisch erfaßt, d. h. die Hauptkluft- und Spannungsrichtungen durch Diagramme, Profile und Skizzen dargestellt und ausgewertet. Auch wurden die megaskopisch feststellbaren petrographischen Veränderungen (Alterationen) ermittelt (und in der beiliegenden geologischen Karte — Beilage 1 — durch eine Übersignatur eingetragen). Die Auswertung einer Reihe von Luftbildern in unterschiedlichem Maßstab, die uns in dankenswerter Weise durch das Bundesamt für Eich- und Vermessungswesen (Wien) und das Amt der Steiermärkischen Landesregierung (Graz) zur Verfügung gestellt wurden, ergab erweiterte Einblicke in das Gefüge der Ultramafitmasse. Längs einer Reihe von Profillinien wurde (teilweise

in Zusammenarbeit mit Univ.-Doz. Dr. L. BECKER (Graz) und Dr. J. PISTOTNIK (jetzt: Wien) eine Reihe von Proben gezogen, die in der Folge chemisch, durch- und auflichtmikroskopisch untersucht wurden. Die röntgenographischen und chemischen Analysen ergaben die Möglichkeit, im Zusammenhang mit den mikroskopischen Befunden die Korrelation des Mineralbestandes der serpentinierten Masse mit ihrem Gehalt an sulfidischen Nickelmineralen bzw. dem Nickel in silikatischer Bindung, der Chromitführung usw. zu untersuchen. Schließlich ermöglichte die im Nachfolgenden geschilderte geochemische Untersuchung im Zusammenhang mit einer luftbildgeologischen Auswertung unter Berücksichtigung des Umweltschutzes und des Verkehrswegenetzes die Auswahl eines engeren Prospektionszielgebietes, das nach den Vorstellungen der Verfasser durch Tiefenaufschlüsse (Bohrungen) näher erkundet werden sollte.

Geologischer Aufbau

Die Ultramafititmasse des Arbeitsgebietes hat eine langgestreckte Linsenform. Sie wird im Süden von z. T. massigem, im allgemeinen aber geschiefertem Amphibolit begrenzt. Im unmittelbaren Grenzbereich ist eine Wechsellagerung von Amphiboliten und Gneisen nicht selten. An der Nordgrenze des Ultramafitites kommen vorherrschend saure kristalline Schiefer, etwa in Form von Quarzitgneisen (die aber gegen Osten in glimmerreiche Gneise übergehen), vor.

An der breitesten Stelle mißt der Ultramafititkörper etwas über zwei Kilometer. Er ist etwa auf 20 Quadratkilometer aufgeschlossen, hat bis in 600 m Seehöhe ein Ausmaß von etwa 6 Kubikkilometer und kann zwanglos in vier Teile untergliedert werden:

1. der Raum westlich der Mur (mit dem Gulsenberg und -bruch);
2. der Bereich östlich der Mur mit dem Au-, Winter- und Sommergraben;
3. das Gebiet um den Nissenberg (mit dem Tanzmeistergraben), im Westen durch das Tertiär des Lichtensteinerberges begrenzt;
4. der Bereich Schrakogel-Matzlerberg (östlich des Lobmingtales).

Die Kraubather Masse wird gegen den Vorderlainsachgraben zu rasch schmaler und läßt sich in der Ostflanke des erwähnten Tales obertägig nicht mehr nachweisen.

Der Raum westlich der Mur (Teil 1 der gerade gebrachten Aufstellung) wurde aus verschiedenen Gründen geologisch nicht neu aufgenommen. Für diesen Bereich sei hier auf das Schrifttum verwiesen (F. ANGEL 1938, 1964; E. CLAR 1929; E. CLAR, O. M. FRIEDRICH & H. MEIXNER 1965; A. HAUSER & H. URREGG 1948; G. HIESSLEITNER 1953; H. MEIXNER 1938, 1953, 1959; H. MEIXNER & L. WALTER 1939; J. ROBITSCH 1938; J. STINY & F. CZERMAK 1932; A. TORNQUIST 1916).

Das Ultramafititmassiv ist im allgemeinen sehr einheitlich aufgebaut; es behält seine Homogenität zumindest megaskopisch über weite Strecken bei. Vereinzelt Enstatitfelse, Olivin-Pyroxenite („Bronzitite“) im Westen, einige schmale Amphibolitlinsen (so etwa beim Stellerkreuz oder nördlich des Gehöftes Gruber), ein an eine breite Mylonitzone gebundener Marmorkörper im Stellerboden und vereinzelt auftretende, epigenetische Magnesitkörper, wie auch die an den Rändern der tertiären Verebnungsflächen beobachteten gelblichen bis braunen Laterite, z. T. mit Bohnerzen, kommen auch auf der geologischen Karte in Form einer Übersignatur zum Ausdruck.

Die tertiären Ablagerungen treten vor allem in den Kammgebieten auf; so sind sie besonders zwischen dem Sommer- und unteren Tanzmeistergraben, d. h. zwischen dem Gehöft Fellhuber und der Manghube, verbreitet. Es handelt sich bei diesen

Tertiärablagerungen meist um Kristallinschotter bis -sande (bei den Anwesen Toberer, Egger), die fallweise noch durch toniges Material unterlagert werden, was sich dann auch durch das Auftreten ausgeprägter Quellhorizonte (z. B. bei der Manghube) bemerkbar macht.

Die quartären Überlagerungen bestehen im allgemeinen aus lockeren Talfüllungen, teilweise sind sie konglomeratartig verfestigt. Derartig verfestigte Massen sind besonders nördlich von Lobming, weiters im Raum Schrabach, auch im Chromwerk- und im unteren Tanzmeistergraben (nahe der Talbasis) als kleine Härtlinge zu beobachten.

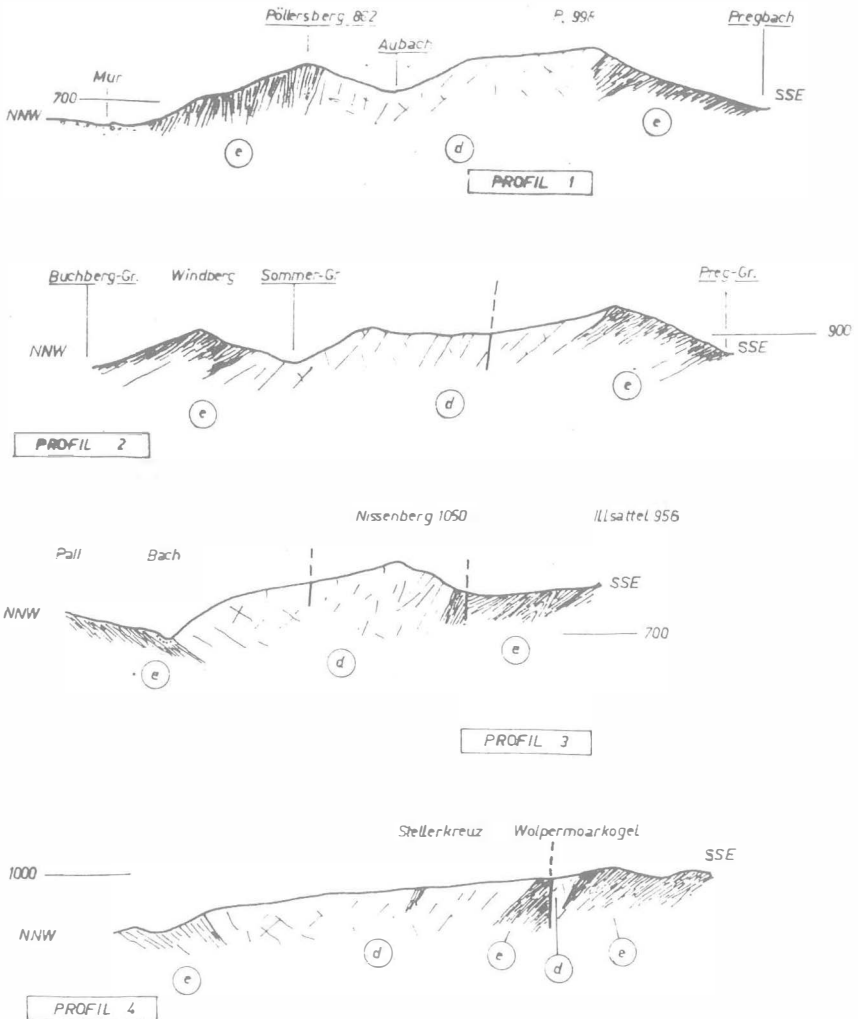


Abb. 1: Geologische Profile (NNW-SSE) @ — © siehe Beilage 1

Die dieser Arbeit beigelegten Querprofile veranschaulichen sehr gut die Lagerungsverhältnisse in diesem Gebiet (Abb. 1). Auch aus den Profilen kommt sehr gut der linsenförmige Charakter des Ultramafitites mit seinem Streichen von etwa

60/240 Grad zum Ausdruck. Die durch diese Struktur bedingte und megaskopisch nicht immer wahrnehmbare Schieferung des Gesteins folgt völlig konform der Begrenzung des Ultramafitkörpers. An manchen Stellen, so etwa in den Profilen 3 und 4, gewinnt man den Eindruck einer synklinalen Gestalt der Masse, während die Profile im Westen des Untersuchungsbereiches eine ausschließlich nach Nordwesten eintauchende Großstruktur veranschaulichen.

Die Schieferungsflächen, welche besonders in den Nebengesteinen deutlich zum Ausdruck kommen, bestimmen den Verlauf der Ultramafite; die Schieferungsflächen als Kleinstrukturmerkmale stimmen demnach lagemäßig vollkommen mit den großräumlichen Gefügedaten überein. Dies ist besonders im Raume Vorderlobming besonders deutlich, da hier der Ultramafitkörper zunehmend schmaler wird, ausdünn.

Auch der fast geradlinige Grenzverlauf zwischen Preg und dem Wirtshaus Ebner (westlich der Kote 969 m) wird durch steile Einfallswinkel der Schieferungsflächen bestimmt. So kann, obgleich örtliche Inhomogenitäten ausnahmsweise andere s-Flächenlagen bedingen, auch hier von einem gewissen Zusammenhang zwischen der Groß- und der Kleintektonik gesprochen werden.

Das Gefüge des Kraubather Massivs ist entsprechend seiner ziemlich einheitlichen petrographischen Ausbildung relativ homogen. Nur die Grenzzonen, insbesondere die grenznahen Bereiche im Norden, sind deutlicher geschiefert als die zentralen Räume. Fallweise treten steile Trennflächen auf, von denen viele Bewegungsspuren in Form von Harnischstriemen zeigen.

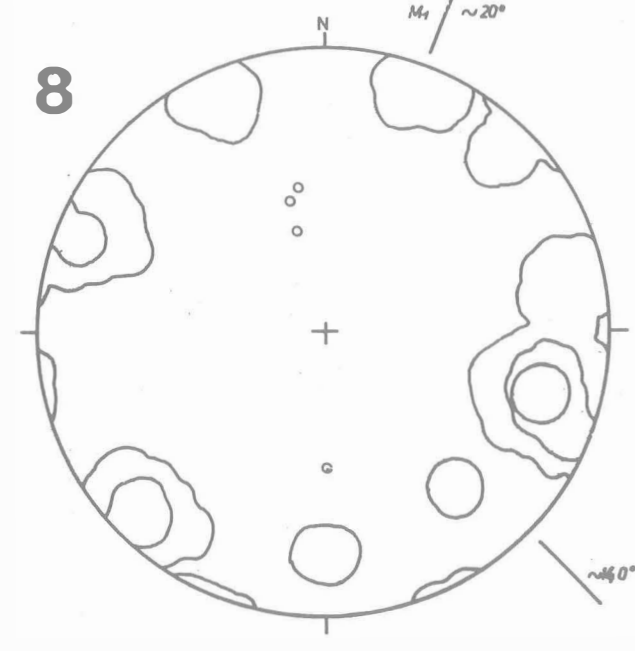
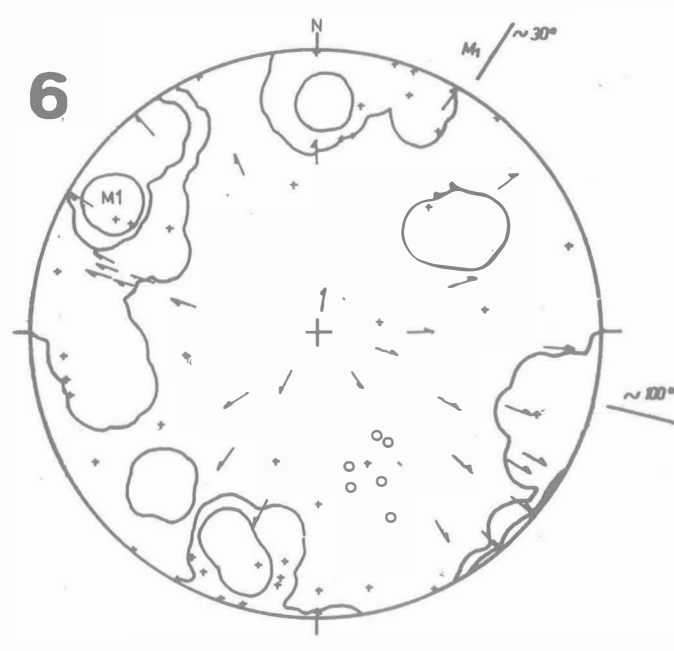
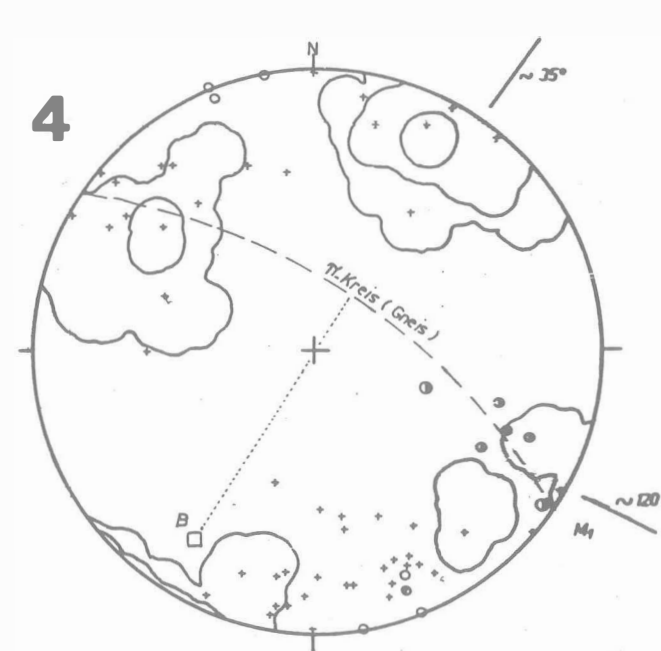
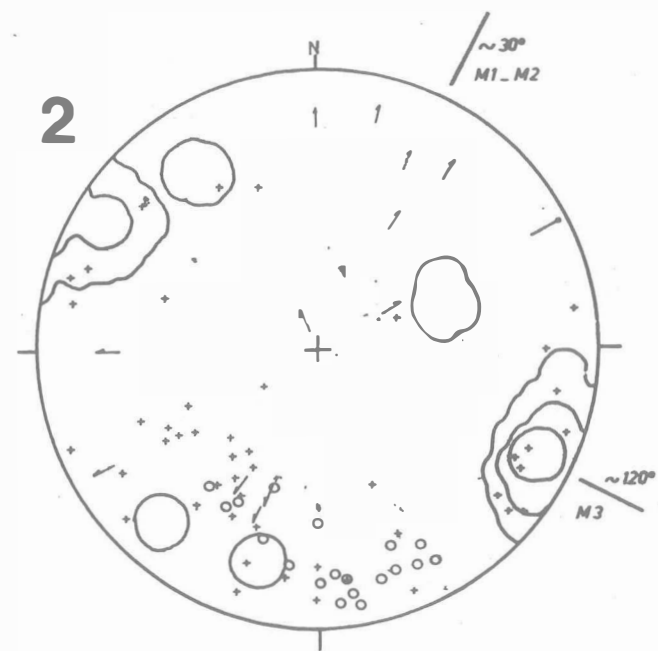
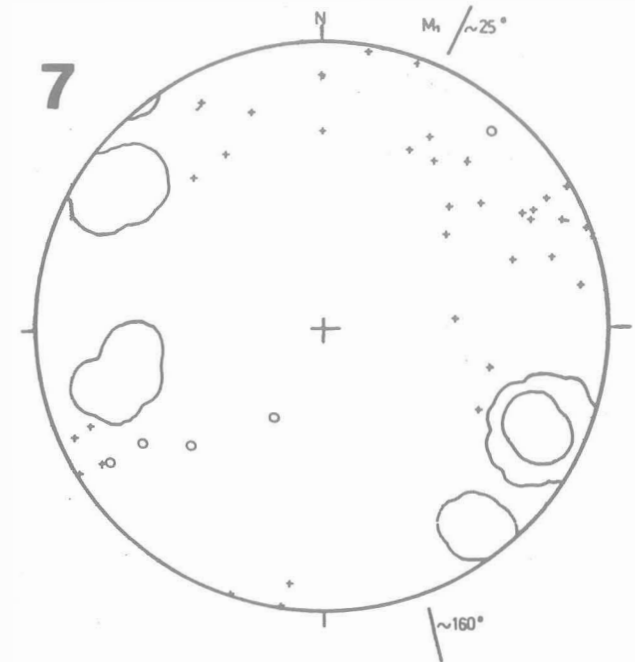
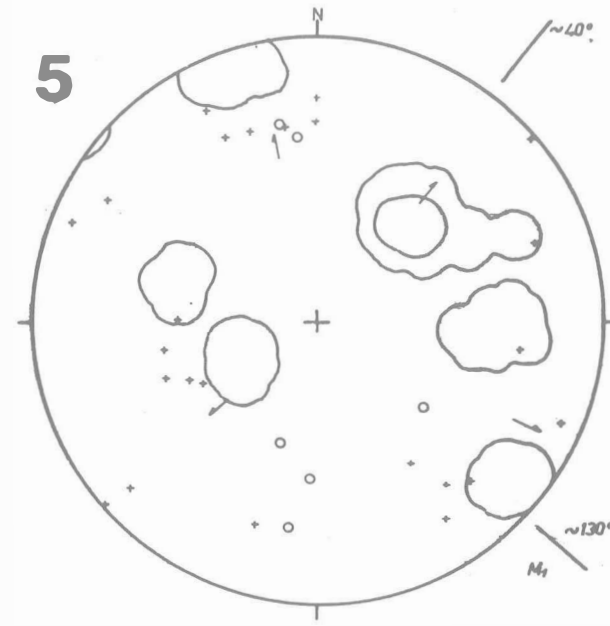
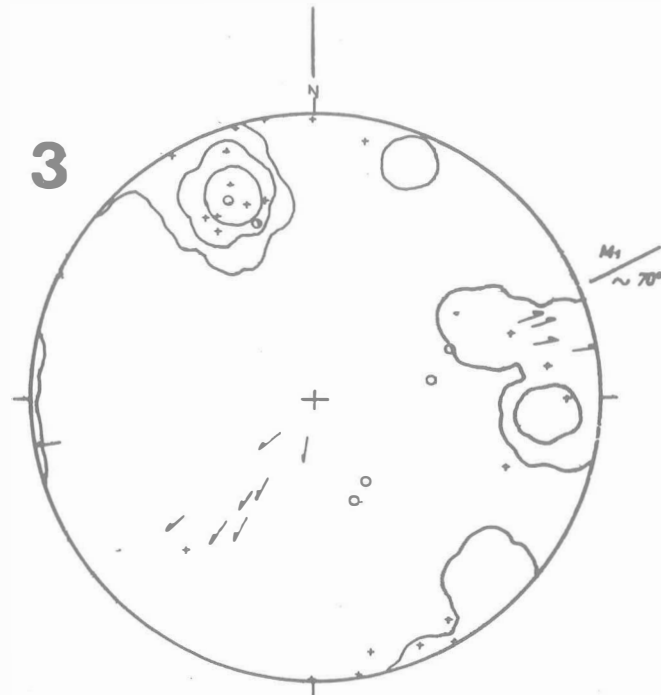
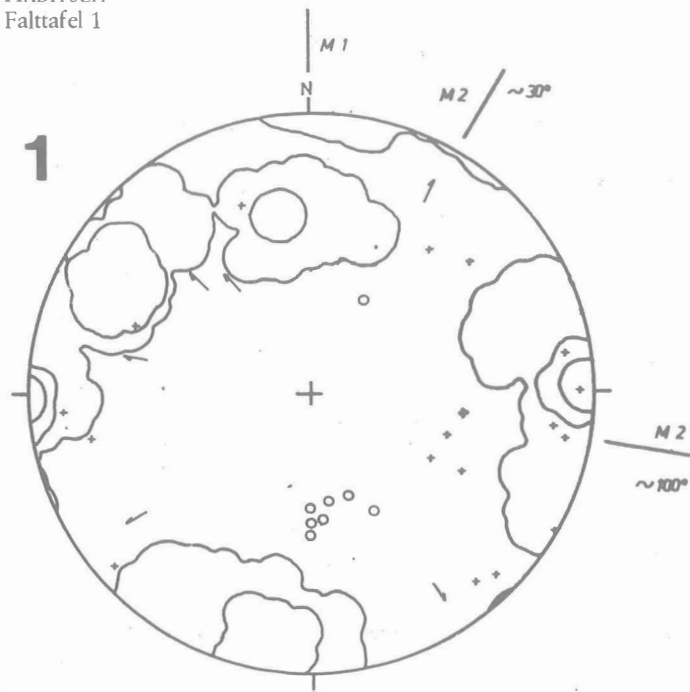
Die statistische Erfassung der Trennflächen geschah mit Hilfe des Schmidtschen Netzes. Die nachstehend angefügten Diagramme 1—11 (Tafeln 1, 2) sind als synoptische Sammeldiagramme aufzufassen. Um die Übersichtlichkeit zu gewährleisten, wurden die Klufflächen ausgezählt und die anderen flächenhaften Gefügedaten, wie auch die linearen, in Form von Polpunkten eingetragen. Die ersten drei Klufflächenpolmaxima lassen erkennen, daß die vorherrschenden Trennflächen steile Lagen haben und in die Richtungen 20 bis 30 Grad, 60 bis 70 Grad und 120 bis 130 Grad streichen. Neben diesen drei Hauptrichtungen kommen zwei weitere schwach besetzte Richtungen vor, welche bei etwa 100 Grad und 150 bis 160 Grad liegen.

Die Trennflächen, auf denen Bewegungsspuren erkennbar sind, wurden im Diagramm 13 (Taf. 2) dargestellt. Aus diesem ist ersichtlich, daß die vorherrschende Kleinstörungsrichtung gegen 60 bis 70 Grad streicht und steil gegen SSE einfällt. Zwei weitere bevorzugte Bewegungsbahnen streichen um 110 bis 120 Grad bzw. um 160 Grad, wobei die zuletzt genannte Bahn scharf ausgebildet ist.

Im Diagramm 14 (Taf. 2) wurden die Rutschstriemen dargestellt. Das Hauptmaximum fällt mit 60 bis 70 Grad gegen Nordosten ein.

Die angeführten Diagramme erlauben hinsichtlich der Kleintektonik folgende Deutungsversuche:

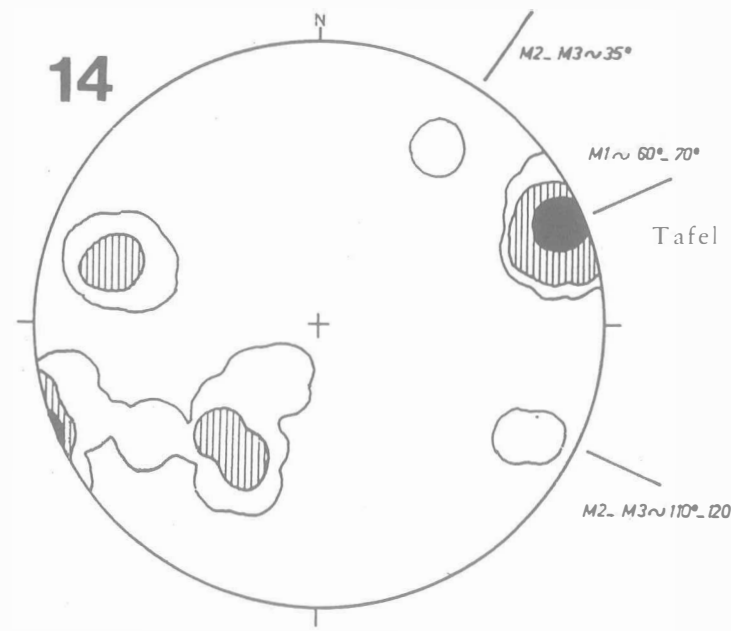
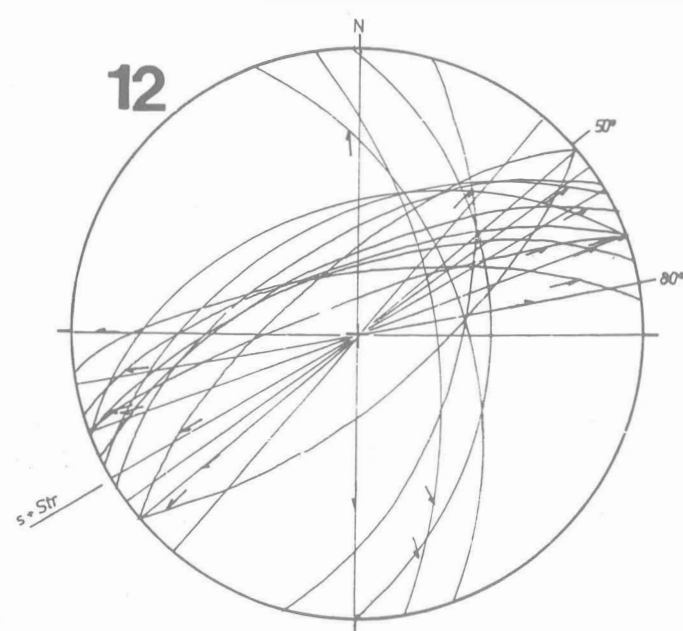
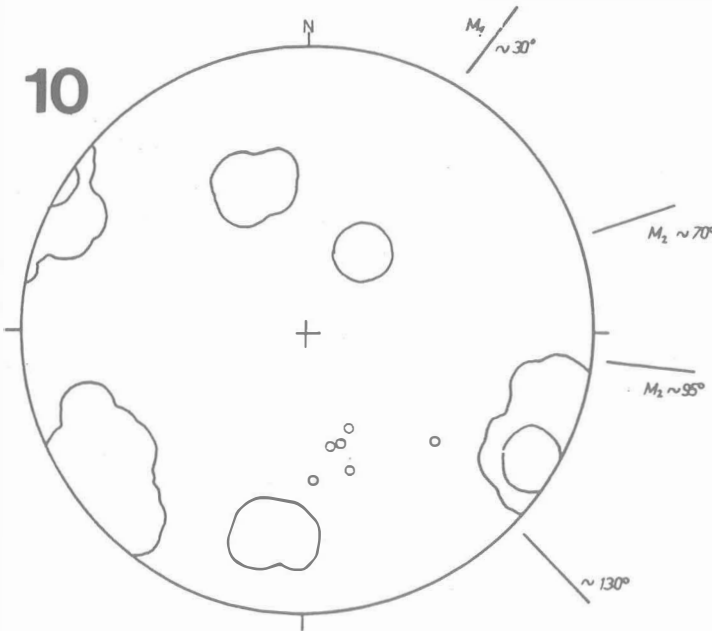
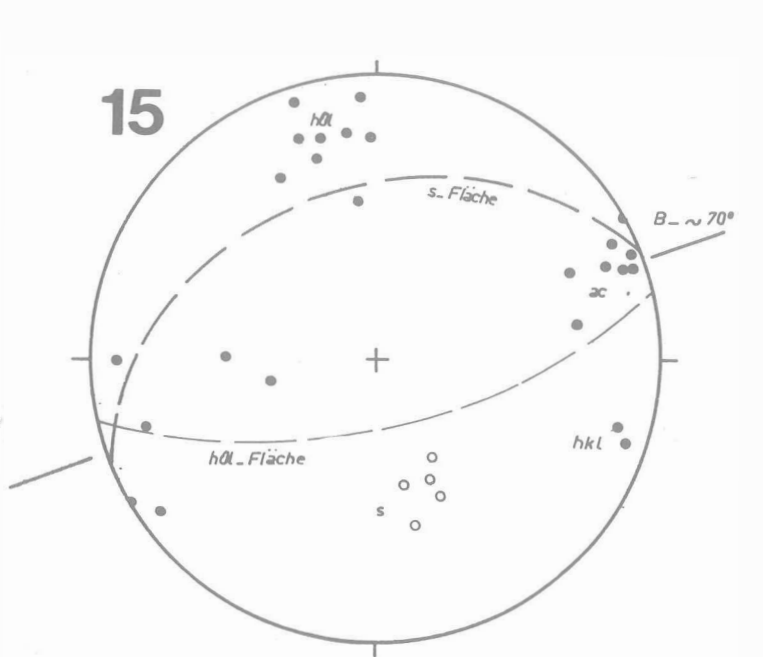
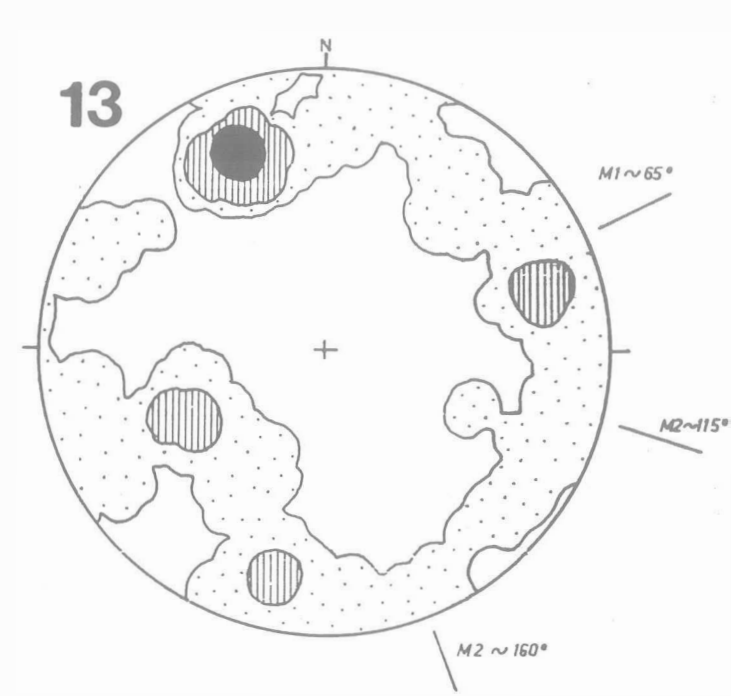
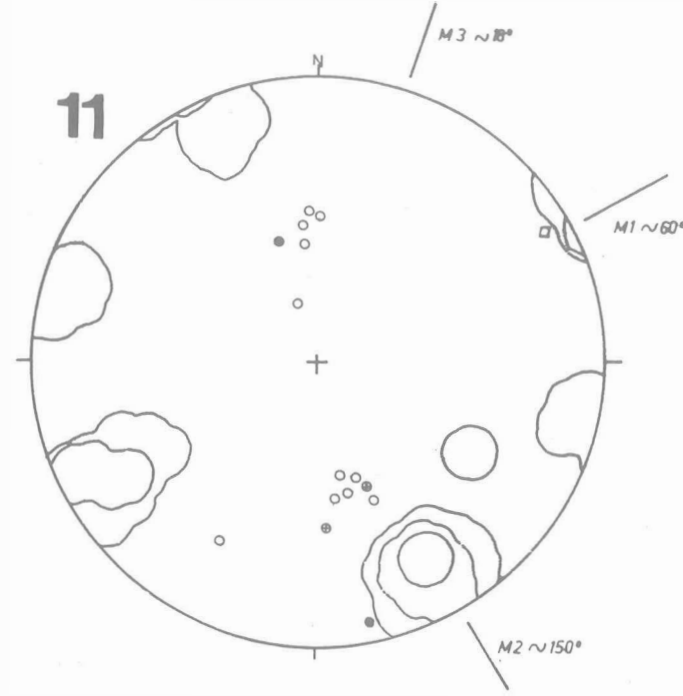
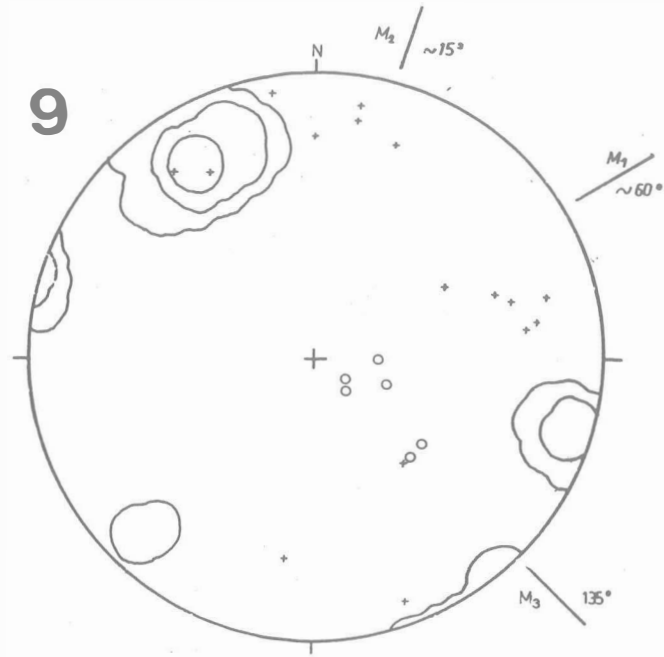
- a) Die B-Achse, welche nur konstruktiv zu ermitteln ist, streicht SW-NE und pendelt um die Horizontale.
- b) Das Kluffmaximum um 60 bis 70 Grad läßt sich als (hOl)-Fläche interpretieren; es dominiert örtlich in einem unterschiedlichen Ausmaß.
- c) Sowohl die (hOl)-Flächen als auch die anderen Schieferungsflächen waren die bevorzugten Bewegungsebenen der Kleinstörungen während der verschiedenen Deformationsphasen. Dies bedeutet, daß die vorhandenen Inhomogenitätsflächen wiederholt reaktiviert wurden.



Tafel 1: Gefügediagramme
 M = Maximum
 ○ = Schieferungsfläche
 + Störungsfläche
 ^ Harnischrillen, Rutschstreifen
 ↗ Lineare
 □ B-Achse

Diagramm 1:
 Oberer Augraben, k-Pole 12 — 8 — 4%
 Diagramm 2:
 Hartsteinwerk Preg (Preger Bruch), k-Pole 12,7 — 10,4 — 5,8%
 Diagramm 3:
 Augraben, k-Pole 16,3 — 12,7 — 7,2%
 Diagramm 4:
 Chromwerkgraben, unterer Sommergraben, k-Pole 11 — 7 — 4%, □ B (Gneis), ● s-Flächenpole (Gneis)

Diagramm 5:
 Wintergraben, k-Pole 10 — 5,7%
 Diagramm 6:
 Sommergraben, k-Pole 8 — 6 — 4%
 Diagramm 7:
 Grubergraben (Grenzbereich), k-Pole 19,2 — 12,5%
 Diagramm 8:
 Unterer Tanzmeistergraben, k-Pole 8,1 — 5,6 — 3,7%



Tafel 2:
 Diagramm 9:
 Hinterlobming (Grenzbereich), k-Pole 13 — 9 — 6%
 Diagramm 10:
 Oberer Kapellengraben, k-Pole 10,5 — 7,0%
 Diagramm 11:
 Rabl-Alm, Kriesenhube (Gneise, Amphibolite), k-Pole 16,6 — 11,9 — 7,1%
 ● s-Flächenpole einer N-vergente Falte
 Diagramm 12:
 NE Pöllersberg
 s-Flächen (Bewegungsbahnen) mit Streichen 50—80°
 Diagramm 13:
 Sammeldiagramm der Störungsflächen (200 Pole) 6,5 — 4,5 — 2,5%
 Diagramm 14:
 Sammeldiagramm der Harnschrillen (92 Pole) 9,7 — 6,5 — 4,3%
 Diagramm 15:
 Synoptisches Diagramm,
 k- und sf-Flächenpole des Liegenden (Gneis beim Gehöft Häuselberger)
 ● k ○ sf

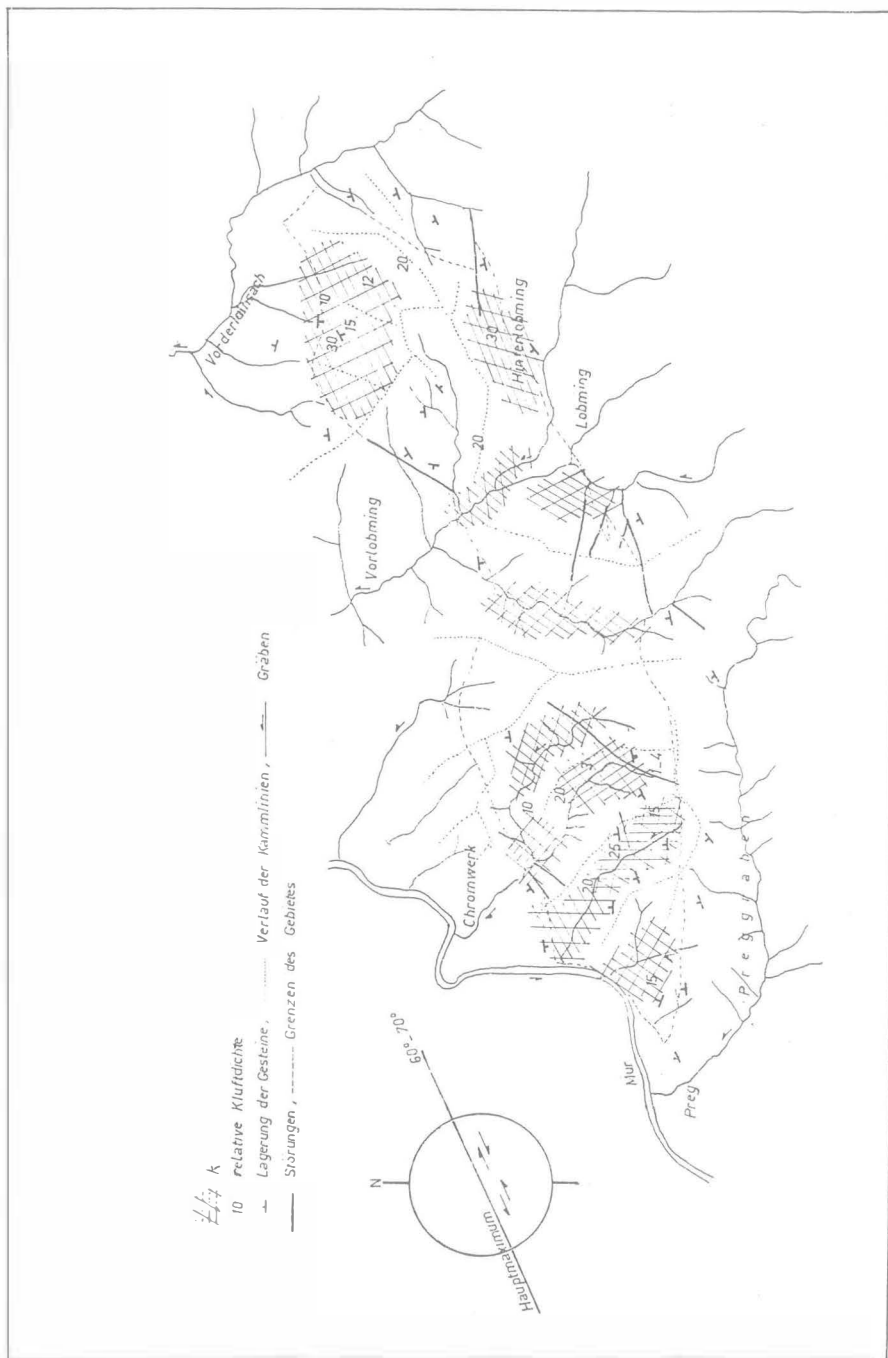


Abb. 2: Klüftung und Klüftdichte im Ultramafitit östlich der Mur

- d) Die statistische Erfassung der Rutschstriemen läßt erkennen, daß die Bewegung zumeist SW-NE-gerichtet war. Die sehr flache Lage der Striemen auf steilen Flächen läßt ihre Deutung als durch Blattverschiebungen entstanden zu. Diese Feststellung ließ sich allerdings bisher großräumig noch nicht nachweisen.

Die stark mylonitisierten und zerrütteten Grenzbereiche — besonders ist hier die Südgrenze der Ultramafititmasse anzuführen — lassen sich als wiederholt reaktivierte Zonen deuten. Es war uns wegen der allein megaskopisch nicht widerlegbaren petrographischen Eintönigkeit nicht möglich, den Versetzungssinn und -betrag zu bestimmen.

Die s-Flächen um ca. 60 Grad decken sich in ihrer Lage mit dem Mylonitstreifen an der Südgrenze der Ultramafititmasse. Daher sind diese Kleinstörungen auch auf Grund der Statistik als tektonische Leitstrukturen anzusehen.

- e) Die um 30 Grad streichende Hauptkluftrichtung ist nicht mit dem primären Gefügeplan in Zusammenhang zu bringen. Sie kommt auch in der Morphologie kaum zum Ausdruck. Daher sind wir geneigt, sie als relativ junge Prägung zu betrachten.
- f) Schieferungsflächen stimmen mit dem Umriß des Ultramafititkörpers überein. Sie sind gleichzeitig Bewegungsbahnen, wie dies schon unter Punkt c dargelegt wurde. Da, wie dies ebenfalls aus den früheren Darlegungen hervorgeht, dieser Körper auch durch eine mehr oder minder deutliche Mylonitzone umgrenzt ist, kann hier mit Berechtigung von einer Strukturähnlichkeit zwischen der Klein- (Schieferungs-) und der Groß-(=Störungs-)Tektonik gesprochen werden. Diese Aussage gilt zunächst nur für die Richtung der Bewegungsbahnen.

Wenn heute die Ultramafititmasse und ihre Kristallin-Hülle im großen einen ähnlichen oder denselben, im kleinen aber einen unterschiedlichen Verformungstypus aufweisen, so deutet dies sicher auf die unterschiedlichen Verformungseigenschaften der von der Tektonik des gleichen Deformationsplanes betroffenen Gesteine hin. Auch die entlang der Südgrenze des Ultramafititkörpers besonders gut ausgebildeten Mylonitzoneen scheinen die Existenz von Unstetigkeitsflächen, die durch die petrographischen Unterschiede bedingt sind, zu beweisen.

Der Durchtrennungsgrad der Klüfte muß allgemein als gut angesehen werden. Um die Kluftdichte der natürlich, d. h. durch die Verwitterung, aktivierten Rupturen abschätzen und darüber hinaus auch Anhaltspunkte für das Gesteinsverhalten bei einem künftigen Abbau erhalten zu können, wurde jeweils die an einem Ort mengenmäßig vorherrschende Blockgröße festgestellt. Leider war diese Schätzung häufig nicht möglich, weil Bewuchs oder zu starke Heterogenität des Blockwerks sie nicht zuließen. Wo das geschilderte Verfahren angewendet werden konnte, erbrachte es das Bild sehr unterschiedlicher Dichten ohne einen gut erkennbaren Zusammenhang zu den Grenzen des Ultramafititkörpers oder zu anderen stark ausgeprägten tektonischen Linien (Abb. 2). Dieser Befund besagt, daß hier aus der Blockgröße, die die durch die Verwitterung aktivierten Rupturen widerspiegelt, nicht auf die gesamte Kluftdichte geschlossen werden darf.

Um auch im Hinblick auf eine künftige Tagbauplanung das großflächige Gefüge besser erfassen zu können, wurden Luftaufnahmen ausgewertet. In Abb. 3 ist die photogeologische Interpretation des (als Erkundungszielgebiet besonders interessanten) Raumes um den Tanzmeistergraben wiedergegeben. Wie aus dieser Darstellung hervorgeht, folgt das Talnetz in hohem Ausmaße der Klüftung, besonders dem Hauptmaximum der Kleinstörungen. Diese tektonische Kontrolle der Talbildungen kann übrigens teilweise auch der vorhin gebrachten Abb. 2 entnommen werden. Aus

dem Vergleich dieser beiden eben genannten Bilder ergibt sich auch eine gute Übereinstimmung der eingemessenen tektonischen Daten mit der Oberflächenmorphologie.

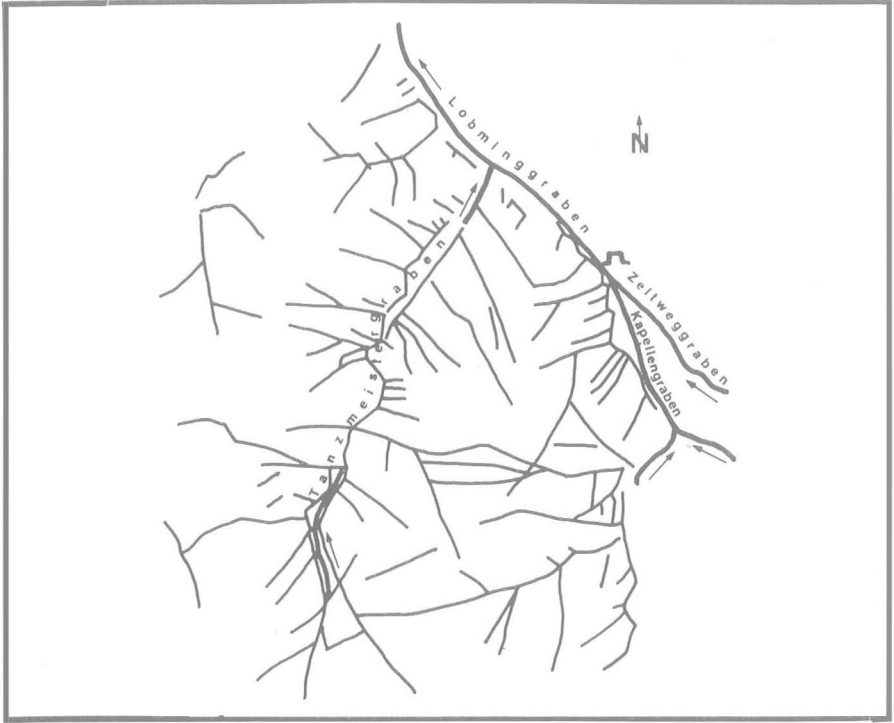


Abb. 3: Kluftnetz im Bereich des Lobming- und Tanzmeistergrabens

1977—1979 wurde der Kraubather Ultramafitkörper geophysikalisch vermessen (S. S. SEREN 1980). Ein Vergleich der sich aus der Isanomalienkarte der Totalintensität des geomagnetischen Feldes ergebenden Grenzen der Kraubather Masse mit denen der geologischen Karten von E. CLAR (1929) und J. G. HADITSCH & Y. YAMAC (1976) zeigt örtlich starke Abweichungen der geophysikalisch ermittelten Gesteinsgrenzen von den geologisch erkundeten. Aus der angeführten Isanomalienkarte leitete S. S. SEREN auch eine größere Anzahl von Störungen ab, für deren Existenz es bisher vom geologischen Standpunkt aus noch keine Anhaltspunkte gibt. Einige im Gelände nachgewiesene oder vermutete Brüche konnten durch die Geophysik bestätigt werden.

Bemerkungen zur Mineralogie und Petrographie

Der Ultramafitkörper ist in sich petrographisch gegliedert. Für verschiedene Gesteinstypen prägte F. ANGEI (1964) neue Namen (Gulsenit, Eggerbachit, Ebnerit, Augrabenerit, Barbarait, Alfredit, Pregit). Wie noch später ausführlich gezeigt werden soll, wiesen die nunmehr vorliegenden chemischen Analysen unter acht Gesteinsgruppen, die durch Fraktionierung eines peridotitischen Ausgangsmagmas entstanden sind, hauptsächlich Pyroxen-Peridotite nach. Die einzelnen Phasen der

Mineral- und Gesteinsbildung sind gut belegbar (H. MEIXNER & L. WALTER 1939). Man kann vom ältesten zum jüngsten die nachstehend angeführten acht Stadien unterscheiden:

1. Dunit-Pyroxenit-Bildung (mit Chromit)
2. teilweise tiefenhydrotogene Chrysotilisierung (Maschenserpentinbildung) der Olivine (mit Magnetitpigmentierung)
3. Kluftantigoritbildung (mit Kämmererit = Chrompennin, Cr-haltigem Smaragdit, Zirkon, Klinochlor, Talk („Phästin“) usw., und Kupfer- und Nickelerzmineralen, wie z. B. Pentlandit, Kupferkies, Mackinawit, Heazlewoodit)
4. Kluftchrysotil-(= „Pikrosmin“-)Bildung
5. Magnesitphase (mit Hämatit, Deweylith = „Gymnit“, Meerschaum, Chalcedon, Opal usw.)
6. Brucitparagenese: hydrothermale Abfolge von Pyroaurit über Brucit (bei 250 Grad C), Aragonit, Kalkspat, Hydromagnesit zum Artinit
7. $\text{SiO}_2\text{-CaCO}_3$ -Phase (mit Chalcedon, Opal, Bergkristall, Calcit, Aragonit, Dolomit)
8. Rezente, z. T. „sonnenhydrothermale“ (MEIXNER) Bildungen mit Rot- und Schwarzkupfererz, Malachit, Chrysokoll, Zaratit = „Texasit“, Bravoit, Gips, Bittersalz, Hydromagnesit, Aragonit usw.

J. SCHANTL (1975) konnte in Kraubath zum ersten Mal Brucit als gesteinsbildendes Mineral nachweisen.

Auf verschiedene der oben erwähnten Gesteine und Minerale gingen z. T. bis in die jüngste Vergangenheit bergbauliche Tätigkeiten um; manche werden auch heute noch abgebaut, so etwa die Dunite und peridotitischen Gesteinstypen, die in früheren Zeiten schon als Gestellsteine genutzt wurden und aus denen man heute einerseits feuerfeste Baustoffe erzeugt (Magnolithe-Bruch in Lobming), andererseits hochwertige Gleisbettungs- und Straßenbaustoffe herstellt. Hier wäre auch der Chromit anzuführen, der ungefähr seit 1810 und bis etwa 1915 in mehreren kleinen Abbauen am Lichtensteiner-, Mitter-, Fledl- und Gulsenberg hereingewonnen wurde, desgleichen der kryptokristalline Magnesit, der einem eigenen Lagerstättentyp seinen Namen gab und im Sommergraben und in der Gulsen abgebaut wurde, oder die lateritischen Toneisensteine und Bohnerze auf dem Lichtensteinerberg. Derzeit ruhen alle Chromit-, Eisen- und Magnesitgruben, dies entweder wegen der absetzigen Lagerstätten oder wegen der heute nicht mehr entsprechenden Qualität. Einzelheiten darüber können der Dokumentation (J. G. HADITSCH, 1981) entnommen werden. Da aber viele Einbaue nicht mehr zugänglich sind und um die Lagerstättenform anschaulich zu vermitteln, sollen auf den Tafeln 3 und 4 Bilder vom einstigen Magnesitbergbau gebracht werden, die wir dem freundlichen Entgegenkommen des Herrn Univ.-Prof. Dr. Ing. O. M. FRIEDRICH (Leoben) verdanken.

Tafel 3: Magnesitgänge (Aufn. O. M. FRIEDRICH, 20. 1. 1956)

Fig. 1: Sommergraben, Stollen GV 2

Fig. 2: Sommergraben, Zubaustollen

Fig. 3: Augraben, Stollen S/4/B

Fig. 4: Augraben, Stollen S/4/B



Geochemische Untersuchungen

Methodik

Sämtliche Analysen erfolgten nach der Methode der Röntgenfluoreszenzspektralanalyse mit einem Philips-Fluoreszenzspektrometer des Typs PW 1410/20 unter den in Tab. 1 aufgelisteten apparativen Bedingungen.

Tab. 1: Apparative Daten zur Bestimmung der chemischen Zusammensetzung der Kraubather Ultramafitite nach der Methode der Röntgenfluoreszenzspektralanalyse.

Element	Röhre	Kristall	Zähler- typ	Kollimator	Analysen- linie	Winkel (2 Theta)	Zählzeit (sec.)
Si	Cr	PE	Fc	g	KA	109,21	10
Al	Cr	PE	Fc	g	KA	145,12	80
Fe	Cr	LiF	Fc	f	KA	57,52	10
Mn	Au	LiF	Fc	f	KA	62,97	20
Mg	Cr	TlAp	Fc	g	KA	45,17	40
Ca	Cr	LiF	Fc	f	KA	113,09	40
Cr	Au	LiF	Fc	f	KB	62,36	40
Ni	Cr	LiF	Fc	f	KA	48,67	60

Kristalle: LiF (200) (Lithiumfluorid); PE (002) (Pentaerytrit);

TlAp (100) (Thalliumhydrogenphthalat).

Zählertyp: Fc = Durchflußzähler, Spannung am Zähler 1710 V.

Kollimator: g = grober Kollimator (400 μ m), f = feiner Kollimator (160 μ m).

Zählzeit: sowohl Zählzeit für den Peak als auch für den Untergrund.

Spannung und Strom der Cr- und Au-Anregungsröhren = 50kV/30mA.

Von jeder Probe wurden zwei Analysen angefertigt; die Probenaufbereitung erfolgte gemäß dem Schema der Tab. 2. Auf Grund der jetzt von sämtlichen Proben vorliegenden Doppelbestimmungen ergeben sich naturgemäß geringfügige Abweichungen der Analysenwerte gegenüber den ersten Analysen, da es sich bei jenen um Einfachbestimmungen gehandelt hatte, die deshalb durchgeführt wurden, um einen ersten und raschen Einblick in die Geochemie des Kraubather Ultramafititkörpers zu erhalten.

Tab. 2: Schematische Darstellung der Probenaufbereitung

1—3 kg Ausgangsmaterial der Proben.

1. Reinigen der Proben.
2. Abtrennen eines Teils der Probe zur Herstellung von Dünnschliffen.
3. Brechen des restlichen Teils der Probe in einem Backenbrecher auf 5—10 mm Korngröße.
4. Teilung der Probe in einem 16-kammerigen Probenteiler. Eine Hälfte wird als Belegmaterial verwahrt.
5. Aufmahlen der anderen Hälfte des Probenmaterials in einer Scheibenschwingmühle auf Korngrößen < 60 μ m.
6. Weitere Teilung der Probe in einem Satz Probenteiler auf ca. 5 g. Aufbewahren des restlichen Materials.
7. Trocknen der Proben bei 105 Grad C.
8. 1,0000 \pm 0,0005 g der Probe wird mit 5,0000 \pm 0,0005 g MERCK Spectromelt A 11 (Lanthanoxid und Lithiumtetraborat im Mischungsverhältnis 1:4) eingewogen und gemischt.

Tafel 4: Magnesittrümer, -netzwerk, Scheck

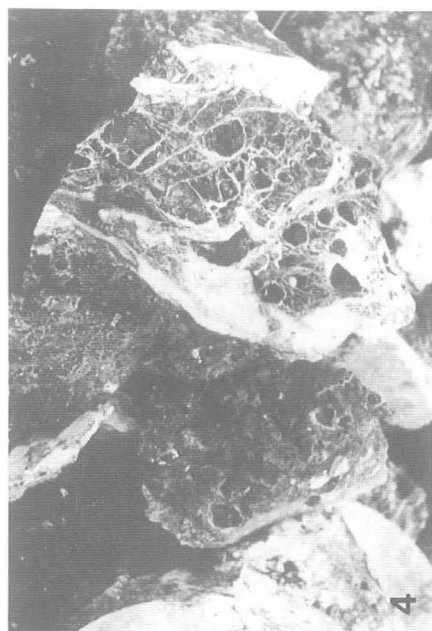
(Aufn.: O. M. FRIEDRICH, 13. 11. 1955, 20. 1. 1956, 22. 12. 1959)

Fig. 1: Sommergraben, Abbaustollen des 8. Baues

Fig. 2: Aufragen, Bruchstollen

Fig. 3: Kraubath, ohne genauere Ortsangabe

Fig. 4: Hauptstufe Ost des Preger Bruches



9. Aufschmelzen von Probe und Spectromelt A 11 bei 1100 Grad C in Graphittiegeln.
10. Aufmahlen der Schmelztabletten in einer Scheibenschwingmühle auf Korngrößen $\ll 60 \mu\text{m}$.
11. Einpressen des Materials unter einem Druck von 15 t/cm^2 in einen Borsäuremantel.
12. Wiederholen der Schritte 6—11 zur Herstellung einer zweiten Tablette.
13. Aufbewahren der Tabletten unter Vakuum bis zur Messung.
14. Messen der Tabletten entsprechend den Angaben nach Tab. 1.

Zur Eichung standen 20 ultramafische Referenzproben zur Verfügung. Dieser Referenzprobensatz wurde durch Mischen einzelner Referenzproben auf insgesamt 29 erweitert, die die gesamte Variationsbreite der chemischen Zusammensetzung der untersuchten Ultramafitite kontinuierlich abdeckten. Von jeder Referenzprobe wurden drei Tabletten angefertigt und diese jeweils zweimal gemessen. Wegen der z. T. beträchtlichen Konzentrationsunterschiede einiger Analyseelemente und der daraus resultierenden Eigenschaften der Matrix wurde sämtlichen Proben La_2O_3 als schwerer Absorber zur Kompensation von Interementeffekten beigemischt.

Aus den gemessenen Fluoreszenzintensitäten und dem bekannten Chemismus der Referenzproben ist die zur Bestimmung der chemischen Zusammensetzung der untersuchten Ultramafitite erforderliche Korrekturmatrix errechnet worden. Die Berechnung dieser Matrix wurde mittels eines FORTRAN-V-Programms von G. STRECKER (unver.) durchgeführt. Dieses Programm geht in seinem Kernstück auf die Korrekturmethode von H. J. LUCAS-TOOTH & B. J. PRICE (1961) und G. R. LACHANCE & R. J. TRAILL (1966 a, b) zurück und wurde von A. JUNK (1978) erweitert. A. JUNK (1978) gibt auch eine ausführliche Beschreibung des Rechenprogramms, der Grundlagen des Korrekturverfahrens und des angewandten Aufbereitungsverfahrens.

Der Gesamtfehler (s_{tot}) bei der Bestimmung eines einzelnen Analyseelementes nach der verwendeten Methode setzt sich aus folgenden Teilfehlern zusammen: zählstatistischer Fehler (s_z), apparativer Fehler (s_{app}) und präparativer Fehler ($s_{\text{präp}}$). Der Gesamtfehler ist dann gleich:

$$s_{\text{tot}}^2 = s_z^2 + s_{\text{app}}^2 + s_{\text{präp}}^2$$

Der zählstatistische Fehler ist dabei sowohl von der Konzentration des zu bestimmenden Elementes als auch von der gewählten Zählzeit abhängig. Der apparative Fehler ist in erster Linie durch Ungenauigkeiten bei der Winkeleinstellung und durch Streuungen der Geräteparameter gegeben. Dieser Fehler liegt bei dem verwendeten Gerät unter 0,1 %. Der präparative Fehler wird durch die Probenaufbereitung hervorgerufen.

Nach E. SCHROLL (1975) „sollten etwa folgende relative Standardabweichungen (s) als Richtlinien gelten:

Präzisionsanalysen	$\pm 0,1$ bis $0,5\%$
Normale Analyse auf	
Hauptelemente	$\pm 0,5$ bis 5%
Spurenanalyse	± 5 bis 15%
Übersichtsanalyse	± 15 bis 200% “.

Für die in den Ultramafititen bestimmten Oxide und Elemente ergaben sich die in Tab. 3 aufgeführten mittleren relativen Fehler (68,3%-Vertrauensbereich). Die angegebenen Werte stellen das arithmetische Mittel der Fehler sämtlicher jeweils an zwei Tabletten bestimmten Proben dar. Diese mittleren relativen Fehler liegen in den Bereichen, die E. SCHROLL (1975) als Richtlinien für „normale Analysen auf Hauptelemente“ und „Spurenanalyse“ empfiehlt.

Tab. 3: Mittlere relative Fehler der Analysen (alle Angaben in %)

Oxid Element	s_z	s_{app}	$s_{präp}$	rel. Fehler
SiO ₂	0,37	0,10	0,19	0,43
Al ₂ O ₃	1,71		0,16	1,72
FeO	0,40		0,32	0,52
MnO	0,99		1,31	1,32
MgO	0,82		0,35	0,89
CaO	0,33		1,24	1,28
Cr	1,13		1,64	1,99
Ni	1,42		1,24	1,89

Im Laufe der Untersuchung mit der Röntgenfluoreszenzspektralanalyse ergaben sich gewisse Hinweise auf das mögliche Vorkommen von Platin in einigen Proben. Obwohl dieses Element nicht von vornherein mitbestimmt werden sollte, ergab sich bei weiterer Verfolgung der Angelegenheit durch dokimastische Bestimmungsmethoden des Staatshüttenlaboratoriums Hamburg und durch Mikrosondenuntersuchungen an der Montanuniversität Leoben kein Hinweis auf Platin. Eine nochmalige Überprüfung auf emissionsspektrographischem Weg ergab aufgrund zu hoher Nachweisgrenzen noch keine eindeutige Aussage. Ein sehr empfindliches chromatographisches Verfahren wird zur Zeit am Anorganisch-Chemischen Institut der Universität Frankfurt am Main erprobt.

Aufgrund der natürlichen Gegebenheiten war in dem untersuchten Vorkommen eine dichte und annähernd gleichmäßige Beprobung nicht in allen Bereichen möglich. Nur auf den Kammlinien und in den Gräben waren die Aufschlußverhältnisse teilweise günstig genug, um dort eine gleichmäßigere Probenverteilung zu erreichen. Im Gebiet der Verebnungsflächen (Lichtensteinerberg, nordwestlich des Wh. Ebner und im Schrakogelgebiet) war die Beprobung des Körpers nur noch punktuell möglich. (Insgesamt ist die Probenverteilung [Abb. 4] jedoch so, daß der Körper in seiner Gesamtheit noch gut erfaßt wird.)

Bei den entnommenen Proben (jeweils 1—3 kg) handelt es sich stets um Einzelproben (= Stückproben nach ÖNORM G 1030). Bei derartigen Proben ist auch bei größter Sorgfalt der Entnahme stets die Gefahr gegeben, daß die Probe nicht hinreichend repräsentativ für den Aufschlußbereich ist. Dadurch können Verzerrungen des geochemischen Gesamtbildes eines Vorkommens entstehen, wenn eine Probenserie eine große Anzahl nicht repräsentativer Proben enthält.

Zur Kontrolle und zur Beurteilung der Güte der Probenserie stand eine zweite von anderen Bearbeitern entnommene Probenserie aus dem Kraubather Ultramafitkörper zur Verfügung, die darüber hinaus noch nach einem anderen Verfahren analysiert worden war: Diese zweite Serie wurde durch L. BECKER und J. PISTONIK gezogen und durch D. PETERSEN-KRAUSS nach der Methode der Atomabsorptionsspektroskopie analysiert. Zum Vergleich wurden die Analysenergebnisse der beiden Probenserien in einer Reihe von geochemischen Profilen dargestellt.

Zur Konstruktion der geochemischen Profile wurden die Analysenwerte des Elementes Ni deshalb herangezogen, weil es als Neben- bzw. Spurenelement empfindlicher geologisch bedingte lokale Inhomogenitäten und damit auch nicht repräsentative Proben erkennen läßt, als es bei einer Hauptkomponente, z. B. SiO₂, der Fall wäre. Zur Darstellung der geochemischen Profile wurden die jeweils am nächsten zur Profillinie gelegenen Ultramafitproben auf diese projiziert.

Für die in den geochemischen Profilen auftretenden Unterschiede in der Variationsbreite der Konzentrationen der beiden Profilerien ist die Beantwortung der

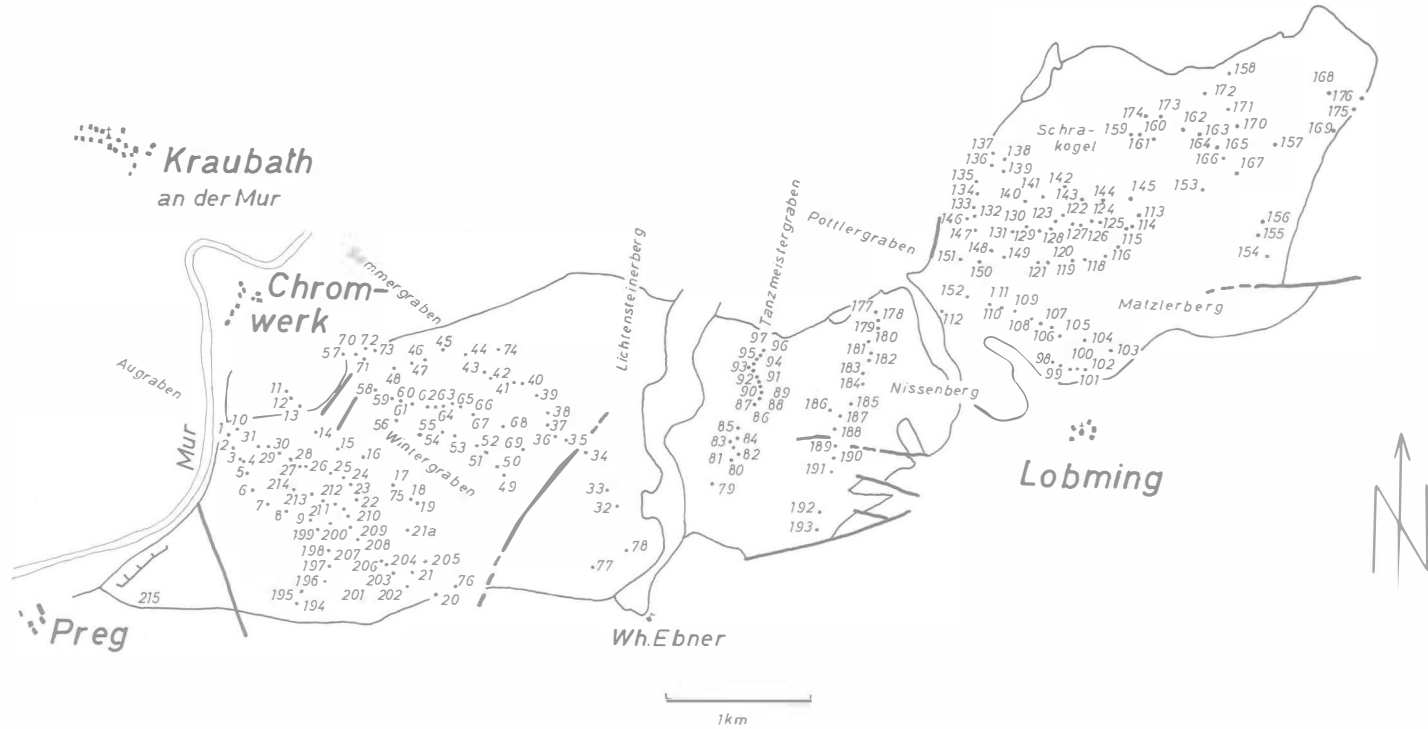


Abb. 4: Probenverteilung im Kraubather Ultramafitkörper östlich der Mur (die Verteilung der Proben im gesamten Körper ist in D. PETERSEN-KRAUSS, in Vorber., dargestellt)

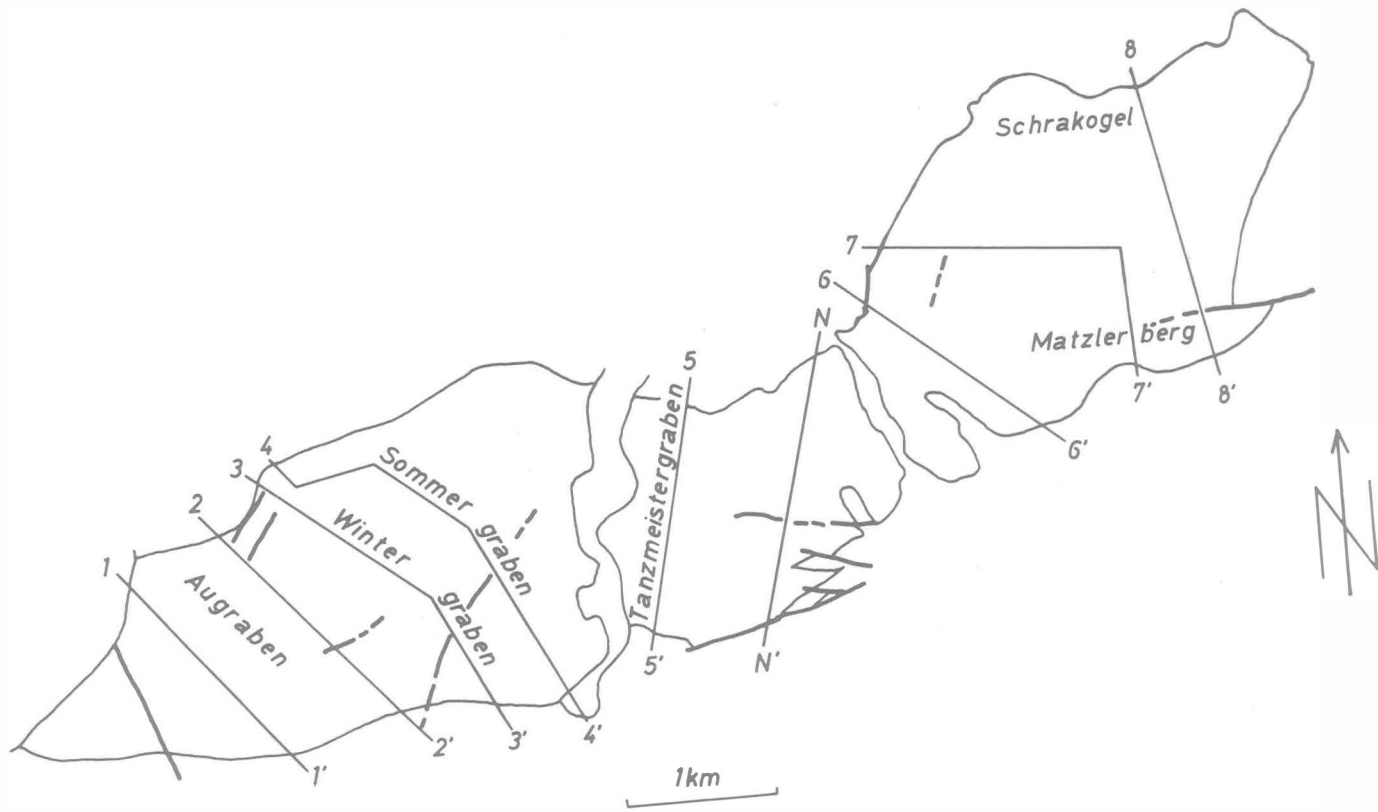


Abb. 5: Lage der geochemischen Profile nach Tafel 5

Frage wichtig, ob es sich hiebei um zufällige — also durch lokale geochemisch-geologische Inhomogenitäten hervorgerufene — Schwankungen handelt oder durch systematische Fehler (nicht repräsentative Probenahme, Analysenfehler) bedingte. Da sämtliche Proben einer Grundgesamtheit, nämlich dem Kraubather Ultramafitkörper, entstammen, müssen zwischen beiden Probenserien die Varianzen der einzelnen Profilerien und der gesamten Stichprobe gleich sein, sofern keine systematischen Fehler vorliegen. Wenn diese Homogenität der Varianzen nicht nachzuweisen ist, muß davon ausgegangen werden, daß eine der beiden Probenserien systematische Fehler enthält. Die Annahme, daß beide Probenserien den gleichen systematischen Fehler enthalten, kann ausgeschlossen werden, da die Serien jeweils von verschiedenen Bearbeitern entnommen und nach verschiedenen Verfahren analysiert wurden, worauf schon oben hingewiesen wurde.

Als Test auf Homogenität der Varianzen wurde der F-Test angewandt. Ferner wurde der Mittelwert der beiden Probenserien mittels des t-Testes auf Gleichheit geprüft.

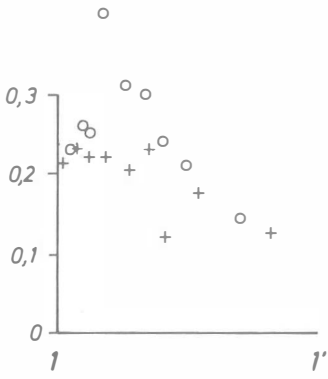
Tab. 4: Ergebnisse des F-Tests für die einzelnen geochemischen Profile (\bar{x} = Mittelwert, s^2 = Varianz, n = Stichprobenumfang, F_1 = berechneter Wert, F_2 = tabellierter kritischer Wert 95%-Signifikanzniveau, z. T. aus nebeneinanderliegenden Tabellenwerten interpoliert; 1. Probenserie von L. BECKER und J. PISTOTNIK, 2. Probenserie von D. PETERSEN-KRAUSS entnommen).

Profil-Nr.	Probenserie	\bar{x}	s^2	n	F_1	F_2
1	1	0,19	0,00166	9	1,79	3,44
	2	0,27	0,00299	9		
2	1	0,17	0,00618	10	2,02	4,10
	2	0,21	0,00305	7		
3	1	0,19	0,00497	12	1,34	2,72
	2	0,17	0,00370	13		
4	1	0,19	0,00385	14	1,22	2,50
	2	0,21	0,00317	15		
5	1	0,22	0,00409	16	1,23	2,27
	2	0,23	0,00333	19		
6	1	0,18	0,00683	13	1,15	3,07
	2	0,17	0,00596	10		
7	1	0,19	0,00313	5	1,26	6,04
	2	0,19	0,00393	9		
8	1	0,18	0,00264	4	2,79	9,12
	2	0,20	0,00738	5		

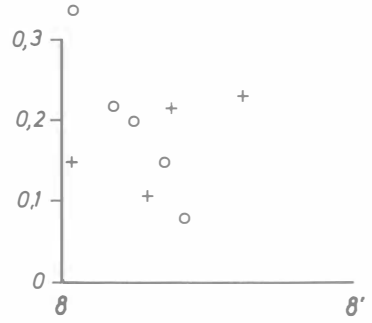
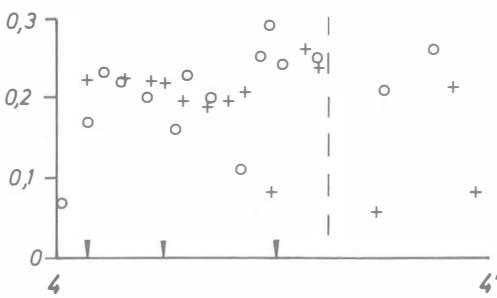
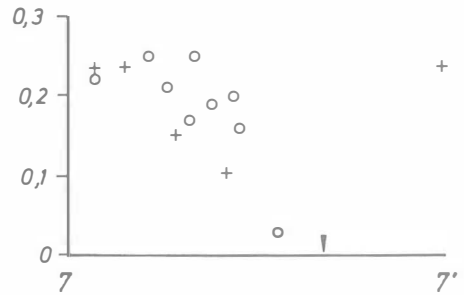
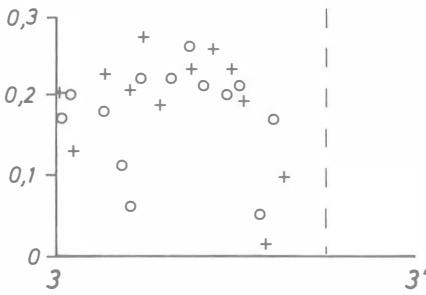
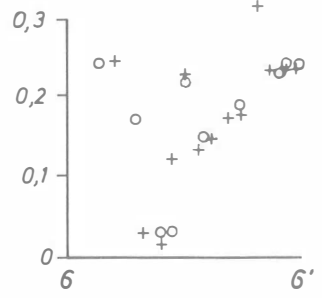
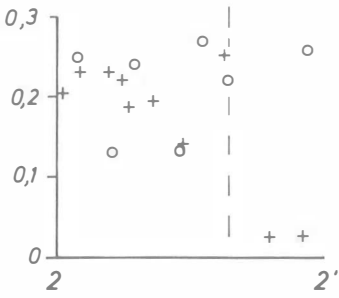
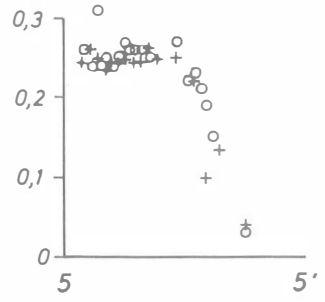
Tab. 5: Ergebnisse des F- und t-Tests der Gesamtstichproben, die zur Konstruktion der geochemischen Profile verwendet wurden (t_1 = berechneter, t_2 = tabellierter kritischer Wert), weitere Erläuterungen siehe Tab. 4

Probenserie	\bar{x}	s^2	n	F_1	F_2	t_1	t_2
1	0,19	0,00470	83	1,02	1,51	1,68	1,99
2	0,21	0,00480	87				

Tafel 5: Gegenüberstellung der Ergebnisse der Doppelbeobachtung einer Reihe von Profilen im Kraubather Ultramafitkörper (+ = 1. Beobachtung durch Mitarbeiter der Universität Graz; O = 2. Beobachtung durch D. PETERSEN-KRAUSS; weitere Erläuterungen: siehe Text)



Gew.-% Ni



Aus den Tab. 4 und 5 ist zu entnehmen, daß die Varianzen der beiden Probenserien sich sowohl bei den einzelnen Profilen als auch bei den verglichenen Stichproben auf 95%-Signifikanzniveau nicht unterscheiden. Ein statistisch abzusichernder Unterschied zwischen den Mittelwerten der beiden Probenserien besteht auf 95%-Signifikanzniveau ebenfalls nicht. Es kann somit davon ausgegangen werden, daß die in den dargestellten geochemischen Profilen auftretenden Unterschiede der beiden Probenserien zufälliger Natur sind. Systematische Fehler sind also auszuschließen und die auftretenden Abweichungen auf lokale Inhomogenitäten des untersuchten geologischen Körpers zurückzuführen.

Als geologische Ursachen für die lokalen Inhomogenitäten kommen Schwankungen in der primären Zusammensetzung, sekundäre Veränderungen der Gesteinskomposition durch die Serpentinisierung und die Verwitterung und letztlich Änderungen der Gesteinsabfolge durch tektonische Verstellungen in Betracht. Auf den Einfluß der Serpentinisierung wird weiter unten noch eingegangen; es sei deshalb an dieser Stelle nur auf den entsprechenden Abschnitt verwiesen.

Als Beispiel für die Variation der primären Zusammensetzung sind die Analysen von sechs Proben aus dem aufgelassenen Steinbruch am Gulsenberg in Tab. 6 wiedergegeben. Die Lage der Proben im Aufschlußbereich ist Abb. 6 zu entnehmen.

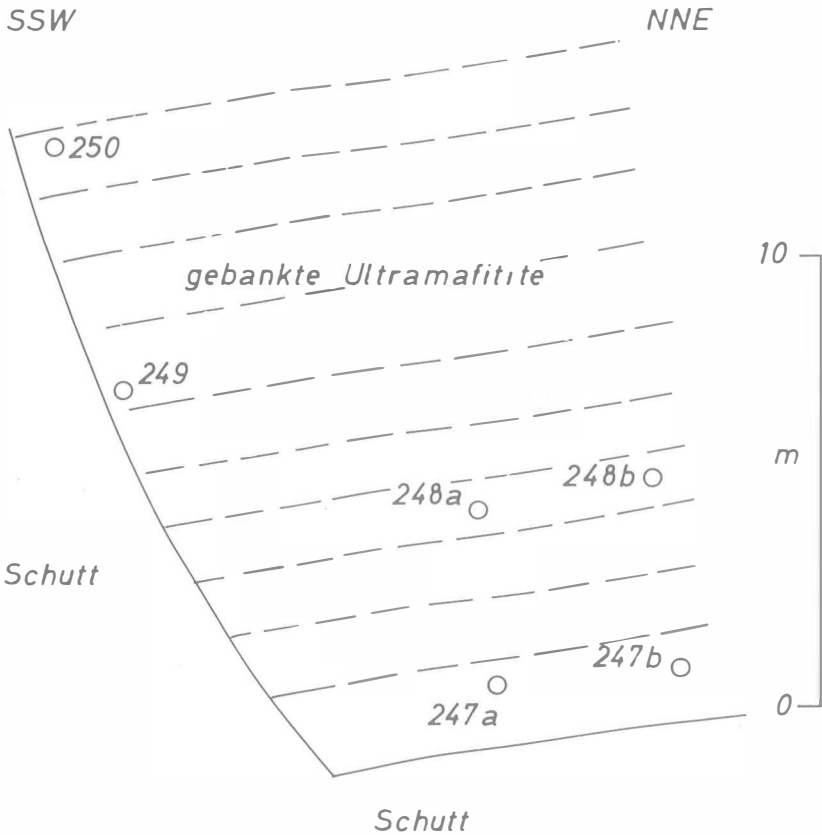


Abb. 6: Verteilung der Proben 247a—250 im Steinbruch am Gulsenberg

Tab. 6: Chemische Zusammensetzung der Proben aus dem Steinbruch am Südende des Törringgrabens (Probe 223a—223c) und aus dem Steinbruch am Gulsenberg (Proben 247a—250).

Gew.-%	223a	223b	223c	247a	247b	248a	248b	249	250
SiO ₂	40,45	39,62	33,00	39,12	35,54	38,63	38,70	38,80	38,65
Al ₂ O ₃	0,75	0,72	0,50	0,59	0,48	0,55	0,63	0,64	0,71
FeO	6,98	6,87	4,42	6,89	6,91	6,86	6,81	6,77	6,67
MnO	0,12	0,12	0,11	0,12	0,12	0,12	0,12	0,12	0,12
MgO	38,56	38,19	33,44	39,26	40,96	40,53	40,39	38,74	38,94
CaO	0,29	0,93	9,33	0,69	0,20	0,58	0,50	0,62	0,62
Cr	0,27	0,39	0,16	0,26	0,42	0,27	0,29	0,30	0,24
Ni	0,19	0,19	0,07	0,17	0,18	0,19	0,19	0,17	0,16
H ₂ O	12,43	13,90	(20,28)	12,91	14,21	12,74	12,69	13,02	14,32
Summe	100,04	100,93	101,31	100,01	99,02	100,47	100,32	99,18	100,43

Bei Probe 223c ist der Glühverlust (20,28 Gew.-%) angegeben.

Die Schwankungen der chemischen Zusammensetzung dieser Proben ist mit Ausnahme des etwas herausfallenden Cr-Wertes der Probe 247a relativ gering. Der beprobte Bereich kann als geochemisch homogen angesehen werden.

Ein weiteres Beispiel soll illustrieren, welche Unterschiede in scheinbar homogenen Bereichen auftreten können und ferner, daß tektonische Verstellungen nicht immer auch geochemisch relevant sind: In Abb. 7 ist eine stark vereinfachte Skizze des Steinbruches am Südende des Törringgrabens mit der eingetragenen Lage der Proben wiedergegeben.

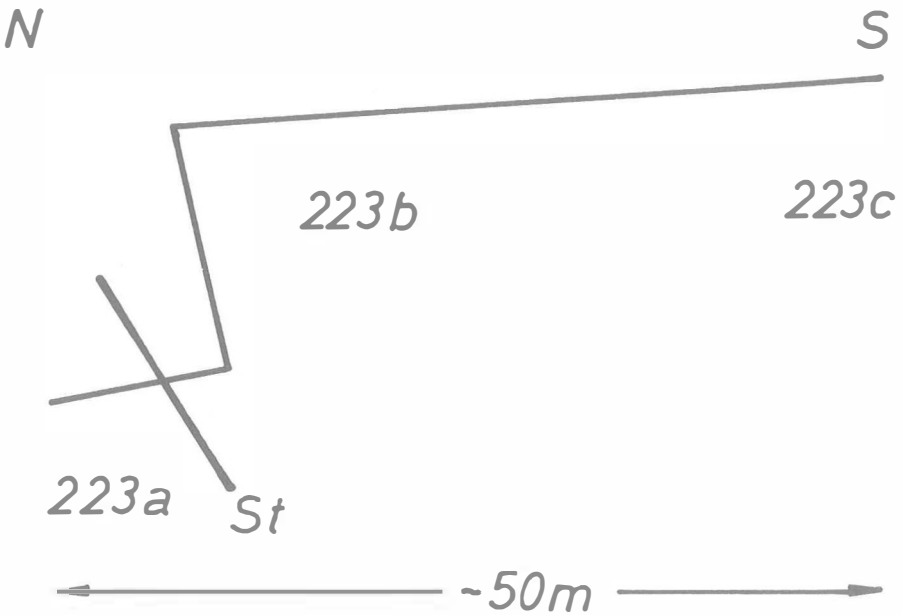


Abb. 7: Verteilung der Proben 223a–c im Steinbruch am Südende des Törringgrabens (St = Störung)

Nach einer häufig im Kraubather Ultramafitkörper gemachten Erfahrung wurde erwartet, daß sich eine zwischen den Proben 223a und 223 b, c gelegene, deutlich erkennbare Störung auch im Chemismus der beiden gestört nebeneinander lagernden Gesteinspakete widerspiegeln würde (Probe 223a zeigt noch im Handstück deutliche Spuren der tektonischen Beanspruchung). Nun weisen aber die Proben 223a und 223 b keine prägnanten Unterschiede im Chemismus auf, andererseits zeigt sich aber ein deutlicher Unterschied im Chemismus der Proben 223a und b einerseits und 223c andererseits. Die genannte Störung ist auch noch auf der dem Steinbruch gegenüberliegenden Talseite aufgeschlossen. Auch hier zeigen die Proben, zwischen denen die Störung verläuft, keine signifikanten Unterschiede im Chemismus (Proben 231 und 232; Analysendaten hierzu in: D. PETERSEN-KRAUSS, in Vorber.). Tektonische Verstellungen müssen sich also nicht zwangsläufig auch im Chemismus der gestört nebeneinander lagernden Gesteinspakete widerspiegeln.

Abschließend und zusammenfassend kann daraus gefolgert werden:

- a) Die aus dem Kraubather Ultramafitkörper entnommenen Probenserien weisen keine systematischen Fehler auf, was durch die Doppelbeprobung zu belegen ist.
- b) Lokale Inhomogenitäten, die im Körper auftreten, können teilweise schon feldgeologisch erkannt werden — wie beispielsweise die Linsen pyroxenitischer Gesteine, die in geochemischen Profilen durch sehr niedrige Ni-Werte auffallen (z. B. Profil Nissenberg, N); andererseits können Inhomogenitäten feldgeologisch unerkant bleiben, wie dies das letzte Beispiel zeigt.
- c) Tektonische Verstellungen können durch die Versetzung von Gesteinspaketen die generellen chemischen Trends auffallend verändern (Abb. 8), was aber nicht zwangsläufig der Fall sein muß, wie dies das letzte Beispiel ebenfalls zeigt.

Trendflächenkarten werden mittels einer Ausgleichsrechnung der kleinsten Quadrate als eine Fläche über den Meßpunkten (= Probenpunkten) bestimmt, wobei

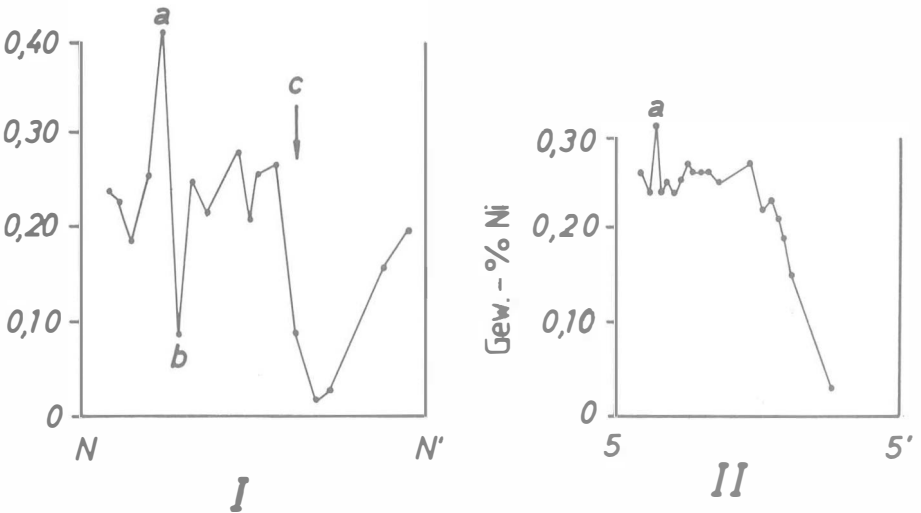


Abb. 8: Geochemische Profile Nissenberg (I) und Tanzmeistergraben (II) Gegenüberstellung der geochemischen Profile Nissenberg (I) und Tanzmeistergraben (II) als Beispiel für verschiedene Arten der lokalen Inhomogenitäten (I) und für die generelle Abfolge (II) (a = lokale hohe Ni-Konzentration, b = niedrige Ni-Konzentration infolge lokaler Einschaltungen pyroxenitischer Gesteine, c = Störung der generellen Abfolge — vgl. Profil II — durch tektonische Verstellungen)

vorausgesetzt wird, daß eine quantifizierte Beobachtung (y) eine Funktion ihrer rechtwinkligen geographischen Koordinaten (x_1, x_2) ist:

$$y = f(x_1, x_2).$$

Im einfachsten Falle handelt es sich dabei um eine lineare Funktion der Form:

$$\text{Gl. 1 } y = b_0 + b_1x_1 + b_2x_2.$$

Durch die entsprechenden quadratischen und kubischen Ergänzungen erhält man die Polynome 2. und 3. Grades:

$$\text{Gl. 2 } y = b_0 + b_1x_1 + b_2x_2 + b_3x_1^2 + b_4x_2^2 + b_5x_1x_2$$

$$\text{Gl. 3 } y = b_0 + b_1x_1 + b_2x_2 + b_3x_1^2 + b_4x_2^2 + b_5x_1x_2 + b_6x_1^3 + b_7x_2^3 + b_8x_1^2x_2 + b_9x_1x_2^2$$

(Gl. 1—3 nach J. C. DAVIS 1973). Jedes Glied dieser Gleichungen erklärt dabei einen bestimmten Anteil der Varianz, die durch das Polynom beschrieben wird. Mit steigendem Grad des zur Bestimmung der Trendflächenkarte zugrunde liegenden Polynoms wird die Gesamtvarianz des Datenmaterials durch Akkumulation der Teilvarianzen der einzelnen Glieder des Polynoms immer vollständiger beschrieben. Gleichzeitig nähert man sich dann bei der kartographischen Darstellung der Daten in mit Probenpunkten stärker besetzten Bereichen des Probenraumes deutlicher an die Ausgangsverteilung an, während in unterbesetzten Bereichen die Tendenz zu Abweichungen stärker zunimmt (H. BURGER & W. SKALA 1978).

Entscheidend für die Ermittlung von Trendflächenkarten ist die Verteilung der Proben im Untersuchungsraum. Im Idealfall sollten die Proben gleichmäßig über das Untersuchungsgebiet verteilt sein. Da dieses Ideal i. a. auf Grund der Aufschlußverhältnisse nicht zu verwirklichen ist, sollte doch sichergestellt sein, daß keine Bündelung von Probenpunkten vorliegt. Wie unten noch gezeigt werden wird, kann eine Bündelung von Proben im Rahmen der entsprechenden statistischen Sicherheit ausgeschlossen werden.

Von Bedeutung für die Darstellung von geologischen Variablen als Trendflächenkarte ist ferner die Wahl des zur Berechnung der Karten verwendeten Polynoms. Zur Auswahl des entsprechenden Polynoms und zum Test der Signifikanz der Trendflächenkarte wurde der von J. C. DAVIS (1973) und von W. C. KRUMBEIN & F. A. GRAYBILL (1965) vorgeschlagene Varianztest verwendet.

Die Berechnung der Trendflächenkarten erfolgte unter Verwendung des modifizierten Programms „TREND“ von J. C. DAVIS (1973)¹⁾. Die Verarbeitung wurde auf einem HP 2100A-Rechner des Institutes für Angewandte Physik der Johann Wolfgang Goethe-Universität Frankfurt am Main durchgeführt.

Die Berücksichtigung von nur zwei geographischen Koordinaten in dem verwendeten Rechenprogramm zur Bestimmung der Trendflächenkarten erwies sich nicht als nachteilig. Obwohl zwischen einzelnen Probenpunkten Höhendifferenzen von ca. 300 m bestehen, war zwischen geochemischen Profilen, die in Taleinschnitten, und solchen, die auf Bergkämmen aufgenommen wurden, kein signifikanter Unterschied im Chemismus nachzuweisen, solange diese nicht durch tektonische Verstellungen gestört sind. Im Bereich der Südgrenze des Kraubather Ultramafitkörper ist lokal (z. B. am Nissenberg) die generelle Abfolge — im Norden MgO-reichere und im Süden MgO-ärmere Gesteine — durch tektonische Verstellungen gestört. Diese lokalen Störungen der Abfolge sind auf die Berechnung der Trendflächenkarten ohne nachweisbaren Einfluß geblieben, da bei der Bestimmung von Trendflächenkarten die Approximation eines Datenpunktes an einem Ort gleichzeitig abhängig von

¹⁾ Da die Werte der einzelnen Isolinen und deren Intervalle rechnerisch bestimmt wurden, ergeben sich folglich „ungerade“ Werte für die einzelnen Isolinen.

der Verteilung aller Datenpunkte ist, sodaß derartige Einflüsse in entsprechendem Umfange kompensiert werden.

Die in die Abfolge der Peridotite gelegentlich kleinräumig-linsenartig eingeschalteten pyroxenitischen Gesteine wurden aufgrund ihrer speziellen genetischen Stellung (vgl. hierzu weiter unten) nicht miteinbezogen, da durch diese lokalen Inhomogenitäten, die sich in einzelnen Bereichen häufen, eine Verfälschung des Gesamtbildes zu erwarten war.

Ziel der Trendflächenkartenanalyse des Kraubather Ultramafititkörpers war, dessen geochemische Grundstruktur, d. h. die ehemalige, durch die magmatische Differentiation hervorgerufene Verteilung einzelner Elemente und Oxide, zu rekonstruieren. In diesem Sinne stellen die in dieser Arbeit vorgelegten Trendflächenkarten eine Abstraktion von den realen Verteilungen dar. Sie sind also — und das soll hier besonders betont werden — nicht als Bereiche einheitlicher Elementkonzentrationen mißzuverstehen, sondern generalisierte Ableitungen geochemischer Entwicklungstrends. Zur Bestimmung dieser magmatischen Grundstruktur des Körpers wurden auf Grund ihrer Variationsbreite und ihres bekannten Verhaltens während der Differentiation eines ultrabasischen Magmas MgO und Ni ausgewählt.

Von MgO und Ni wurde die Trendflächenkarte 1.—3. Grades berechnet, auf ihre Signifikanz getestet und danach die entsprechende Trendflächenkarte ausgewählt. Im vorliegenden Fall sind es die Trendflächenkarten 1. und 2. Grades, die nach dem F-Test (J. C. DAVIS 1973, W. C. KRUMBEIN & F. A. GRAYBILL 1965) den höchsten Anteil an erklärter Varianz auf sich vereinigen. In Tab. 7 und 8 sind die einzelnen F-Werte des varianzanalytischen Tests nach J. C. DAVIS (1973) und die prozentualen Anteile der einzelnen Polynomglieder an der Gesamtvarianz (erklärte Varianz = 100 % gesetzt) wiedergegeben.

Tab. 7: F-Werte des Signifikanztests der einzelnen zur Berechnung der Trendflächenkarten verwendeten Polynome.

Oxid Element	Trendflächenkarte		
	1. Grades	2. Grades	3. Grades
MgO	3,66	7,66	4,56
Ni	0,21	2,64	2,01
H ₂ O	5,96	2,54	1,68

Tab. 8: Varianzanteil der einzelnen Polynomglieder und Varianzanteil des gesamten Polynoms (erklärte Varianz des Polynoms 3. Grades = 100%).

Oxid Element	Varianzanteil des Polynomgliedes (%)			Gesamte Varianz des Polynoms (%)		
	lin.	quadr. Glieder	kub.	1. Grades	2. Grades	3. Grades
MgO	20,06	72,56	7,38	20,06	92,62	100,00
Ni	2,41	72,53	25,06	2,41	74,94	100,00
H ₂ O	77,46	5,78	16,76	77,46	83,24	100,00

Nach den Tab. 7 und 8 beschreiben die Trendflächenkarten 1. und 2. Grades (1. Grades für H₂O und 2. Grades für MgO und Ni) die Verteilung der Konzentrationen von MgO, Ni und H₂O am besten, weshalb diese Karten zur Interpretation des geochemischen Aufbaus des Kraubather Ultramafititkörpers verwendet wurden.

Zur Geochemie der Kraubather Ultramafitite

Die Häufigkeitsverteilung der Konzentrationen eines Elementes bzw. Oxides wird von einer ganzen Reihe von Faktoren bestimmt. Einmal beeinflussen die primären Differentiationsvorgänge in einem Magmatit, die Ionenradien und -energien sowie die postmagmatischen Stoffwechselformen und die tektonischen Verstellungen die Häufigkeitsverteilungen der Konzentrationen von Oxiden und Elementen, daneben werden die ermittelten Häufigkeitsverteilungen in einem ganz erheblichen Ausmaß auch durch die Probenverteilung innerhalb eines zur Untersuchung anstehenden geologischen Körpers bestimmt (H. JOHANNING 1966). Voraussetzung für die Darstellung von Häufigkeitsverteilungen ist deshalb, daß sichergestellt ist, daß die gezogenen Proben repräsentativ für den bearbeiteten Körper sind. Die Probenverteilung sollte demnach den untersuchten Körper möglichst gleichmäßig abdecken. H. BURGER & W. SKALA (1978: 826) empfehlen zur Überprüfung, ob in einem Untersuchungsraum die entnommenen Proben hinreichend gleichmäßig verteilt sind, eine lineare Korrelation der geographischen x, y-Koordinaten der Probenentnahmeorte. Der Korrelationskoeffizient sollte dabei nahe Null sein, wenn keine Bündelung der Proben in Teilbereichen vorliegt. Der entsprechende Korrelationskoeffizient der Probenpunkte im Kraubather Ultramafititkörper beträgt $r = 0,0950$. Dieser Wert liegt deutlich unter der Signifikanzgrenze von $r = 0,1381$. Eine signifikante Korrelation der geographischen Koordinaten der entnommenen Proben (und damit eine Bündelung von Probenpunkten) liegt nicht vor. Eine Verfälschung der in Abb. 9 dargestellten Häufigkeitsverteilungen auf Grund einer Bündelung von Probenpunkten ist deshalb nicht anzunehmen.

Tektonische Verstellungen sind als Fehlerursache in den Häufigkeitsverteilungen ebenfalls auszuschließen, da sichergestellt ist, daß die Proben hinreichend gleichmäßig über den Körper verteilt entnommen wurden, dieser andererseits eine wohldefinierte Einheit darstellt, die bei der gegebenen Probenverteilung auch bei internen Verstellungen noch einwandfrei erfaßt wird. Tektonisch eingebrachtes Fremdgestein, das deutlich begrenzt im Körper auftritt, wurde dabei selbstverständlich ausgehalten. Als letzter Faktor, der die primären Häufigkeitsverteilungen beeinflussen könnte, ist die Serpentinisierung der Kraubather Ultramafitite zu nennen. Wie weiter unten noch gezeigt werden wird, sind infolge der Serpentinisierung im Kraubather Ultramafititkörper außer für MgO und Ni keine weiteren Abreicherungen nachzuweisen. Dabei ist die MgO- und Ni-Abfuhr aber nicht so stark, daß die primären Verteilungen hiervon ausgelöscht wurden. Zusammenfassend ergibt sich, daß die wiedergegebenen Häufigkeitsverteilungen der Konzentrationen der bestimmten Oxide und Elemente repräsentativ für den Kraubather Ultramafititkörper sind und daß die primären Verteilungen durch sekundäre Prozesse nicht verfälscht wurden.

Die hier dargestellten Häufigkeitsverteilungen weichen in der Besetzung einzelner Klassen gegenüber früher wiedergegebenen (D. KRAUSS, D. PETERSEN-KRAUSS 1978) auf Grund der erhöhten Probenanzahl und der damit verbundenen besseren Erfassung des Körpers geringfügig ab.

Sämtliche dargestellten Häufigkeitsverteilungen der Konzentrationen der bestimmten Elemente und Oxide folgen näherungsweise einer lognormalen Verteilungskurve. Da keine bimodalen Verteilungskurven vorliegen, können die aus dem Kraubather Ultramafititkörper entnommenen Proben einer einheitlichen Population zugerechnet werden. Die bearbeiteten Ultramafitite sind deshalb von einem einzigen, entsprechend differenzierten Ausgangsmagma abzuleiten. Der

Schwerpunkt der einzelnen Verteilungskurven liegt stets in Größenordnungen, wie sie von Px-Peridotiten—Duniten zu erwarten sind. Der steile Abfall der Kurven zu hohen SiO_2 -, Al_2O_3 -, FeO- und CaO-Konzentrationen bzw. zu niedrigen MgO- und Ni-Gehalten spricht dafür, daß die Hauptdifferenzierung im Bereich der Duniten bis Px-Peridotite (den MgO-reichsten Gesteinsgruppen) erfolgte und daß die anderen

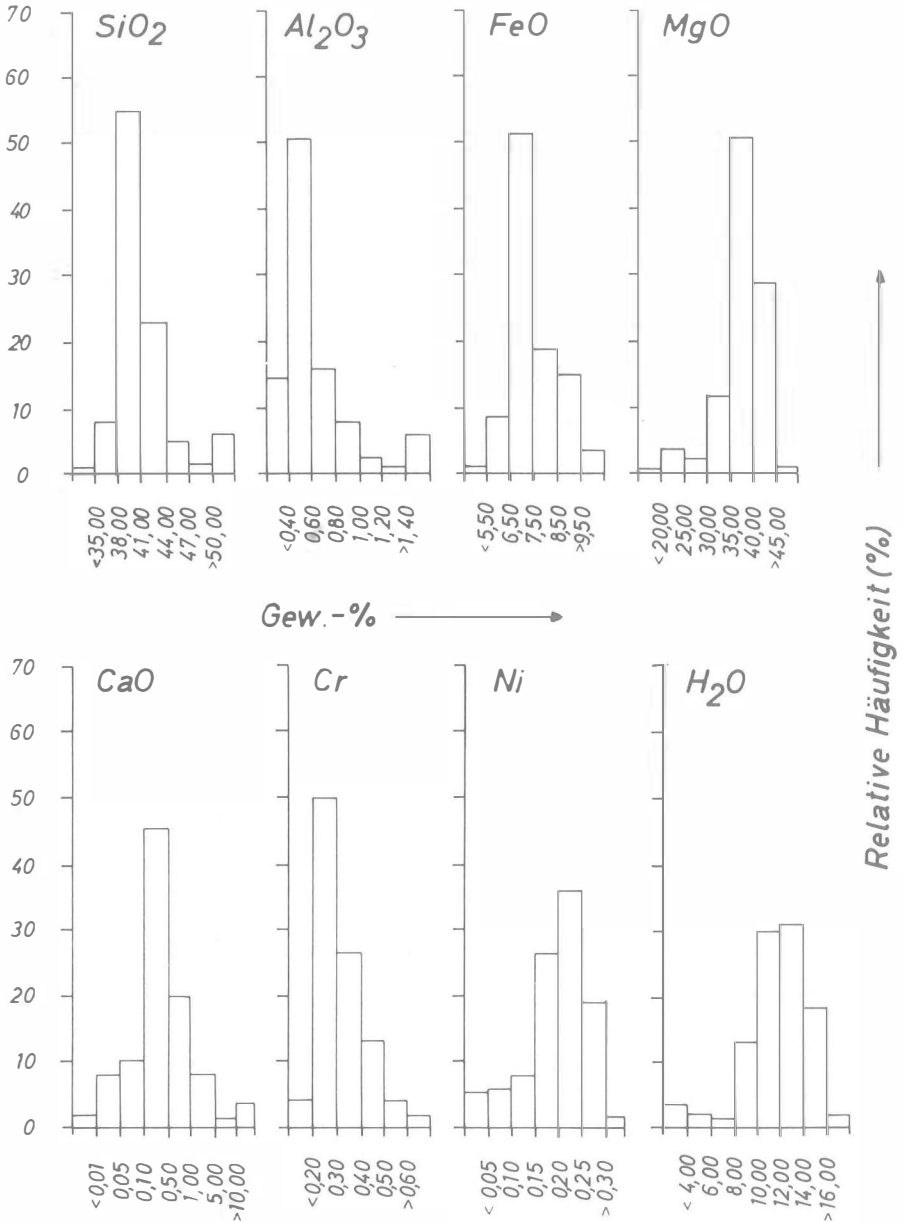


Abb. 9: Häufigkeitsverteilungen der Konzentrationen der bestimmten Oxide und Elemente von 227 Proben aus dem Kraubather Ultramafitkörper

Gesteinstypen aus einem entsprechend hoch ab- bzw. angereicherten Restmagma zur Ausscheidung gelangten. Während die genannten Oxide und das Element Ni wechselseitig miteinander Phasen bilden und deren Häufigkeitsverteilungen deshalb einander bedingen, trifft dies für das Element Cr in dieser uneingeschränkten Form nicht zu. Cr bildet a) eine eigene frühkristalline Phase (Chromit) und b) tritt es in erheblich später ausgeschiedenen Phasen (Pyroxenen) auf. So liegt Cr sowohl als Hauptelement in einem Nebengemengteil als auch als Spurenelement in einem Hauptgemengteil vor. Von daher wäre von den Cr-Konzentrationen eher eine Normalverteilung zu erwarten. Da Cr aber in Frühausscheidungen bereits zu Beginn der Kristallisationsphase eines ultrabasischen Magmas hoch angereichert wird, verschiebt sich die Verteilung des Elementes zwischen der Schmelze und der festen Phase sehr schnell zu hohen, aber nicht allzu häufigen Konzentrationen in der festen Phase. Die Tendenz zu niedrigen, aber relativ häufigen Werten entspricht dann im weiteren Verlauf der Differentiation der bekannten Substitution von Cr im Gitter von Pyroxenen, wobei die Schmelze zunehmend an Cr verarmt.

Die Häufigkeitsverteilung der H₂O-Konzentrationen ist primär durch die MgO- und damit auch durch die Olivinverteilung im Gestein vorgezeichnet, wenn bei der Serpentinisierung ausreichende Mengen Wasser zur Verfügung stehen.

Auf die Darstellung der Häufigkeitsverteilung der MnO-Konzentrationen im Kraubather Ultramafitkörper wurde verzichtet, da diese nahezu invariant ist.

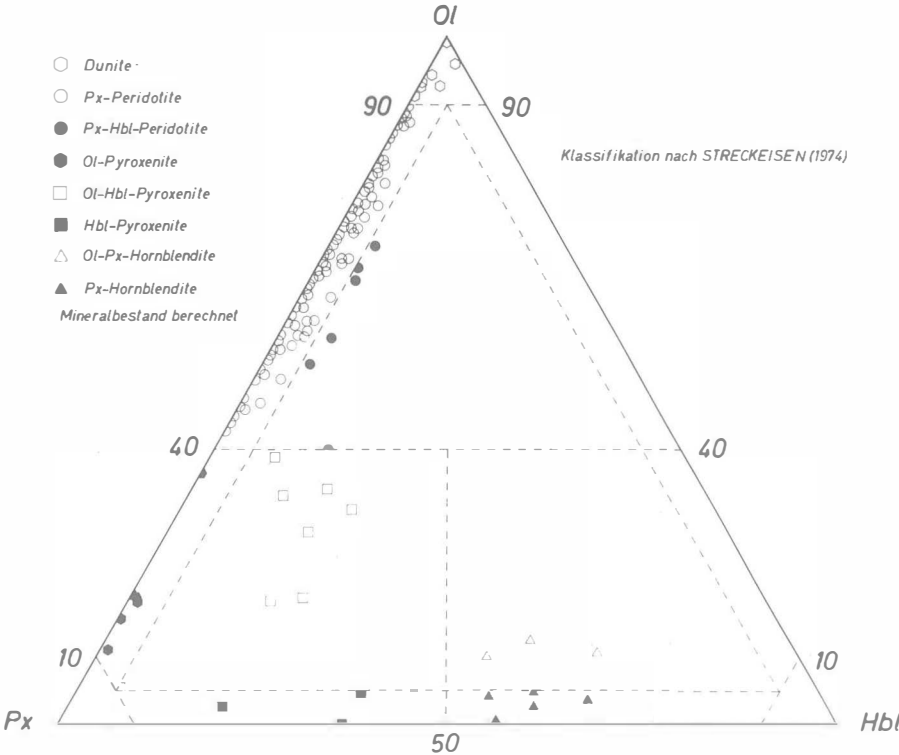


Abb. 10: Ol-Px-Hbl-Diagramm von 227 Proben aus dem Kraubather Ultramafitkörper. Mineralbestand aus den vorliegenden chemischen Analysen der Proben berechnet

Nach der Lage der Proben aus dem Kraubather Ultramafitkörper im Ol-Px-Hbl-Diagramm nach A. STRECKEISEN (1974) (Abb. 10) sind diese acht ultramafischen Gesteinsgruppen zuzuordnen. Die mittlere chemische Zusammensetzung der einzelnen Gesteinsgruppen ist in Tab. 9 wiedergegeben.

Tab. 9: Mittlere chemische Zusammensetzung der Kraubather Ultramafite

Gew.-%	A	B	C	D	E	F	G	H	X
SiO ₂	41,75	45,64	47,15	53,64	51,93	55,86	53,05	54,31	46,44
Al ₂ O ₃	0,51	0,66	1,02	1,51	1,00	1,97	1,30	1,89	0,75
FeO	7,90	8,47	9,12	8,15	9,64	8,96	7,33	6,85	8,46
MnO	0,17	0,15	0,17	0,19	0,19	0,27	0,16	0,16	0,16
MgO	48,69	44,05	39,55	35,23	32,50	23,90	23,49	21,91	42,38
CaO	0,37	0,41	2,45	0,86	4,36	8,81	14,42	14,56	1,22
Cr	0,39	0,38	0,37	0,30	0,30	0,19	0,22	0,29	0,37
Ni	0,22	0,24	0,17	0,12	0,08	0,04	0,03	0,03	0,22
Summe	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00

- A Dunite (6 Analysen)
 B Pyroxen-Peridotite (190 Analysen)
 C Pyroxen-Hornblende-Peridotite (6 Analysen)
 D Olivin-Pyroxenite (6 Analysen)
 E Olivin-Hornblende-Pyroxenite (8 Analysen)
 F Hornblende-Pyroxenite (3 Analysen)
 G Olivin-Pyroxen-Hornblendite (3 Analysen)
 H Pyroxen-Hornblendite (5 Analysen)
 X Gewogenes Mittel der acht Gesteinsgruppen (A—H)
 Analysen wasserfrei gerechnet.

Tab. 10: Vergleich der mittleren chemischen Zusammensetzung der Kraubather Ultramafite mit der von anderen Ultramafiten und der angenommenen Mantelkomposition.

	1	2	3	4	5	6	7	8	9
SiO ₂	42,20	44,77	43,50	39,82	43,56	44,50	43,95	45,10	46,33
Al ₂ O ₃	0,72	4,16	2,00	0,87	2,36	2,55	3,88	4,10	0,75
Fe ₂ O ₃	1,86	—	—	1,00	1,00	1,50	0,75	2,00	—
FeO	6,03	8,21	8,00	7,86	7,77	7,30	7,50	7,90	8,44
MgO	47,90	39,22	43,50	48,60	41,53	41,70	39,00	36,70	42,28
CaO	0,30	2,42	2,00	0,37	2,51	2,25	2,60	2,30	1,22
MnO	0,12	0,11	—	—	—	0,14	0,13	0,20	0,16
Cr ₂ O ₃	0,52	0,40	1,00	0,46	0,40	—	0,41	0,30	0,54
NiO	0,35	0,24	—	0,46	0,34	—	0,39	0,20	0,28
Summe	100,00	99,53	100,00	99,44	99,47	99,94	98,61	98,80	100,00

- 1 Burro Mountain-Peridotit (R. A. LONEY et al. 1971, Durchschnitt)
 2 Lizard-Peridotit (D. H. GREEN 1964, Durchschnitt)
 3 Idealperidotit (F. ROST 1967)
 4 Serpentin (nach P. J. WYLLIE 1971, Tab. 6—5)
 5 Serpentin (nach P. J. WYLLIE 1971, Tab. 6—5)
 6 Zusammensetzung des oberen Mantels nach 168 Analysen von Ultramafiten (J. G. WHITE 1967)
 7 Synthetischer Peridotit (nach P. J. WYLLIE 1971, Tab. 6—6)
 8 Angenommene Mantelzusammensetzung (nach P. J. WYLLIE 1971, Tab. 6—6)
 9 Durchschnittliche Zusammensetzung der Kraubather Ultramafite (227 Analysen von D. PETERSEN-KRAUSS)
 (Analysen z. T. gekürzt wiedergegeben und wasserfrei gerechnet).

Diese Tabelle reflektiert deutlich den generellen Differentiationstrend (Dunite — Px-Hornblendite) der Kraubather Ultramafitite, auf den im einzelnen weiter unten noch eingegangen wird.

Unter Berücksichtigung der Probenhäufigkeit innerhalb der einzelnen Gesteinsgruppen ist aus deren chemischer Zusammensetzung heraus das gewogene Mittel sämtlicher acht im Kraubather Ultramafititkörper ausgegliederten Gesteinsgruppen berechnet worden. Dieses gewogene Mittel ist in Tab. 10 einigen Analysendaten von Mantelultramafititen und der von verschiedenen Autoren angenommenen chemischen Mantelzusammensetzung vergleichend gegenübergestellt. Aus diesem Vergleich ist die generelle Übereinstimmung des gewogenen Mittels der chemischen Zusammensetzung der Kraubather Ultramafitite und der Literaturdaten ersichtlich. Davon ausgehend und unter der Berücksichtigung der im vorausgegangenen Abschnitt gemachten Ausführungen über die Häufigkeitsverteilungen kann dieses gewogene Mittel der Analysendaten der Kraubather Ultramafitite als repräsentativ für das Ausgangsmagma angesehen werden. Die Bestimmung der Verteilungskoeffizienten ($X_{\text{solid}}/X_{\text{melt}}$) erfolgte unter Verwendung der entsprechenden Konzentrationswerte des gewogenen Mittels der acht Gesteinsgruppen (s. u.).

Im Kraubather Ultramafititkörper variiert die SiO_2 -Konzentration zwischen 33,53 und 54,08 Gew.-%. Der Al_2O_3 -Gehalt liegt in den Duniten und Px-Peridotiten in der Größenordnung von 0,28—1,05 Gew.-% mit Ausnahme der relativ hohen Werte der Proben 136, 202, 203 und 239 (1,63; 2,95; 2,93 und 3,61 Gew.-% Al_2O_3). Erst innerhalb der Gesteinsgruppen der Hbl-Pyroxenite, Ol-Px-Hornblendite, Px-Hornblendite und der Ol-Hbl-Pyroxenite ist ein Al_2O_3 -Anstieg als Folge der zunehmenden Pyroxen- und Hornblendegehalte der Gesteine zu registrieren. FeO (gesamtes Fe als FeO angegeben) zeigt innerhalb der Dunite und Px-Peridotite Gehalte zwischen 5,26 und 10,59 Gew.-%, die mit abnehmenden MgO-Gehalten bei relativ großer Streubreite (mittlere relative Standardabweichung der FeO-Konzentration = 13 %) leicht ansteigen. Die Ol-Hbl-Pyroxenite weisen bei weiter abnehmendem MgO-Anteil mit 8,73 Gew.-% FeO von allen untersuchten Gesteinsgruppen den höchsten Durchschnittsgehalt an FeO auf. Mit weiter fallenden MgO-Gehalten innerhalb der Gesteinsgruppen der Hbl-Pyroxenite, Ol-Px-Hornblendite und Px-Hornblendite geht auch die FeO-Konzentration wieder geringfügig zurück. MnO verhält sich bei nur geringen Konzentrationsschwankungen analog zum FeO. Von allen untersuchten Oxiden und Elementen zeigt CaO mit Gehalten zwischen ~ 30 ppm und 16,75 Gew.-% die größte Varianz. Die Konzentration dieses Oxids wird dabei in erster Linie durch den Hornblendeanteil der Gesteine kontrolliert.

S. E. KESSON (1973) und B. G. UPTON & W. J. WADSWORTH (1972) wiesen für die von ihnen untersuchten Magmenkörper nach, daß Cr signifikant positiv mit MgO korreliert ist. Im Kraubather Ultramafititkörper trifft dies für Cr nicht zu. S. E. KESSON (1973: 105) betont, daß bei Mg/Fe-Verhältnissen in Mafititen, die in der Größenordnung der entsprechenden Mg/Fe-Verhältnisse der primären Magmen liegen, eine diesbezügliche Korrelation nicht zwingend zu erwarten ist. Im Gegensatz zu Cr zeigt Ni eine deutliche signifikante Korrelation mit MgO, was auf die bekannte Substitution von Ni im Olivingitter zurückzuführen ist.

Die regionale Darstellung der Konzentrationen des Oxids MgO und des Elementes Ni als Trendflächenkarten 2. Grades weisen übereinstimmend eine elliptisch-konzentrische Zonierung des Kraubather Ultramafititkörpers aus.

Die Isokonzentrationslinien für MgO und Ni zeigen, daß von einem im Norden des Körpers gelegenen Zentrum maximaler Konzentration diese konzentrisch nach außen abnehmen (Abb. 11, 12).

Ursache für diese negative Korrelation kann nur die relative Anreicherung von FeO in der Schmelze durch die Ausscheidung von konstant zusammengesetzten Olivinen während der gesamten Differentiation angesehen werden.

Während die Gesteinsgruppen der Dunite, Px-Peridotite, Px-Hbl-Peridotite, Ol-Pyroxenite, Ol-Hbl-Pyroxenite und Hbl-Pyroxenite sich deutlich an die in Abb. 13 dargestellte Regressionsgerade anfügen, gilt dies für die Ol-Px-Hornblendite nicht mehr. Obwohl die Summe MgO + FeO dieser Gesteinsgruppen nach Erreichen eines Grenzwertes von 0,2 weiter abfällt, steigt das Fe/Mg-Verhältnis, wie es nach dem Verlauf der Regressionsgeraden zu erwarten ist, wenn über diesen Grenzwert hinaus extrapoliert wird, nicht mehr an. Auf die Verteilungskoeffizienten $(Fe/Mg)_{\text{solid}}/(Fe/Mg)_{\text{melt}}$ übertragen bedeutet dies, daß nach einer anfänglichen FeO-Anreicherung in der Schmelze während der Bildung der Dunite und Px-Peridotite ein schneller MgO-Anstieg auf ein Maximum in den festen Phasen erfolgte, von dem aus die Verteilungskoeffizienten dann wieder zu niedrigeren Werten abfielen. Entlang der Regressionsgeraden ändert sich die Pauschalzusammensetzung der Schmelze nur auf Grund der vorherrschenden Olivinfraktionierung. Nach Erreichen eines Fe/Mg-Verhältnisses von 0,2 ist dieser Prozeß als abgeschlossen anzusehen. Die nachfolgenden Änderungen der Schmelzzusammensetzung werden dann durch die vorherrschende Ausscheidung von Hornblenden aus dem Restmagma bestimmt (s. w. u.).

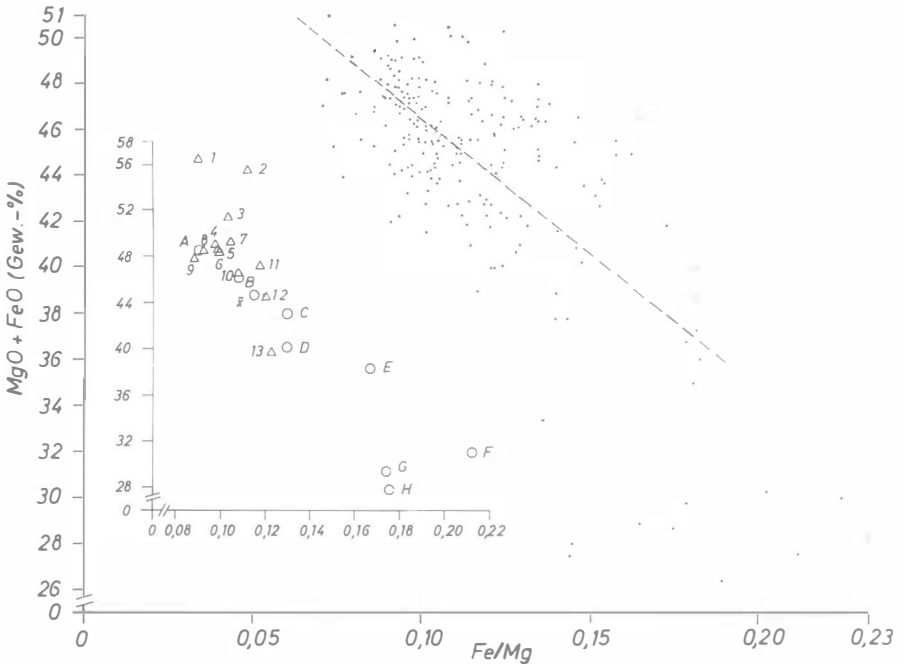


Abb. 13: Diagramm Summe MgO + FeO vs. Fe/Mg-Verhältnis der Kraubather Ultramafitite (großes Diagramm) und ihr Vergleich mit Literaturdaten (eingesetztes kleines Diagramm) (1, 2, 4, 5, 6, 7, 8, 9, 10, 11 und 12 nach P. J. WYLLIE 1971: 112, 114; 3 Angaben in F. ROST 1967; A) Dunite, B) Px-Peridotite, C) Px-Hbl-Peridotite, D) Ol-Pyroxenite, E) Ol-Hbl-Pyroxenite, F) Hbl-Pyroxenite, G) Ol-Px-Hornblendite, H) Px-Hornblendite, \bar{x}) gewogenes Mittel der Gesteinsgruppen A—H; A—H sämtlich aus dem Kraubather Ultramafititkörper)

In dem kleinen Diagramm der Abb. 13 sind die Mittelwerte der einzelnen Gesteinsgruppen und der gewogene Mittelwert des Fe/Mg-Verhältnisses sämtlicher Gesteinsgruppen aus dem Kraubather Ultramafitkörper einer Reihe von Daten aus der Literatur gegenübergestellt. Dabei wird die deutliche Entsprechung der Mittelwerte der Kraubather Dunite und Px-Peridotite und ferner des gewogenen Mittelwertes zu den Fe/Mg-Verhältnissen der angenommenen Zusammensetzung des Mantels und der anderer Ultramafitite klar. P. J. WYLLIE (1971: 137) nennt als mittleres Fe/Mg-Verhältnis des oberen Mantels einen Wert von rd. 0,1, dem der Kraubather Mittelwert von 0,12 recht nahesteht. Generell liegt die Mehrzahl der Werte des Fe/Mg-Verhältnisses der Kraubather Ultramafitite in der Größenordnung von primären peridotitischen Magmen, wodurch auch die fehlende Korrelation zwischen Cr und MgO eine im Sinne von S. E. KESSON (1973: 105) befriedigende Erklärung findet.

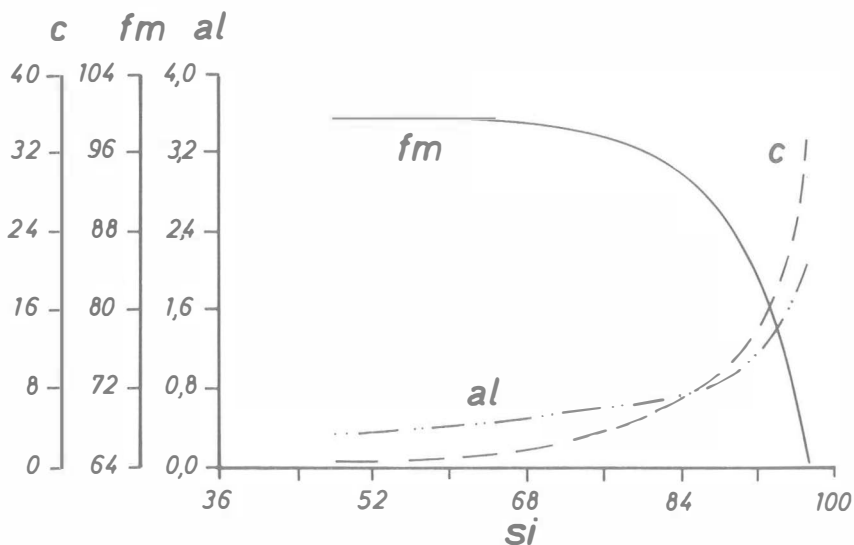


Abb. 14: Genereller Differentiationsverlauf der Kraubather Ultramafitite, dargestellt am Beispiel der Niggli-Werte c, fm, al gegen si. Kurven aus den vorliegenden Daten approximiert

Der generelle Differentiationsverlauf der Kraubather Ultramafitite ist anhand der aus den Niggli-Werten approximierten Kurven in Abb. 14 ersichtlich.

Zur Ermittlung der Differentiationsabfolge und des Erstarrungsgrades wurde die Kurve fm vs. si verwendet. Dabei ist der jeweils niedrigste fm-Wert einer Gesteinsgruppe über die Kurve fm vs. si auf die Abszisse projiziert worden und die entsprechende Gesteinsgruppe darauf eingetragen. Zur Kennzeichnung des Erstarrungsgrades wurde jene Strecke auf der Abszisse herangezogen, die durch den niedrigsten bzw. höchsten si-Wert auf dem von der Kurve umschriebenen Teil gegeben ist. Der Anfangspunkt (= niedrigster si-Wert) ist dabei gleich 0 und der Endpunkt der Erstarrung des Magmas gleich 1 gesetzt.

Aus der Abb. 15 geht ferner hervor, daß die Ausscheidung der Ol-Pyroxenite in die Differentiationsfolge der Dunite bis Px-Peridotite fällt. Dies steht auch in deutlicher Übereinstimmung mit der feldgeologischen Beobachtung, daß die Ol-Pyroxenite

(= Bronzite bzw. Bronzitfelse bei E. CLAR 1929) in ungestörtem Verband in der Abfolge der Px-Peridotite auftreten, worauf auch G. HIESSLEITNER (1953) hinweist.

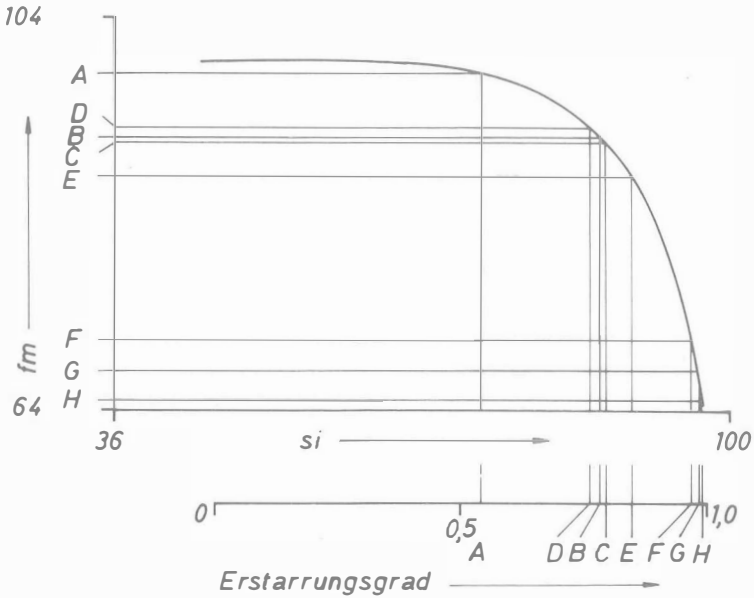


Abb. 15: fm vs. si-Diagramm zur Bestimmung der Ausscheidungsreihenfolge und des Erstarrungsgrades (weitere Erläuterungen: siehe Text)

Das Endstadium der Px-Peridotitbildung, die durch eine einfache Olivinfraktionierung gekennzeichnet ist, wurde somit von einer temporären Einlagerung von Ol-Pyroxeniten unterbrochen. Mit der Bildung der Px-Hbl-Peridotite findet diese Kristallisationsphase des Magmas einen Abschluß. In diesem Stadium sind etwa 80 Prozent des ursprünglichen Magmas auskristallisiert (s. Abb. 15). Das nachfolgende Stadium wird durch die Entstehung zunehmend hornblendereicherer Gesteine markiert.

Dieser generelle Entwicklungstrend ist in Abb. 16 im Dreistoffsystem MgO-FeO-CaO dargestellt. Die Dunite, Px-Peridotite, Px-Hbl-Peridotite, Ol-Pyroxenite und Ol-Hbl-Pyroxenite fallen dabei in einen relativ engen Bereich, der durch eine „Lücke“ deutlich vom Feld der CaO-reichen Hbl-Pyroxenite, Ol-Px-Hornblendite und Px-Hornblendite geschieden ist.

Die Kurve des CaO-Verteilungskoeffizienten (Abb. 17) zeigt eindeutig, daß die Hbl-Pyroxenite, Ol-Px-Hornblendite und Px-Hornblendite aus einem hoch an CaO angereicherten Restmagma ausgeschieden wurden.

Der beschriebene Entwicklungstrend der Hauptoxide impliziert eine scheinbar kontinuierliche Differentiation der Kraubather Ultramafitite. Wie aus den bestimmten Verteilungskoeffizienten von MnO, Cr, Ni und des Fe/Mg-Verhältnisses hervorgeht, ist die Differentiation der Kraubather Ultramafitite durch ein derart einfaches Modell nicht zu erklären. Das Modell einer kontinuierlichen Differentiation erfordert, daß die Verteilungskoeffizienten einer Rayleigh-Fraktionierung gehorchen, wie es z. B. in dem Magmatitkörper der Skaergaard-Intrusion verwirklicht ist, wo die empirisch bestimmten Kurven der Verteilungskoeffizienten deutlich mit den aus der

Theorie abgeleiteten übereinstimmen (L. R. WAGER & R. L. MITCHELL 1951; W. L. MCINTIRE 1963).

Nach B. J. WOOD & D. G. FRASER (1977) sind Verteilungskoeffizienten als nahezu unabhängig von herrschenden Drucken anzusehen. Wie T. N. IRVINE (1975) zeigte, sind Verteilungskoeffizienten stark temperaturabhängig; J. HERTOGEN & R. GIBBELS (1967) untersuchten die Abhängigkeit der Verteilungskoeffizienten von der Schmelzzusammensetzung.

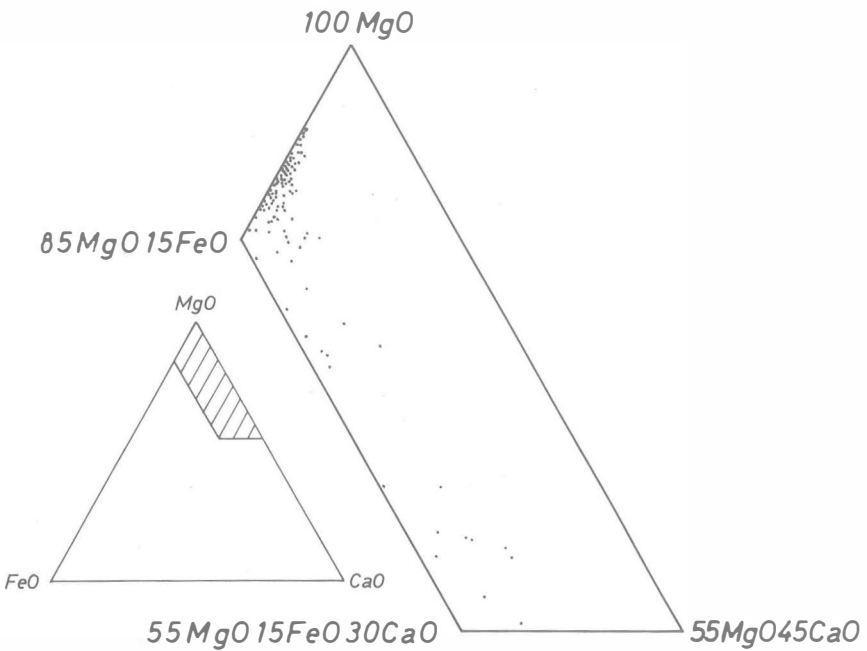


Abb. 16: MgO-FeO-CaO-Dreistoffsystem der Kraubather Ultramafitite (Angaben in Mol-%)

Die deutliche Abweichung (Abb. 17, 18) der Kurven der Verteilungskoeffizienten im Kraubather Ultramafititkörper von denen, die bei einer kontinuierlichen Differentiation zu erwarten sind (z. B. in der Skaergaard-Intrusion, L. R. WAGER & R. L. MITCHELL 1951, W. L. MCINTIRE 1963), bedeutet, daß in dem untersuchten Ultramafititkörper sowohl

- a) die Schmelzzusammensetzung,
- als auch
- b) die Temperatur
- und/oder

c) das Gleichgewicht Schmelze \rightleftharpoons feste Phase während der Differentiation nicht zu allen Zeitpunkten der Entwicklung konstant gewesen sein konnte.

In einer ersten Entwicklungsphase erfolgte die Fraktionierung nahezu kontinuierlich, nur gestört von der temporären Einlagerung der Ol-Pyroxenite (s. o.). Dabei wird in den Duniten und Px-Peridotiten erwartungsgemäß Cr und Ni in den

festen Phasen gegenüber der Schmelze angereichert. Die Schmelze erfährt dabei eine relative Anreicherung an CaO, FeO und MnO. Die im Kraubather Ultramafitkörper nicht ausgeprägte Trennung zwischen den Duniten und den Px-Peridotiten kann dabei als Hinweis darauf betrachtet werden, daß in dem Magmareservoir keine weit fortgeschrittene gravitative Olivinsaugerung stattgefunden hat. Es lag hier demnach ein Gemenge aus Kristallen und Schmelze vor (crystal mush). Die kurzzeitige Ausscheidung der Ol-Pyroxenite und ihre Verbandsverhältnisse zu den Ol-Peridotiten (vgl. w. o.) sind dahingehend zu interpretieren, daß, obwohl entsprechende Texturen bislang noch nicht nachgewiesen sind, es sich hierbei um lokale Reliktkumulate von aus höheren Teilen des Magmareservoirs temporär abgesetzten Kristallisaten handelt. In diesem Sinne wird auch die Genese der früher im Abbau befindlichen Chromerzlagerstätten (F. RYBA 1900) als frühe Kristallakkumulierung verstanden. R. A. LONEY et al. (1971) diskutieren für das Auftreten von Chromitlinsen im alpinotypen Burro Mountain-Peridotit ebenfalls die Frage, ob es sich hierbei um lokale Reliktkumulate handelt.

Diese erste Bildungsphase, in der der Hauptteil des Magmas auskristallisierte, findet mit der Ausscheidung der Px-Hbl-Peridotite ihr Ende. Danach setzt ein deutlicher Umschwung im Verlauf der Verteilungskurve ein (vgl. Abb. 17, 18). Das in dem noch vorhandenen Restmagma stark angereicherte CaO wird nun zu einer wesentlichen Komponente in der jetzt vorherrschenden Bildung der Hornblenden. Cr erfährt nach einer anfänglichen Abreicherung am Ende dieser magmatischen Phase dann nochmals eine geringfügige Zunahme, die aber deutlich hinter der Konzentration zurückbleibt, die für das Ausgangsmagma geschätzt wurde.

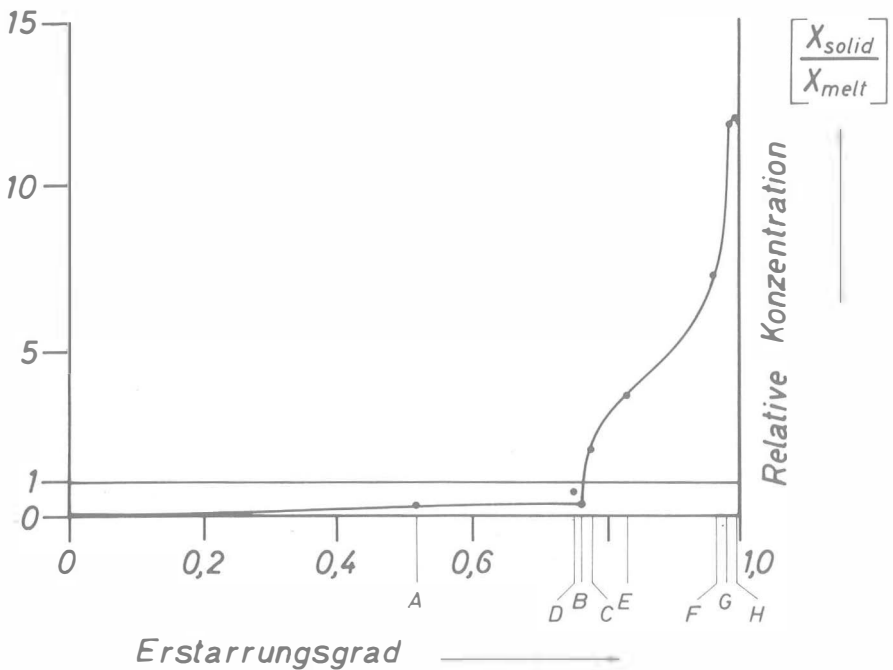


Abb. 17: Änderung der CaO-Konzentration während der Differentiation

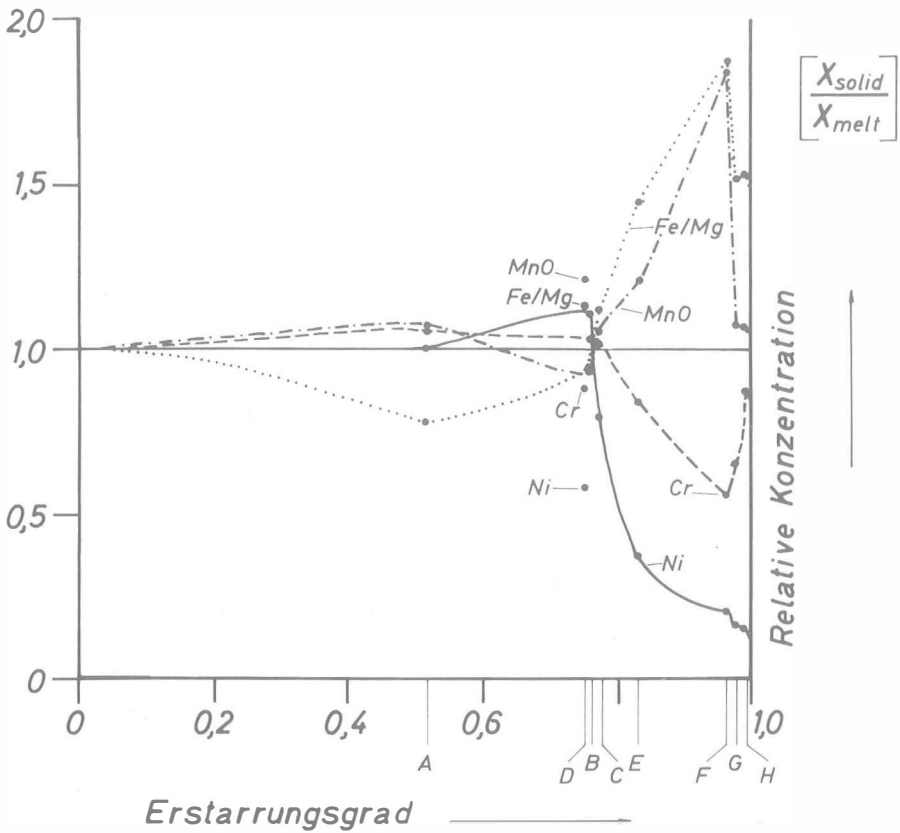


Abb. 18: Änderung der MnO-, Cr- und Ni-Konzentration und des Fe/Mg-Verhältnisses während der Differentiation.

Diese Entwicklung wird verständlich, wenn man davon ausgeht, daß das Ausgangsmagma einen geringen H_2O -Anteil enthielt, wie er zur Hornblendebildung erforderlich ist. Solange das Magma in pT-Bereichen oberhalb des Hornblendestabilitätsfeldes, aber unterhalb der Soliduskurve wasserhaltiger Peridotitschmelzen lag, wurden die dunitisch-peridotitischen Magmatite gebildet (Abb. 19). Mit dem Erreichen der Hornblendestabilitätsgrenze setzte unter den veränderten pT-Bedingungen die Bildung der hornblenditischen Ultramafitite ein.

Die Hauptkristallisationsphase erfolgte also im Bildungsbereich der Peridotite (Peridotit i. S. von P. J. WYLLIE 1967: 2).

Ein Problem stellt die ungewöhnliche Zonierung des Kraubather Ultramafititkörpers dar, die an diejenige der Ultramafititkomplexe in Alaska und im Ural erinnert, wie sie zusammenfassend von H. P. TAYLOR (1967) beschrieben wurden. Während in den lagigen Intrusionen, wie Bushveld und Skaergaard, die Abfolge durch gravitative Kristallsaigerung hinreichend erklärt werden kann, trifft dies für den Kraubather Ultramafititkörper nicht zu. Auch wenn im Kraubather Ultramafititkörper zumindest eine partielle Kristallsaigerung anzunehmen ist, so ist durch einen derartigen Vorgang die konzentrische Zonierung nicht zu verstehen. Verschiedene Autoren (WALTON, zit. n. H. P. TAYLOR 1967, R. H. JAHNS 1955, 1956 und R. H. JAHNS & C. W. BURNHAM

1961) versuchen die Zonierung von Magmatiten durch Diffusion entlang eines Temperaturgradienten zu erklären. Wird diese Vorstellung auf den Kraubather Ultramafitkörper übertragen, so ergibt sich folgendes Bild: Aus dem nach der dunitisch-peridotitischen Bildungsphase vorliegenden „crystal mush“ werden entlang eines Temperaturgradienten Si, Ca, Fe und Mn aus dem interstitialen Restmagma nach außen transportiert und in den Randbereichen des Magmenreservoirs gegenüber dem Ausgangsmagma relativ angereichert. Während der Dislokation des Magmenkörpers wird das Hornblendestabilitätsfeld erreicht, und die Ausscheidung der oben genannten Elemente setzt ein.

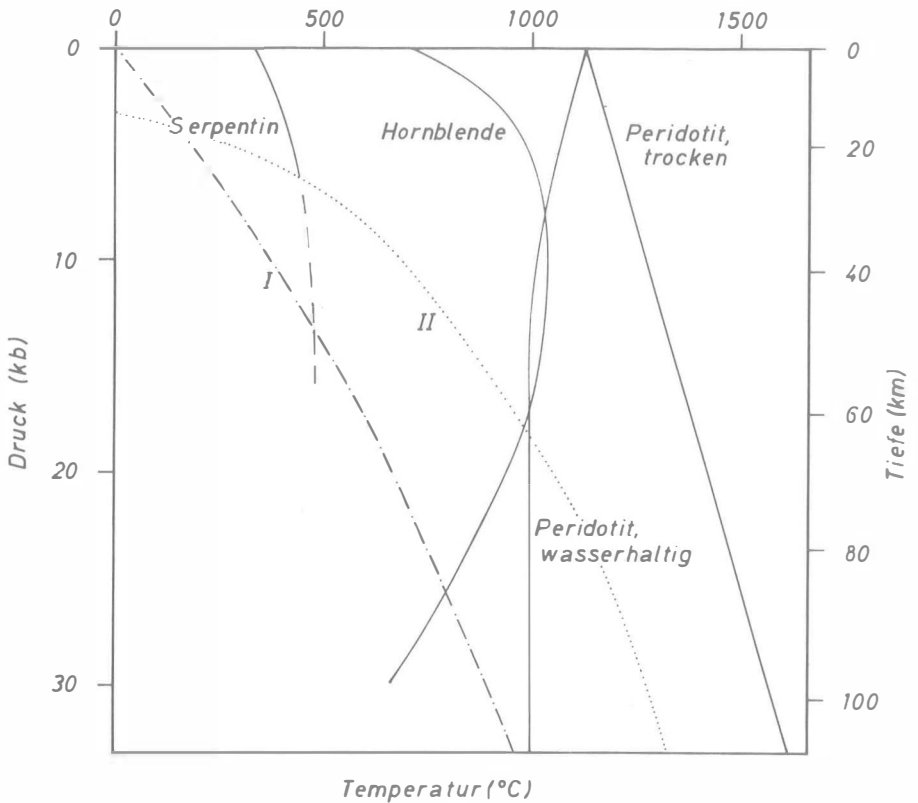


Abb. 19: Experimentell bestimmte Reaktionskurven für trockene und wasserführende Peridotit-Schmelzen und für Hornblenden und Serpentin. Bei den Peridotitkurven handelt es sich um die Soliduskurve und bei den Hornblenden bzw. beim Serpentin um die obere Kurve der Temperaturstabilität. I entspricht dem Verlauf des geothermischen Gradienten der präkambrischen Schilde, II repräsentiert den Verlauf des ozeanischen geothermischen Gradienten (zusammengestellt nach Angaben in W. JOHANNES 1968 und P. J. WYLLIE 1967, 1971)

Zusammenfassend und abschließend wird für den Differentiationsablauf der Kraubather Ultramafitite folgendes Modell zur Diskussion gestellt:

In einer ersten dunitisch-peridotitischen quasi-stationären Bildungsphase bildet sich ein „crystal mush“ aus. Dieser „crystal mush“ tendiert zur gravitativen Kristallsaigerung, die (z. B. durch thermische Konvektionen) gestört wird, wodurch sie sich nur höchst unvollständig einstellt. Unter veränderten pT-Bedingungen werden

in einer zweiten Bildungsphase die im interstitialen Restmagma relativ angereicherten Komponenten entlang eines Temperaturgradienten nach außen transportiert. Hier erfolgt dann im Zusammenhang mit der Dislokation des Magmenkörpers die Ausscheidung der hornblendereichen Gesteinstypen. Die Ol-Px-Hornblendite und Px-Hornblendite müssen dabei aufgrund der vorliegenden Paragenesen im Überschneidungsbereich der Hornblendestabilitätskurve und der Soliduskurve eines wasserführenden Peridotites gebildet worden sein. Dadurch ist eine Abschätzung der pT-Bedingungen möglich, unter denen diese Gesteine entstanden. Nach dem Diagramm der Abb. 19 lag die Temperatur dabei um 1000° C und der Druck zwischen 8 und 18 kb, was mit den Bedingungen des Mantels unter der ozeanischen Kruste in Einklang zu bringen ist.

Ein häufiger auftretendes Merkmal der Kraubather Ultramafitite ist die Ausbildung eines gelbbraunen Randes um einen dunklen Gesteinskern. Diese Ränder verlaufen deutlich begrenzt in einer 1 bis 2 cm breiten Zone um den Gesteinskern. Gelegentlich greifen sie auch taschenförmig in den Kern hinein.

F. ANGEL (1964) kommt aufgrund seiner petrographischen Untersuchungen und dem Nachweis derartig ausgebildeter Gesteine in Tiefbauen des Kraubather Ultramafititkörpers zu dem Schluß, daß es sich hierbei um eine hydrothermale Umwandlungserscheinung handelt. Für die vorliegende Arbeit war die Frage nach der Genese dieser Ränder weniger von Bedeutung als vielmehr die Frage, ob zwischen diesen Rändern und den Kernen ein signifikanter Unterschied im Chemismus besteht. Zu diesem Zweck wurden von einer Reihe derartig ausgebildeter Gesteine der Kern- und der Randbereich sorgfältig getrennt und analysiert und ferner diese Werte mit einem Teil des Gesteins verglichen, bei dem diese Trennung nicht vorgenommen worden war. Die Analysenergebnisse sind in Tab. 11 dargestellt.

Tab. 11: Gegenüberstellung der chemischen Zusammensetzung der „Gelbränder“ (R), der dunklen Kerne (K) und des Gesamtgesteins (G).

Gew.-%	37G	37R	37K	58G	58R	58K	70G	70R	70K
SiO ₂	37,49	38,29	37,73	37,32	39,87	37,28	37,47	38,31	37,27
Al ₂ O ₃	0,35	0,33	0,32	0,33	0,37	0,34	0,38	0,38	0,37
FeO	5,95	6,23	6,19	6,93	7,15	6,71	9,13	8,68	8,48
MnO	0,12	0,11	0,12	0,12	0,12	0,12	0,18	0,16	0,16
MgO	43,28	42,36	43,21	41,67	39,10	41,84	41,23	40,43	41,22
CaO	0,04	0,01	0,06	0,01	0,17	0,03	0,07	0,01	0,05
Cr	0,25	0,40	0,32	0,29	0,30	0,27	0,26	0,51	0,46
Ni	0,29	0,33	0,31	0,18	0,21	0,17	0,17	0,19	0,17
Summe	99,91	100,35	100,55	101,51	101,88	101,16	99,52	99,42	99,43

Gew.-%	73G	73R	73K	106G	106R	106K	109G	109R	109K
SiO ₂	39,35	41,62	39,90	38,03	38,76	37,95	36,74	38,06	36,11
Al ₂ O ₃	0,38	0,50	0,38	0,34	0,32	0,33	0,63	0,55	0,60
FeO	7,26	6,75	7,16	8,13	8,34	8,15	8,14	8,22	8,06
MnO	0,13	0,12	0,13	0,16	0,16	0,16	0,15	0,15	0,15
MgO	41,06	38,04	39,92	42,28	40,92	41,95	40,04	39,03	40,73
CaO	0,20	0,11	0,34	0,19	0,20	0,20	0,13	0,34	0,10
Cr	0,29	0,32	0,23	0,24	0,26	0,24	0,60	0,53	0,62
Ni	0,21	0,20	0,20	0,16	0,17	0,16	0,22	0,22	0,24
H ₂ O	11,82	13,02	14,25	10,83	10,89	10,95	12,32	12,05	13,06
Summe	100,70	100,68	100,51	100,36	100,02	100,09	98,97	99,15	99,67

Danach sind keine signifikanten Unterschiede im Chemismus sowohl zwischen der Randzone und dem Kernbereich als auch gegenüber dem Gesamtgestein nachzuweisen. Die bestehenden geringen Differenzen sind nur der Ausdruck von Gesteinsinhomogenitäten im Kleinbereich. In Röntgendiffraktogrammen, die von Pulverpräparaten angefertigt wurden, war der Nachweis von typischen Verwitterungsmineralen nicht zu erbringen.

Verfälschungen des geochemischen Gesamtbildes des Kraubather Ultramafitkörpers sind demnach nicht zu erwarten, wenn derartig ausgebildete Gesteine in die Darstellung miteinbezogen werden.

Die für den Kraubather Ultramafitkörper in seiner Geschichte bedeutendste postmagmatische Entwicklung ist die der Serpentinisierung. Die Auswirkung der Serpentinisierung auf den Pauschalchemismus der Kraubather Ultramafite ist in den

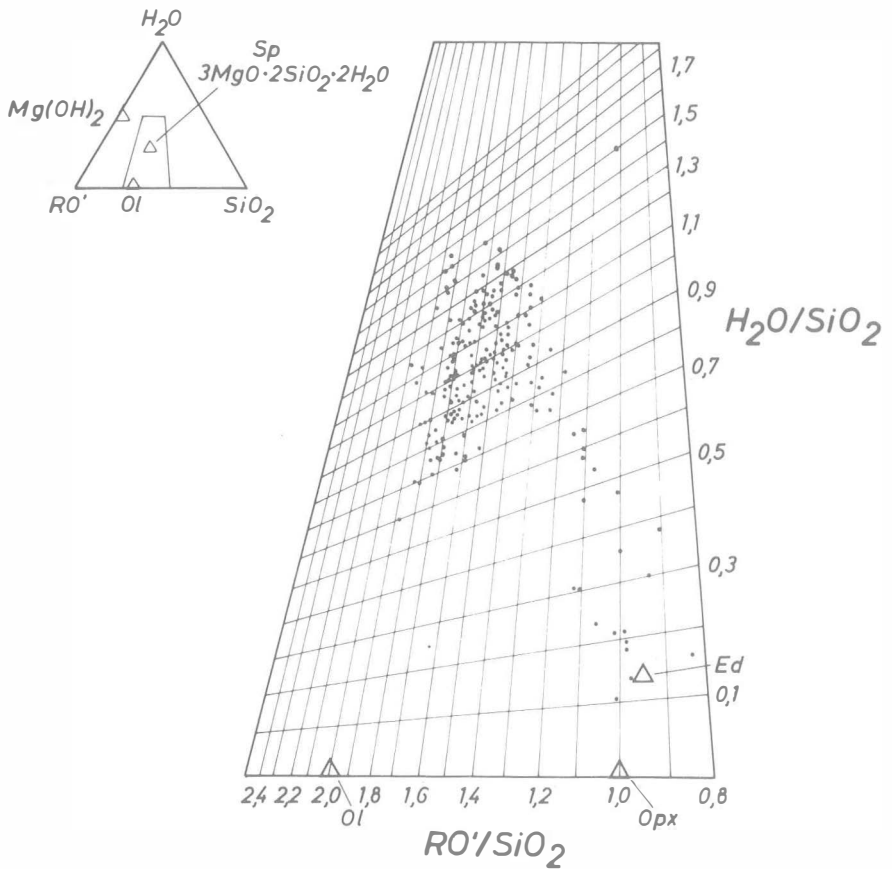


Abb. 20: Diagramm der Mol-Verhältnisse von RO'/SiO_2 und H_2O/SiO_2 der Kraubather Ultramafite

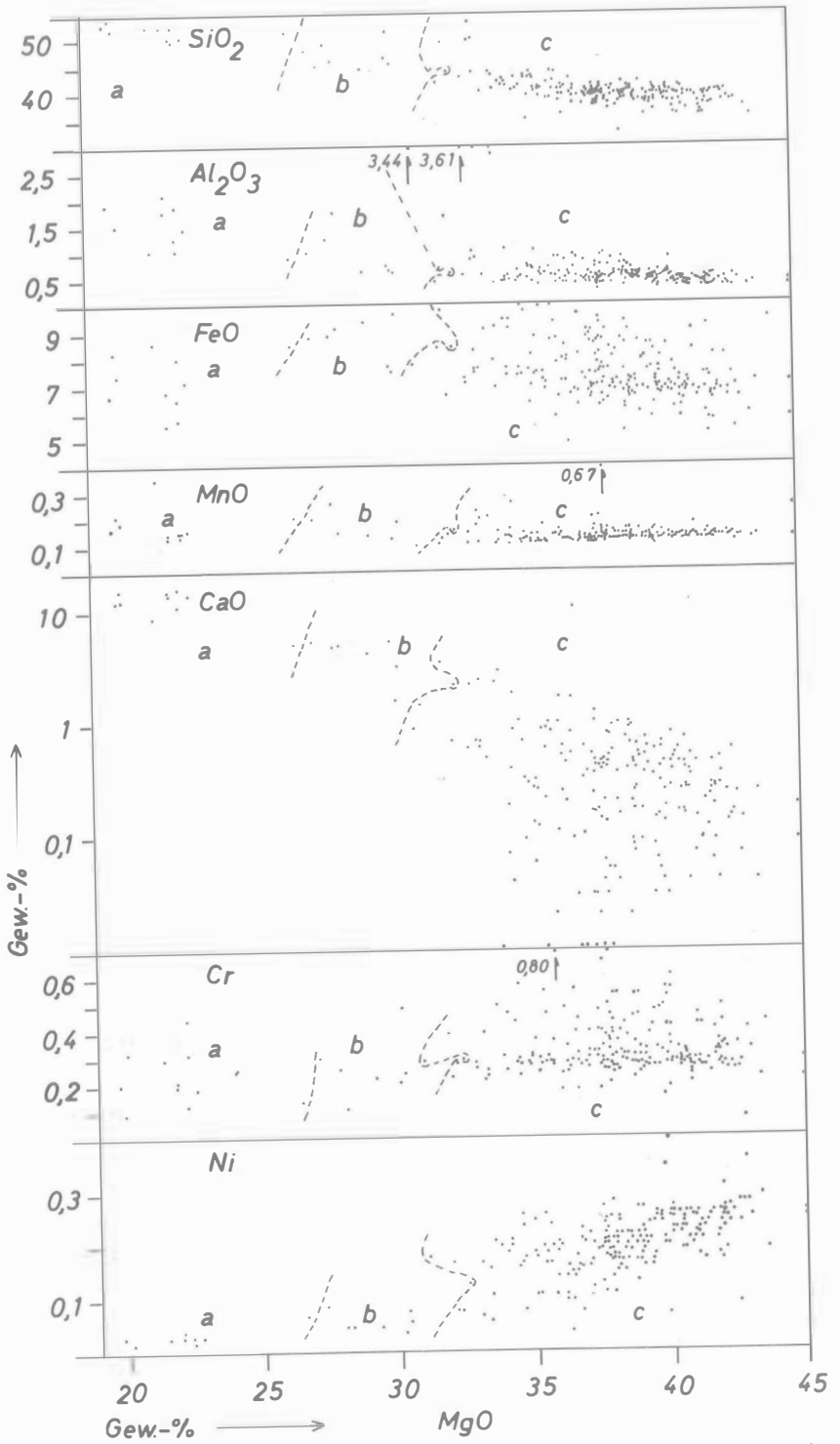
Diagrammen der Abb. 20 und der Tafel 7 dargestellt. Das von SHTEINBERG vorgeschlagene Diagramm (zit. nach T. P. THAYER 1966 und R. G. COLEMAN & T. E. C. KEITH 1971) ist in seiner Anwendung auf die Kraubather Ultramafitite in der Aussage nicht eindeutig.

Durch die magmatische Differentiation und die damit verbundene Variation des RO'/SiO_2 -Verhältnisses ($RO' = \text{Molsumme von } RO' = MgO + FeO + MnO + CaO - Cr_2O_3 - Al_2O_3$; gesamtes Fe als FeO) liegt beim Eintragen in das Diagramm $RO' - SiO_2 - H_2O$ ein ganz natürlich zu erwartender Trend vor. Somit ist von diesem Diagramm her eine Aussage über Stoffwanderungen in Ultramafititen während der Serpentinisierung dann nicht möglich, wenn die primären Variationen des RO'/SiO_2 -Verhältnisses die durch sekundäre Prozesse hervorgerufenen Veränderungen dieses Verhältnisses überlagern.

Diese Darstellungsweise eignet sich nur dann, wenn mit Sicherheit davon ausgegangen werden kann, daß keine primären Variationen vorliegen. Die zur Konstruktion des Diagrammes erforderlichen Molquotienten liefern jedoch Hinweise auf die Serpentinisierungsprodukte. Serpentin der theoretischen Zusammensetzung $3MgO \cdot 2SiO_2 \cdot 2H_2O$ weist ein RO'/SiO_2 -Verhältnis von 1,5 und ein H_2O/SiO_2 -Verhältnis von 1 auf. Bei einem vollständig serpentinisierten Dunit mit Olivinen forsteritischer Zusammensetzung sind also Werte in dieser Größenordnung zu erwarten. Wenn $H_2O/SiO_2 > 1$ ist, dann muß außer Serpentin noch eine weitere Phase erwartet werden, deren H_2O -Gehalt über dem des Serpentin liegen muß. Als derartige Phase kommt bei der Serpentinisierung von Peridotiten vor allem Brucit ($MgO \cdot H_2O$) in Frage. J. SCHANTL (1975) konnte im Kraubather Ultramafititkörper erstmals Brucit als gesteinsbildendes und nicht als kluffüllendes Mineral (H. MEIXNER 1938) nachweisen. Somit steht zumindest für einen Bereich des Körpers fest, daß die Serpentinisierung ohne Materialverluste verlaufen ist. Allerdings reicht die Angabe von nur einem Fundpunkt nicht aus, um Rückschlüsse auf den Serpentinisierungsprozeß des gesamten Körpers zu ziehen und damit auch die Frage nach Materialzu- bzw. -abfuhr definitiv zu beantworten.

Eindeutige Aussagen hierüber ergeben sich dagegen aus dem Diagramm der Tafel 7. In diesem Diagramm sind mit Ausnahme von MnO sämtliche im Kraubather Ultramafititkörper von D. PETERSEN-KRAUSS bestimmten Oxide und Elemente gegen den H_2O -Gehalt aufgetragen. Aus diesem Diagramm ist zu entnehmen, daß zwischen den Oxiden SiO_2 , Al_2O_3 , FeO, CaO und dem Element Cr gegenüber dem H_2O -Gehalt keine signifikanten Korrelationen bestehen. Diese Oxide bzw. dieses Element verhielten sich während der Serpentinisierung des Kraubather Ultramafititkörpers „stationär“. Anders hingegen liegen die Verhältnisse für MgO und Ni in den Duniten und Px-Peridotiten dieses Körpers. Beide sind signifikant negativ mit dem H_2O -Gehalt korreliert ($MgO, H_2O: r = -0,4575$; $Ni, H_2O: r = -0,2857$; Signifikanzgrenze des Korrelationskoeffizienten auf 95%-Niveau: $r = 0,1399$). Es kann also davon ausgegangen werden, daß während der Serpentinisierung des Kraubather Ultramafititkörpers sowohl MgO als auch Ni in gewissem Umfange mobilisiert wurden. Dabei weisen die relativ niedrigen Korrelationskoeffizienten, die nur rund 21% bzw. 8% der Varianz der Daten erklären, und die große Streubreite der Werte

Tafel 6: Variationsdiagramm der analysierten Proben aus dem Kraubather Ultramafititkörper: a) Hbl-Pyroxenite, Ol-Px-Hornblendite und Px-Hornblendite; b) Ol-Hbl-Pyroxenite; c) Ol-Pyroxenite, Px-Hbl-Peridotite, Px-Peridotite und Dunit



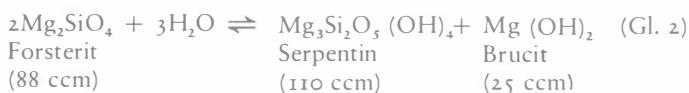
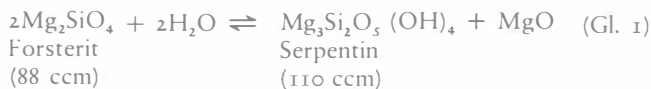
insbesondere für Ni darauf hin, daß zwar eine Materialabfuhr stattgefunden haben muß, diese aber nicht einheitlich homogenisierend wirkte.

Während der Serpentinisierung wird also MgO, zumindest partiell, mobilisiert. Dadurch verschieben sich die primären Fe/Mg-Verhältnisse zu etwas höheren Werten, ohne aber die magmatischen Trends auszulöschen.

Wie J. SCHANTL (1975) zeigte, ist im Kraubather Ultramafitkörper eine Brucitbildung nur dann nachzuweisen, wenn die Gesteine (nach visueller Abschätzung) zu mehr als 50% serpentinisiert sind.

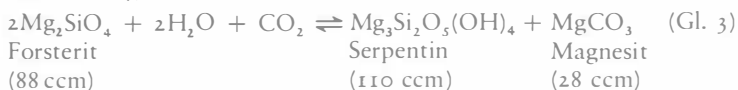
Wie oben gezeigt wurde, ist zumindest MgO partiell während der Serpentinisierung mobilisiert worden. J. SCHANTLS (1975) Beobachtung weist aber deutlich darauf hin, daß die Serpentinisierung der Kraubather Ultramafite ebenfalls zumindest partiell ohne MgO-Mobilisation verlief. Für den Kraubather Ultramafitkörper sind also grundsätzlich zwei verschiedene Reaktionen während der Serpentinisierung aufgetreten: eine ohne MgO-Mobilisation, die von J. SCHANTL (1975) beschrieben wurde, und eine mit MgO-Mobilisation, die aus dem Variationsdiagramm (Abb. 20) abzuleiten ist. Aufgrund dieser Tatsache sind auch die nur relativ niedrigen Korrelationskoeffizienten zu erklären.

Die genannten Reaktionen liefern — am vereinfachten Beispiel eines reinen Forsterites — wie folgt ab (Gl. 1 und 2 nach P. B. HOSTETLER et al. 1966):

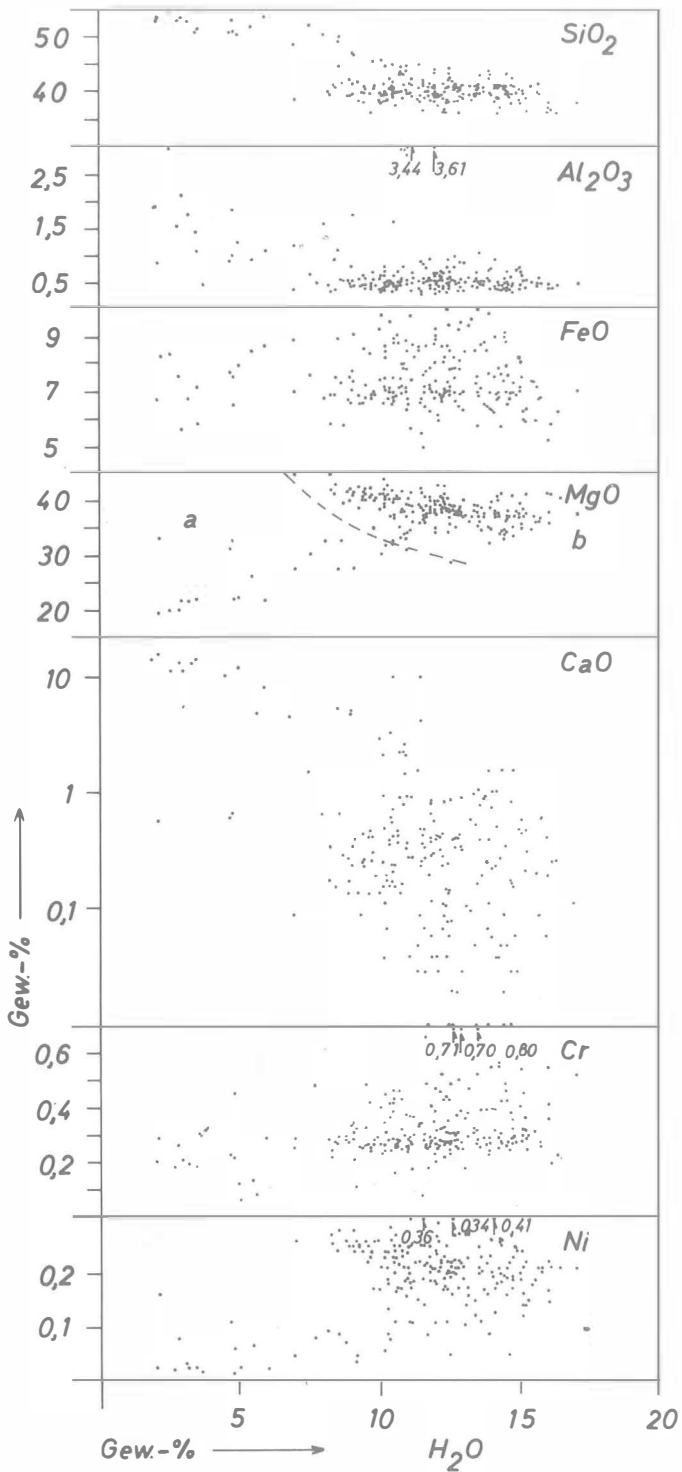


Beide Reaktionen sind mit deutlichen Volumenzunahmen verbunden. Gl. 1 entspricht dabei der Reaktion, die mit einer MgO-Mobilisation verbunden ist, während Gl. 2 bei konstanten MgO-Gehalten abläuft.

In diesem Zusammenhang ist ferner die Beobachtung F. ANGELS (1964 : 54) von Bedeutung, welcher in „Chrysotiltapeten“ Magnesit bzw. Dolomit feststellte: „paragenetisch ist Magnesit in diesen Fällen wahrscheinlicher als Dolomit“ (F. ANGEL 1964 : 54). Fest steht, daß es sich dabei auf alle Fälle um ein Mg-Karbonat handelt, das genetisch mit dem Chrysotil verknüpft ist. Daneben konnte gelegentlich in Schlifften ebenfalls ein sehr feinkörniges, unregelmäßig verteiltes Karbonat nachgewiesen werden, das genetisch ebenfalls in Beziehung zur Serpentinisierung steht. Aus diesen Beobachtungen ergibt sich, daß während der Serpentinisierung geringe CO₂-Gehalte zugegen waren. In Gegenwart von CO₂ verläuft die Reaktion Forsterit \rightleftharpoons Serpentin nach F. J. TURNER & J. VERHOOGEN (1960 : 318) unter Volumenzunahme gemäß der Reaktionsgleichung:



Tafel 7: Variationsdiagramm SiO₂, Al₂O₃, FeO, MgO, CaO, Cr und Ni vs. H₂O sämtlicher aus dem Kraubather Ultramafitkörper analysierter Ultramafite (a = Pyroxen-Hornblendite, Olivin-Pyroxen-Hornblendite, Hornblende-Pyroxenite, Olivin-Pyroxenite, Olivin-Hornblende-Pyroxenite; b = Pyroxen-Peridotite und Dunite)



Nach W. JOHANNES (1967, 1969) ist die Paragenese Serpentin—Magnesit nur dann beständig, wenn der CO_2 -Gehalt bei Bildung unter 10 Mol-% lag, da bei höheren CO_2 -Gehalten eine Umwandlung von Serpentin in Magnesit und Quarz bzw. in Magnesit und Talk erfolgt.

Als weiteres Produkt der Serpentinisierung tritt daneben Magnetit infolge der Freisetzung und Oxidation des Eisens aus dem Fayalitanteil der Olivine auf.

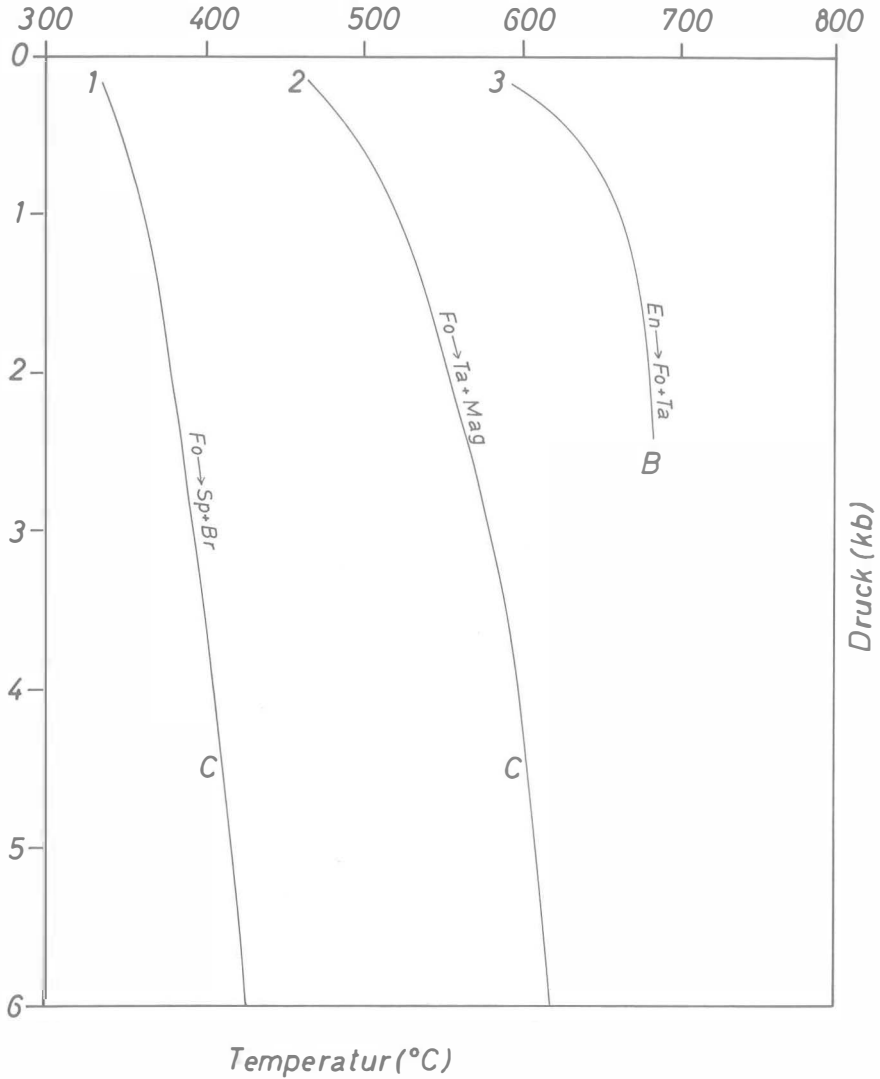


Abb. 21: Experimentell bestimmte Reaktionskurven für das System $\text{MgO-SiO}_2\text{-H}_2\text{O-CO}_2$ und das System $\text{MgO-SiO}_2\text{-H}_2\text{O}$. Zusammengestellt nach Angaben in N. L. BOWEN & O. F. TUTTLE (1949) und W. JOHANNES (1967, 1968, 1969)

Zusammenfassend dargestellt treten im Kraubather Ultramafititkörper folgende postmagmatische Reaktionen auf, die im Zusammenhang mit dem Aufstieg des Magmatitkörpers zu sehen sind:

- Olivin → Serpentin + Magnetit (I)
- Olivin → Serpentin + Brucit + Magnetit (II)
- Olivin → Serpentin + Talk + Magnesit + Magnetit (III)
- Enstatit → Serpentin (IV)
- Enstatit → Talk (V)
- Edenit → Talk (VI)
- Chromit → Chlorit (VII)

(sämtliche Reaktionen vereinfacht, kompiliert nach F. ANGEL 1964, H. MEIXNER & L. WALTER 1939, J. SCHANTL 1975 und eigenen Untersuchungen).

Einige dieser Reaktionen sind schematisch im pT-Diagramm der Abb. 21 dargestellt. Sie sind zu erwarten, wenn ein Ultramafititkörper vom Mantel in die Kruste aufsteigt, der geringe Mengen an H₂O und CO₂ enthält bzw. aufnimmt.

Für die Aufklärung der Serpentinisierungsprozesse in einem Ultramafititkörper ist die Klärung der Frage von Interesse, ob es sich dabei um eine Autometasomatose eines primär wasserhaltigen Ultramafititkörpers handelt oder ob das Wasser von außen in den Körper eindrang. F. ANGEL (1964) stellt fest, daß im Kraubather Ultramafititkörper Talk gelegentlich pseudomorph nach Enstatit auftritt. F. J. TURNER & J. VERHOOGEN (1960:320) werten dies als ein Indiz für die Autometasomatose eines Ultramafititkörpers. N. L. BOWEN & O. F. TUTTLE (1949) führen hierzu aus, daß bei einem entsprechenden Fall der Enstatit bei hohen Temperaturen in Talk und Forsterit umgesetzt und mit fallender Temperatur der Forsterit in Serpentin und Brucit umgewandelt wird. Dies sind Reaktionen, wie sie aus dem Kraubather Ultramafititkörper bekannt sind. Ob dieser Vorgang jedoch ausreichte, um den gesamten Körper zu serpentinisieren, erscheint fraglich, zumal der entsprechende Indikator (Talk pseudomorph nach Enstatit) nicht allzu häufig anzutreffen ist. Darüber hinaus weist die Intensität der Serpentinisierung, wie nachfolgend gezeigt wird, eindeutige regionale Trends auf, die in deutlicher Beziehung zur Tektonik des Körpers stehen.

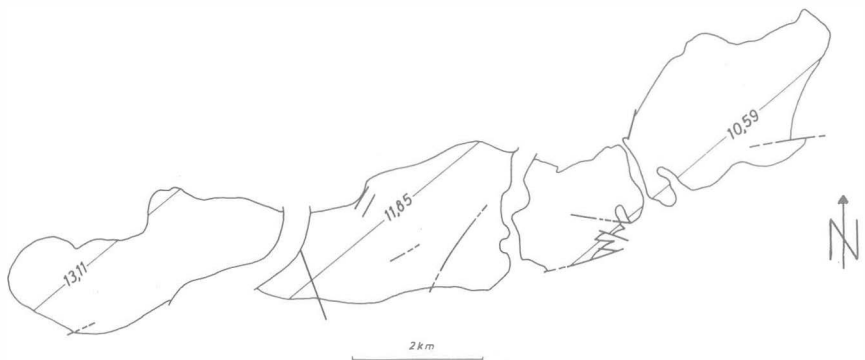


Abb. 22: H₂O-Trendflächenkarte 1. Grades des Kraubather Ultramafititkörpers (Angaben in Gew.-%)

In Abb. 22 ist die Trendflächenkarte 1. Grades des H₂O-Gehaltes wiedergegeben. Diese Karte zeigt, daß der Grad der Serpentinisierung — hier ausgedrückt als H₂O-Gehalt — von NW nach SE abnimmt, die postulierte Reaktionsfront den Körper also

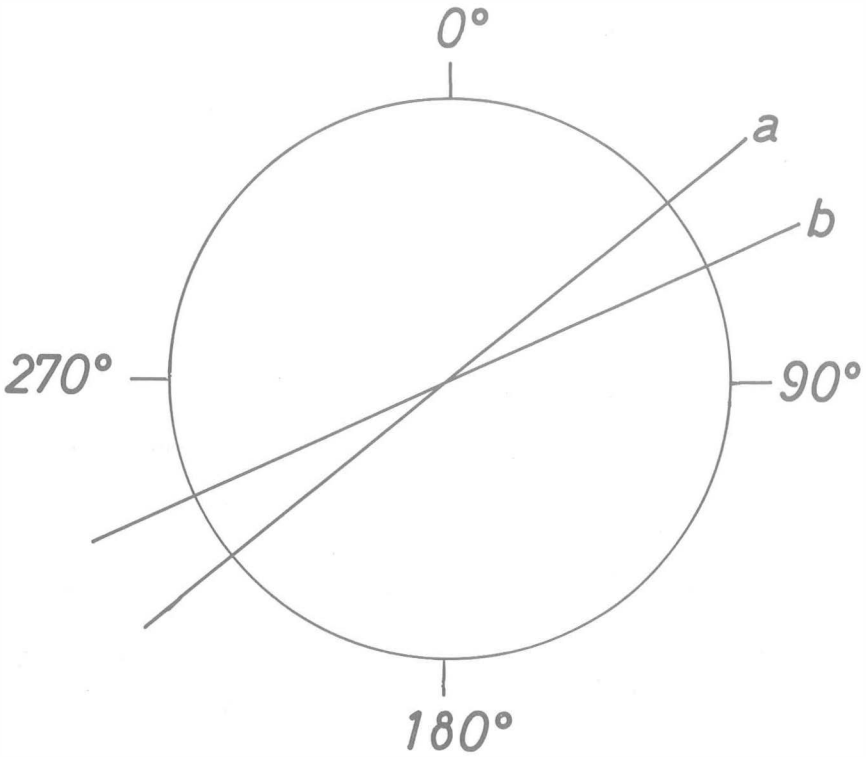


Abb. 23: Gegenüberstellung der Streichrichtung der H_2O -Isolinien (a) der H_2O -Trendflächenkarte 1. Grades und der Kleinstörungen (b) im Kraubather Ultramafitkörper.

von NW nach SE mit abnehmender Wirkung durchlief. Das Streichen der H_2O -Isolinien steht dabei in auffälliger Entsprechung zum Streichen der Kleinstörungen im Kraubather Ultramafitkörper (Abb. 23).

In diesem Zusammenhang ist weiter auffallend, daß das Gestein im NW des Körpers maximal klüftig wird, also in den Bereichen mit den tendentiell höchsten Wassergehalten. Ein quantitativ serpentinisierter Dunit enthält etwa 11 Gew.-% Wasser, deshalb müßte im Bereich westlich der 11,85 Gew.-%- H_2O -Isolinie eine noch wasserreichere Phase vorliegen. Aus genetischen Gründen (vgl. w. o.) käme dabei Brucit in Frage. In diesem Bereich müßte der Körper die relativ größte Volumenzunahme erfahren haben (vgl. Gl. 2). Diese Übereinstimmungen weisen auf einen Zusammenhang zwischen der Serpentinisierung des Kraubather Ultramafitkörpers und dessen tektonischer Entwicklung hin, die nachfolgend modellhaft dargestellt wird:

Nach der magmatischen Entwicklungsphase des Körpers schloß sich während der Dislokation eine erste plastische Verformung und beginnende Autometasomatose an. Der Einbau des Ultramafitkörpers in seine Hüllgesteine erfolgte im „kalten“ Zustand, wie das Fehlen einer metamorphen Temperaturaureole um den Körper zeigt. Dabei wurde das heutige Kluft- und Störungssystem mitangelegt. Bezogen auf die heutige geographische Orientierung des Körpers drangen schwach CO_2 -haltige Wässer in den Magmatitkörper ein. Die mit der Serpentinisierung verbundene

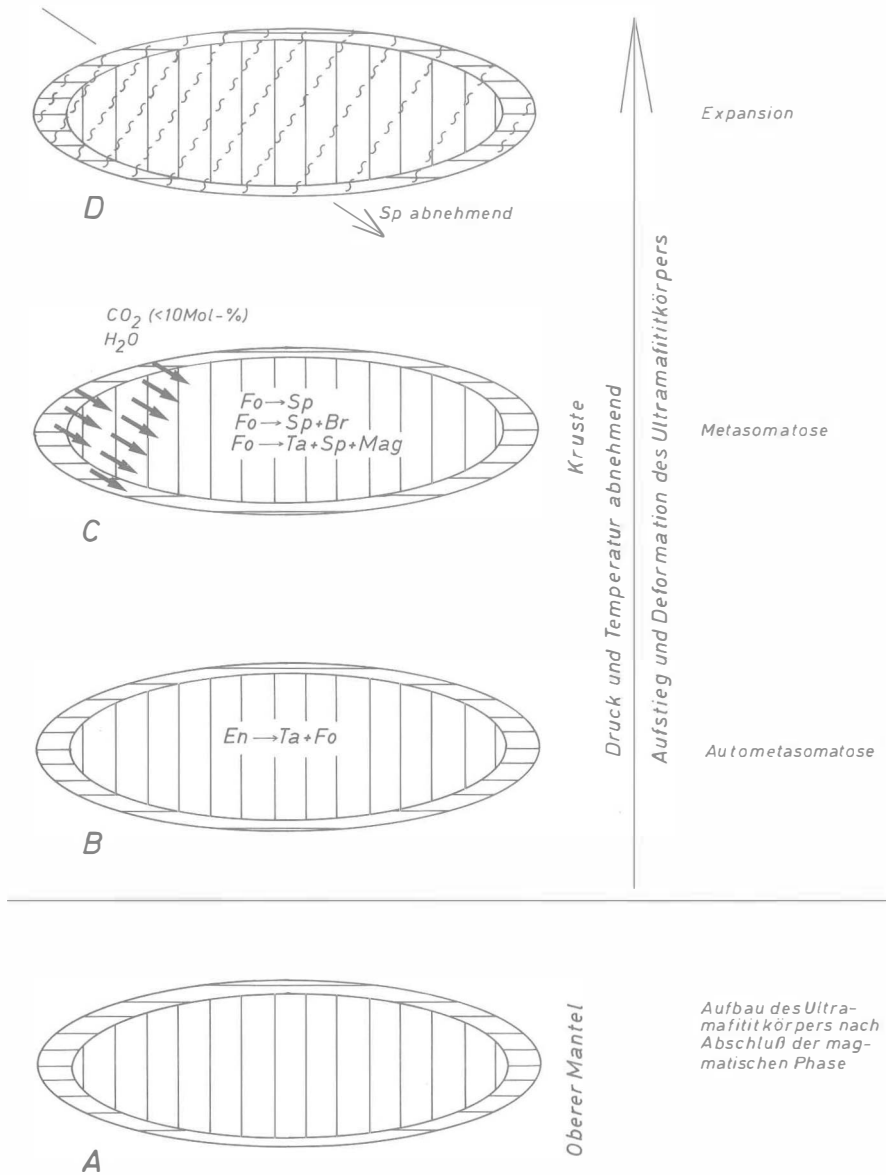


Abb. 24: Schematische Darstellung der Serpentinisierung des Kraubather Ultramafititkörpers (Fo = Forsterit, Sp = Serpentin, Br = Brucit, Ta = Talk, En = Enstatit)

Volumenzunahme führte zum Aufbau beträchtlicher Spannungen im Körper, die erst nach abnehmender Auflast abklingen. Der hier modellhaft beschriebene Vorgang ist in Abb. 24 schematisch dargestellt. Der Serpentinisierungsprozeß der Kraubather Ultramafitite stellt somit einen Vorgang dar, der durch das komplexe Zusammenwirken sowohl von tektonischen als auch mineralogischen Vorgängen bestimmt wurde, wobei sich beide wechselseitig beeinflussen.

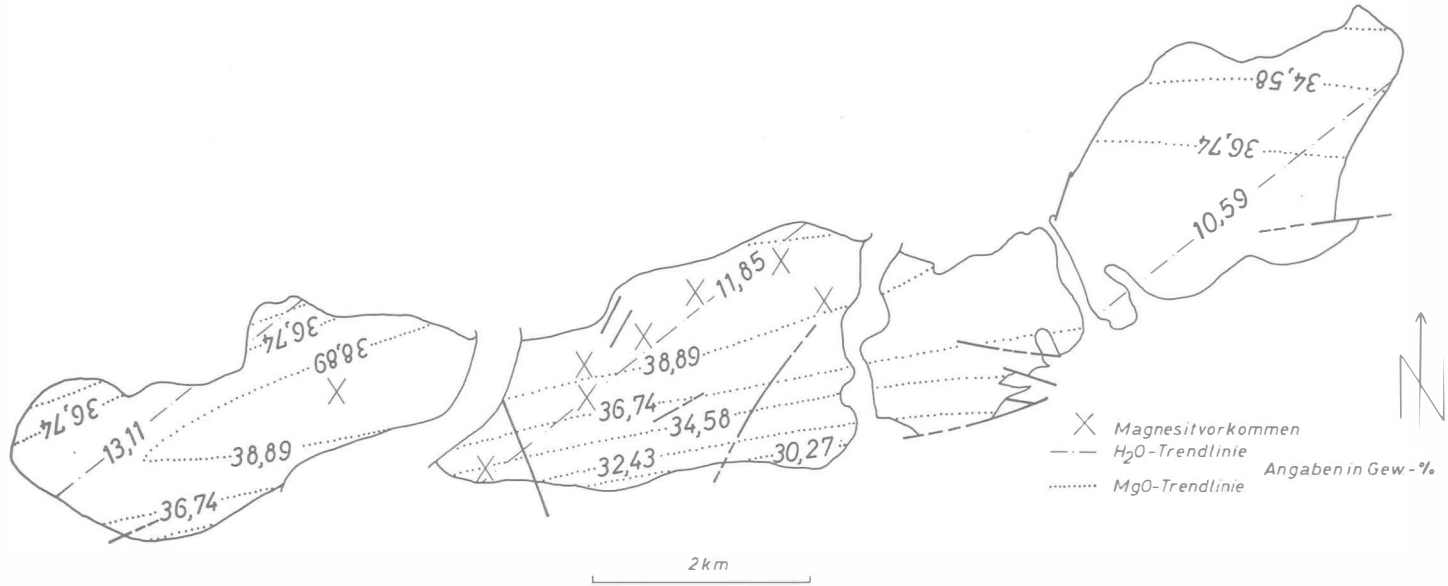


Abb. 25: Beziehung zwischen der Anordnung der Magnesitvorkommen und den MgO- und H₂O-Gehalten im Kraubather Ultramafitkörper

Eine weitere, schon feldgeologisch auffallende Erscheinung im Kraubather Ultramafitkörper ist das gangförmige Auftreten von mikrokristallinem Magnesit. Diese Vorkommen gaben, wie schon oben erwähnt, in früheren Jahren Anlaß zu einem umfangreichen Abbau, der aber, wie auch schon gesagt, mittlerweile zum Erliegen kam. Die mikrokristallinen Magnesite und die Ausbildung der Lagerstätten waren für eine ganze Reihe weiterer derartiger Vorkommen, die unter dem Schlagwort Magnesitlagerstätten vom Typus Kraubath zusammengefaßt wurden, namensgebend (H. v. BRAUNMÜHL 1930; K. SPANGENBERG 1949). Die im Kraubather Ultramafitkörper auftretenden bedeutenden Magnesitvorkommen liegen mit einer Ausnahme alle etwa entlang einer Linie, die der 11,85 Gew.-%-H₂O-Isolinie entspricht. Gleichzeitig ist dieser Bereich durch sehr klüftiges Gestein ausgezeichnet und nach der MgO-Trendflächenkarte z. Grades befinden sich nahezu alle diese Vorkommen in einem Areal, das durch die höchsten MgO-Gehalte gekennzeichnet ist (Abb. 25).

Die nahezu lineare Anordnung dieser Vorkommen im Kraubather Ultramafitkörper ist somit durch zwei wesentliche Voraussetzungen für die Magnesitbildung bedingt:

- a) optimale Wegsamkeit des Gesteins infolge der Klüftigkeit schafft die Voraussetzung für den Transport der während der Magnesitbildung freigesetzten Kationen und
- b) magnesiumreiche Minerale (Serpentin) in entsprechender Konzentration, die unter Einwirkung CO₂-reicher Lösungen instabil werden.

Über die Genese der Kraubather Magnesitlagerstätte bestehen unterschiedliche Auffassungen: so nimmt E. CLAR (1928) und mit ihm F. ANGEL (1964) eine aszendente Magnesitbildung an, während I. LESKO (1972) eine deszendente Genese vertritt. Auf die Genese der Kraubather Magnesite soll hier nur insoweit eingegangen werden, als an diesem Beispiel gezeigt werden kann, wie durch das Zusammenwirken chemischer und tektonischer Vorgänge (Serpentinisierung des Ultramafitkörpers) die Voraussetzungen zur Bildung einer Lagerstätte geschaffen werden, ohne daß dabei diese Vorgänge schon der unmittelbare Auslöser der Lagerstättenbildung sind.

Somit ergibt sich folgende Zusammenfassung der hinsichtlich Element- und Mineralverteilung im Kraubather Ultramafitkörper wichtigsten Ergebnisse und Schlußfolgerungen aus Geochemie, Ausscheidungsabfolge und Serpentinisierung:

Durch Doppelbeprobung und durch unterschiedliche Analysenmethoden (Atomabsorptionsspektrometrie und Röntgenfluoreszenzanalyse) kann gezeigt werden, daß sowohl während der Beprobung des Körpers als auch bei der Analyse der Gesteinsproben keine systematischen Fehler gemacht wurden. Unterschiede, die zwischen den beiden unabhängigen Probenserien auftreten, sind durch lokale — geologische — Inhomogenitäten des Kraubather Ultramafitkörpers bedingt.

MgO und Ni weisen im Nordteil des Körpers die höchsten Konzentrationen auf. Von diesem Zentrum maximaler Konzentrationen aus nehmen MgO und Ni konzentrisch nach außen ab. Während Ni mit MgO deutlich positiv korreliert ist, weist Cr keine signifikanten Korrelationen zu MgO auf.

Im Verlauf der Serpentinisierung werden MgO und Ni partiell mobilisiert. Dabei sind drei Fälle zu unterscheiden: einmal wird Magnesium tatsächlich abgeführt, zum anderen kann das bei der Serpentinisierung freigewordene Magnesium unmittelbar wieder als Brucit ausgeschieden werden oder auch, wenn geringe CO₂-Gehalte (10 Mol-%) zugegen waren, im Magnesit, der dann dispers im Gestein verteilt ist, gebunden werden.

Für SiO_2 , Al_2O_3 , FeO , CaO und Cr sind keine Mobilisationen als Folge der Serpentinisierung nachzuweisen.

Die Verknüpfung der Lage der alten Magnesitbergbaue mit dem Maximum der MgO -Konzentration, maximaler Serpentinisierung sowie einer maximalen Zerklüftung des Gesteins in diesem Bereich wird aufgezeigt.

Neue Möglichkeiten einer Nutzung der Ultramafitite

Hat somit, wie gezeigt werden konnte, die geochemische Untersuchung im betrachteten Bereich hauptsächlich metamorphe Peridotite und Dunite (nach einer anderen Nomenklatur „depleted ultramafics“) nachweisen können, so gelten nun weitere Überlegungen der Nutzbarmachung dieser Gesteine.

In dieser Arbeit wurde schon erwähnt, daß die seinerzeit auf Cr - und Fe -Erze sowie auf Magnesit betriebenen Bergbaue heimgesagt wurden. Ein Wiederaufleben bergmännischer Tätigkeiten ist angesichts der heutigen Anforderungen an Lagerstätten derartiger Rohstoffe wohl nur unter Anwendung neuer Techniken denkbar. Als möglicherweise geeignete neue Verarbeitungsmethoden bieten sich naßmetallurgische Verfahren an.

In der Vorbemerkung wurde bereits dargelegt, welche chemischen Parameter die Qualität ultramafischer Gesteine im Hinblick auf eine naßmetallurgische Nutzung bestimmen. Wenn man davon ausgehen kann, daß das Verhältnis des MgO zur Summe von Fe_2O_3 , Al_2O_3 und MnO_2 im Vergleich zu anderen derartigen Gesteinen als günstig anzusehen ist, so verbleiben für die weitere Betrachtung

- a) der Wert für $\text{CaO} + \text{K}_2\text{O} + \text{Na}_2\text{O}$,
- b) der MgO -Gehalt,
- c) der Ni -Gehalt,
- d) die Fragen nach nachgewiesenen Lagerstättenvorräten in der Größe von mindestens 10,5 Mill. Tonnen.

Was den zuerst angeführten Wert betrifft, so ergaben die chemischen Analysen, daß in der Kraubather Masse für eine künftige Nutzung nur (mehr oder minder serpentinisierte) Dunite und Pyroxen-Peridotite in Frage kommen, wobei allerdings festgestellt werden muß, daß für entsprechend große Bereiche die Werte über 1,0% liegen. Es wurden daher in der Abb. 26 alle Gebiete ausgeschieden, die einen CaO -Gehalt (die Werte für K_2O und Na_2O können hier völlig vernachlässigt werden) von gleich oder weniger als 1,29% aufweisen. Wie die genannte Darstellung veranschaulicht, zeigt ein Großteil des untersuchten Raumes derartige CaO -Werte.

Der MgO -Gehalt der Dunite und Pyroxen-Peridotite ist naturgemäß sehr hoch, weshalb in der Abb. 26 nur die höchstwertigen Gebiete, nämlich solche mit einem Gehalt von gleich oder mehr als 42,60% MgO hervorgehoben wurden. Es zeigt sich, daß vor allem das Gebiet um den Augraben, ein kleiner Abschnitt im Sommergraben, der Raum Lichtensteinerberg-Nissenberg (bis in den Lobminggraben), die Hinterlobming und ein eng begrenzter Bereich nordöstlich des Schrakogelgipfels derartig hohe Gehalte aufweisen.

Hinsichtlich des Nickelgehaltes (von über 0,2%) kommen die gleichen, eben genannten Gebiete in Frage, es zeigen darüber hinaus aber noch weitere Areale, wie die Räume um den Wintergraben und den Schrakogel, entsprechende Werte.

Aus einer synoptischen Darstellung, wie sie etwa die Abb. 26 ist, kommt sehr gut zum Ausdruck, daß im Hinblick auf alle an den Chemismus der Ultramafitite gestellten Anforderungen im Bereich östlich der Mur zwei Räume hervorstechen:



Abb. 26: Synoptische Kartenskizze: Elementverteilung im Kraubather Ultramafitkörper östlich der Mur

- a) im Westen das Gebiet zwischen dem Pöllerberg im Norden (über den Au graben) bis zur Südgrenze des Kraubather Ultramafitkörper;
- b) in der Mitte das Gebiet zwischen dem Tertiär des Lichtensteinerberges und dem Lobminggraben im Osten, also — vereinfachend gesagt — etwa der mittlere Abschnitt des Tanzmeistergrabens.

Da im zuerst genannten Raum mit dem Pregerbruch bereits ein Betrieb mit einem anderen Unternehmensziel (Gewinnung von Hartgesteinen) besteht, kommt für eine künftige naßmetallurgische Nutzung in erster Linie der oben an zweiter Stelle genannte Bereich (um den Tanzmeistergraben) in Betracht. Beiden Gebieten sind die augenscheinlich weit über die geforderten Lagerstättenvorräte hinausgehenden Substanzmengen gemein.

Wie anschaulich aus der Abb. 3 hervorgeht, zeigt der in Betracht kommende Teil des Tanzmeistergrabens an photogeologisch auswertbaren tektonischen Strukturen vor allem Kluftsysteme in NW-SE, NE-SW und WNW-ESE bis E-W. In den beiden zuerst genannten Richtungen verlaufen auch der Lobming- und der oberste (südlichste) Teil des Tanzmeistergrabens bzw. der größte Abschnitt des zuletzt genannten Grabens. Beide Täler scheinen dabei, ohne daß dies wegen der schlechten Aufschlußverhältnisse unmittelbar nachweisbar wäre, Störungslinien zu folgen, die sich vielleicht auch in der vorherrschenden Klüftung widerspiegeln (Abb. 2). Die beiden nun in Rede stehenden Kluftrichtungen gehen auch aus dem Gefügediagramm 8 auf Tafel 1 hervor. Die beiden Polmaxima dieses Diagramms aus dem unteren Tanzmeistergraben liegen relativ flach in SW bzw. ESE. Die meisten Klüfte stehen also in diesem Bereich steil bis saiger. Diese Tatsachen wird man bei einer eventuellen Tagbauplanung beachten müssen.

Auf Grund der vorliegenden geologischen und chemischen Untersuchungen wurden, um gegebenenfalls vertikale Elementverschiebungen nachweisen zu können, zunächst vier Bohrungen (à 90 m) im höffigsten Raume (Lichtensteinerberg-Tanzmeistergraben) vorgeschlagen, die inzwischen auch niedergebracht wurden. Über die Ergebnisse der Kernausswertung wird möglicherweise gesondert berichtet werden können. Nach der Untersuchung der ersten Bohrung kann hier nur soviel gesagt werden, daß die analytischen Werte völlig im Erwarteten liegen.

Vom Chemismus her kommen für eine naßmetallurgische Verwertung nur Kraubather Dunite (Gesteinstyp A der Tab. 9) und Pyroxen-Peridotite (Typ B) in Betracht. Unter Zugrundelegung der mittleren Gesteinszusammensetzung dieser beiden Typen gemäß der Tabelle 9 ergeben sich bei der Verarbeitung von 350.000 t (= eine vorgesehene Jahresförderung) annähernd folgende Produktmengen:

MgO	135.000—145.000 t
SiO ₂	125.000—140.000 t
Cr	1.150— 1.200 t
Ni	665— 735 t.

Dabei sind bei Anwendung naßmetallurgischer Verfahren (z. T. nach Auskunft M. J. RUTHNERS, Wien) im einzelnen folgende Produkte zu erwarten:

- A) HCl-unlösliche Bestandteile (diese umfassen etwa 60—65% des Ausgangsmaterials und fallen entweder als Steinmehl — Korngröße: < 0,1 mm — oder als Steinsand an): Serpentin, Chromit (und andere Spinelle), Rutil usw.

Vom Steinmehl bzw. -sand kann folgender Chemismus erwartet werden:

SiO ₂	90	—94	Gew.-%
Fe ₂ O ₃	0,5	— 3,0	Gew.-%
Al ₂ O ₃	0,3	— 4,0	Gew.-%
Cr ₂ O ₃	0,5	— 3,0	Gew.-%

CaO	0,05 — 0,6	Gew.-%
MgO	0,4 — 6,0	Gew.-%
Ni	0,01 — 0,1	Gew.-%
Co	0,001 — 0,01	Gew.-%

Dazu ist noch ein Schüttgewicht von 1 kg/l und eine spezifische Oberfläche von 50 bis 150 m²/g wahrscheinlich.

B) HCl-lösliche Bestandteile

1) Rotschlamm der Zusammensetzung

Fe ₂ O ₃	80 — 95	Gew.-%
Al ₂ O ₃	5 — 15	Gew.-%
MnO ₂	0,5 — 2,0	Gew.-%

2) NiO, CoO

Ni(+ Co)	99,4 — 99,6	Gew.-%
MgO	0,02 — 0,04	Gew.-%
Al	bis 100 ppm	
Fe	bis 100 ppm	
Mn	bis 100 ppm	
H ₂ O-lösliche Salze	0,25 — 0,35	Gew.-%
HCl-unlösliche Bestandteile	0,01 — 0,05	Gew.-%

3) MgO

MgO	max. 99,4 — 99,6	Gew.-%
	(realistischer:	
	98,5 — 99,0	Gew.-%)
SiO ₂	0,03 — 0,05	Gew.-%
TiO ₂	0,01	Gew.-%
Fe ₂ O ₃	0,02 — 0,05	Gew.-%
Al ₂ O ₃	0,02 — 0,05	Gew.-%
Cr ₂ O ₃	0,001	Gew.-%
CaO	0,1 — 0,3	Gew.-%
Na ₂ O	bis 0,05	Gew.-%
K ₂ O	bis 0,05	Gew.-%
B ₂ O ₃	bis 0,01	Gew.-%
MnO ₂	0,02 — 0,04	Gew.-%

Es soll nicht unerwähnt bleiben, daß selbstverständlich neben der hydrometallurgischen Verwertung der Ultramafite diese auch weiterhin zur Gewinnung hochwertiger Straßenbau- und Gleisbettungsstoffe sowie von Feuerfestprodukten dienen können.

Grundsätzlich können für die Produktion feuerfester Materialien (Gießereisande usw.) alle Gesteine mit einem Olivinegehalt von mindestens 90% bei einem Fayalitanteil von weniger als 8% herangezogen werden, wobei das Molverhältnis MgO : SiO₂ über 1,8 : 1 liegen soll. Dieses (M/S-)Verhältnis und der Glühverlust sind die wichtigsten Bestimmungsmerkmale für den technischen Wert olivinreicher Rohstoffe (dazu: W. BAUMGART 1971).

188 Analysen serpentinierter Kraubather Ultramafite zeigten durchschnittlich einen Glühverlust von 11,49% (s : 2,96) und ein M/S-Verhältnis von 1,38 (s : 0,25), davon 169 Analysen ein mittleres M/S-Verhältnis von 1,45 (s : 0,15 bei Extremwerten von 1,06 und 1,80). Diese Werte liegen weit unter den von W. BAUMGART (1971) geforderten. Praktische Versuche und ein Werk im Lobmingtal haben aber bewiesen,

daß manche Kraubather Gesteinstypen trotzdem in bestimmten Anwendungsbereichen der Feuerfesttechnik einsetzbar sind.

Abschließend und **zusammenfassend** kann somit festgestellt werden, daß Kraubather Ultramafitite (Dunite, Pyroxen-Peridotite) unter den eingangs angegebenen Voraussetzungen und unter der Bedingung, daß — wie dies seinerzeit den Verfassern angegeben wurde — die naßmetallurgische Verarbeitung keine Schwierigkeiten bereite und daß (möglichst) alle dabei anfallenden Produkte marktfähig sind, als für eine integrierte Nutzung interessante Rohstoffe angesehen werden können. Vom geowissenschaftlichen Standpunkt aus bietet sich als günstigstes Zielgebiet für weitere Erkundungsarbeiten ein Teil des Tanzmeistergrabens an.

Schrifttum

- ANGEL, F. (1938): Der Kraubather Olivinfels- bis Serpentinkörper als Glied der metamorphen Einheit der Gleinalpe. — Fortschr. Min., 23, XC—CIV.
— (1964): Petrographische Studien an der Ultramafit-Masse von Kraubath (Steiermark). — Joanneum, Min. Mittbl., 2, 1—125.
BAUMGART, W. (1971): Die technische Verwendung von Olivingestein. — Haus der Technik, Vortragsveröffentlichung, 273, 43—46.
BOWEN, N. L. & TUTTLE, O. F. (1949): The system $MgO-SiO_2-H_2O$. — Bull. geol. Soc. Am., 60, 430—460.
BRAUNMÜHL, H. v. (1930): Über die Entstehung der Lagerstätten dichten Magnesits vom Typus Kraubath. — Archiv Lagerstättenforsch., 45, 87 p.
BURGER, H. & SKALA, W. (1978): Die Untersuchung ortsabhängiger Variablen: Modelle, Methoden und Probleme. — Geol. Rundsch., 67, 823—839.
CLAR, E. (1928): Mikroskopische Untersuchungen an der Magnesitlagerstätte von Kraubath in Steiermark. — Z. prakt. Geol., 36, 7, 97—102.
— (1929): Über die Geologie des Serpentinstockes von Kraubath und seiner Umgebung. — Mitt. Naturw. Ver. Stmk., 64/65, 178—214.
—, FRIEDRICH, O. M. & MEIXNER, H. (1964): Steirische Lagerstätten. — Fortschr. Min., 42, 1, 173—183.
COLEMAN, R. G. & KEITH, T. E. C. (1971): A chemical study of serpentinization — Burro Mountain, California. — J. Petrol., 12, 311—328.
DAVIS, J. C. (1973): Statistics and data analysis in geology. — 550 p., John Wiley & Sons Inc., New York, London, Sydney, Toronto.
FRIEDRICH, O. M. (1970): Aufbereitungsproben, Ni-Kraubath, Texte zu den Lichtbildern. — 32 Abb. mit Erläuterungen, unveröffentlicht.
GREEN, D. H. (1964): The petrogenesis of the high temperature peridotite intrusion in the Lizard area, Cornwall. — J. Petrol., 5, 134—188.
HADITSCH, J. G. (1979): Erze, feste Energierohstoffe, Industriemineralien, Steine und Erden. — In: Grundlagen der Rohstoffversorgung, 2: Lagerstätten fester mineralischer Rohstoffe in Österreich und ihre Bedeutung, 5—45, Bundesministerium für Handel, Gewerbe und Industrie, Wien.
— (1980): Nickelführende Ultramafitite Österreichs unter besonderer Berücksichtigung einer naßmetallurgischen Verwertung der Dunite und Peridotite von Kraubath. — Schriftenreihe GDMB, 35, 95—118 (1980 a).
— (1980): Geological and Geochemical Investigation of the Kraubath Ultramafic Massif (Styria, Austria). — 8th Int. Geochem. Expl. Symp., Hannover, Excursion Guide, 15 p. (1980 b).
— (1981): Geowissenschaftliche Dokumentation des Kraubather Ultramafitites. — In Vorbereitung.
— & YAMAC, Y. (1976): Geologische Übersichtsaufnahme des Kraubather Ultramafititkörpers östlich der Mur. — Unveröffentl. Karte 1:25.000.
—, MATAUSCHEK, J., STERK, G. & WALTER, E. (1978): Rohstoffsicherung und Rohstofforschung in Österreich. — BHM., 123, 10, 348—353.
HAUSER, A. & URREGG, H. (1948): Die Serpentine Steiermarks. — In: Die bautechnisch nutzbaren Gesteine Steiermarks, 1, 1—39.
HERTOGEN, J. & GIBBELS, R. (1967): Calculations of trace element fractionation during partial melting. — Geochim. Cosmochim. Acta, 40, 313—322.

- HIESLEITNER, G. (1953): Der magmatische Schichtbau des Kraubather chromerzführenden Peridotitmassivs. — *Fortschr. Miner.*, 32, 75—78.
- HOSTETLER, P. B., COLEMAN, R. G., MUMTON, R. A. & EVANS, B. W. (1966): Brucite in Alpine Serpentinities. — *Am. Miner.*, 51, 95—98.
- IRVINE, T. N. (1975): Crystallization sequences in the Muskox intrusion and other layered intrusions — II. Origin of chromitite layers and similiar deposits of other magmatic ores. — *Geochim. Cosmochim. Acta*, 39, 991—1020.
- JAHNS, R. H. (1955): The study of pegmatites. — In: pt. 2 of A. M. BATEMAN, ed., *Econ. Geol.* 50th anniv. vol., 1020—1130.
- (1956): Resurgent boiling and the formation of magmatic pegmatites. — *Bull. Geol. Soc. Am.*, 67, 1172 (Abstr.).
- & BURNHAM, C. W. (1961): Experimental studies of pegmatite genesis: A model for the crystallization of granitic pegmatites. — *Geol. Soc. Am. Spec. Paper*, 68, 206 (Abstr.).
- JOHANNES, W. (1967): Zur Bildung und Stabilität von Forsterit, Talk, Serpentin, Quarz und Magnesit im System $MgO-SiO_2-H_2O-CO_2$. — *Contr. Mineral. Petrol.*, 15, 233—250.
- (1968): Experimental investigations of the reaction Forsterit + H_2O = Serpentin + Brucit. — *Contr. Mineral. Petrol.*, 19, 309—315.
- (1969): An experimental investigation of the system $MgO-SiO_2-H_2O-CO_2$. — *Am. J. Sc.*, 267, 1083—1104.
- JOHANNING, H. (1966): Die Verwendung von geochemischen Leitelementen — ein Beitrag zur Klärung der geologischen Stellung des Bärhalde-Granites (Südschwarzwald). — *Diss.* (Auszug), TH München, 76 p.
- JUNK, A. (1978): Einrichten eines Röntgenfluoreszenzspektrometers: Teil 1: Kriterien zur Auswahl geeigneter Probensätze für die quantitative Röntgenfluoreszenzanalyse. Teil 2: Geochemische Untersuchung der Hauptelemente in Basalten und ultramafischen Einschlüssen des Westerwaldes. — Unveröffentl. Diplomarbeit, 135 p., Univ. Frankfurt am Main.
- KESSON, S. E. (1973): The primary geochemistry of the Monaro alkaline volcanics southeastern Australia — Evidence for Upper Mantle heterogeneity. — *Contr. Mineral. Petrol.*, 42, 93—108.
- KRAUSS, D. (?): I. Zwischenbericht zur geochemischen Analyse der Gesteine des Serpentinvorkommens südlich von St. Stefan ob Leoben (Steiermark) im Rahmen des Programms „Rohstoffsicherung der Steiermark, Teilprojekt Kraubath“. Die Gehalte und die Verteilung der Elemente Mg, Fe, Ca und Ni. — Unveröffentl., 6 p., 7 Abb., 3 Tab.
- KRUMBEIN, W. C. & GRAYBILL, F. A. (1965): An introduction to statistical models in geology. — Mac Graw Hill, New York.
- LACHANCE, G. R. & TRAILL, R. J. (1966): A practical solution to the matrix problem in X-ray analysis. Part 1: Method. — *Can. Spectr.*, 11, 43—48 (1966 a).
- & TRAILL, R. J. (1966): A practical solution to the matrix problem in X-ray analysis. Part 2: Application to a multicomponent alloy system. — *Can. Spectr.*, 11, 61—75 (1966 b).
- LESKO, I. (1972): Über die Bildung von Magnesitlagerstätten. — *Mineral. Deposita*, 7, 61—72.
- LONEY, R. A., HIMMELBERG, G. R. & COLEMAN, R. G. (1971): Structure and petrology of the alpine-type peridotite at Burro Mountain, California, U.S.A. — *J. Petrol.*, 12, 245—309.
- LUCAS-TOOTH, H. J. & PRICE, B. J. (1961): A mathematical method for investigations of interelement-effects in X-ray fluorescent analysis. — *Metallurgia*, 383, 149—152.
- MCINTIRE, W. L. (1963): Trace element coefficients — a review of theory and applications to geology. — *Geochim. Cosmochim. Acta*, 27, 1209—1264.
- MEIXNER, H. (1938): Kraubather Lagerstättenstudien I. — *Zbl. Miner. etc.*, A, 1, 5—19 (1938 a).
- (1938): Kraubather Lagerstättenstudien III. — *Zbl. Miner. etc.*, A, 4, 115—120 (1938 b).
- (1953): Die Minerale aus dem Dunitserpentin von Kraubath (Steiermark). — *Joanneum, Min. Mittbl.*, 1, 21—23.
- (1959): Kraubather Lagerstättenstudien. V. Die Nickelmineralisation im Kraubather Serpentinegebiet. — *BHM.*, 104, 4, 83—87.
- & WALTER, I. (1939): Die Minerale des Serpentinegebietes von Kraubath (Obersteiermark). — *Fortschr. Miner.*, 23, LXXXI—LXXXIX.
- MÜLLER, R. (1939): Plan zur Nickelgewinnung im Gau Steiermark. — Unveröffentl., 6 p.
- MÜLLER, R. M. (1948): Versuche zur Aufbereitung von Magnesiummineralien für die Magnesiumherzeugung. — *BHM.*, 93, 8/11, 156—160.
- (1950): Versuche zur Verwertung serpentinischer Gesteine für die Nickelgewinnung. I. Der Nickelgehalt der Serpentinite und der aus diesen entstandenen Verwitterungsprodukte. — *BHM.*, 95, 4, 76—79. — II. Die thermische Reduktion von Serpentiniten und ihren Verwitterungsprodukten. — *BHM.*, 95, 7, 129—132, 155—161.

- , HESSE, W. & SINIGOI, F. (1951): Die Aufbereitung von Serpentiniten und ihren Verwitterungsprodukten durch Säurelaugung. — Versuche zur Verwertung serpentinitischer Gesteine für die Nickelgewinnung. III. — BHM., 96, 10, 209—214.
- PETERSEN-KRAUSS, D. (1978): II. Zwischenbericht zur geochemischen Analyse der Gesteine des Serpentinivorkommens südlich von St. Stefan ob Leoben (Steiermark) im Rahmen des Forschungsprogramms „Rohstoffsicherung der Steiermark, Teilprojekt Kraubath“, zur Vorlage bei der Landesregierung Steiermark. — Unveröffentl., 11 p., 5 Abb., 5 Tab.
- (in Vorber.): Geochemische und petrographische Untersuchungen im Kraubather Ultramafitkörper (Steiermark, Österreich).
- ROBITSCH, J. (1938): Kraubater Serpentin Bemusterung 1938. — Unveröffentl. Karte 1 : 25.000.
- ROST, F. (1967): Zur faziellen Einstufung österreichischer Peridotite. — Joanneum, Min. Mittbl., 1/2, 92—98.
- RUTHNER, M. J. (1978): Über die Aufbereitung ultrabasischer Gesteine mit Hilfe hydrometallurgischer Kreislaufprozesse. — Unveröffentl. Vortragsmanuskript, Tagung BVÖ-GDMB Innsbruck 1978, 16 + 3 p.
- RYBA, F. (1900): Beitrag zur Genesis der Chromeisenerzlagerstätte bei Kraubath in Obersteiermark. — Z. Prakt. Geol., 8, 337—341.
- SACHS, L. (1974): Angewandte Statistik. — 545 p., Springer-Verlag, Berlin, Heidelberg, New York.
- SCHANTL, J. (1975): Die Paragenese Serpentin + Brucit in Serpentiniten aus der Ultramafitmasse von Kraubath (Steiermark). — Karinthin, 72/73, 185—189.
- SCHROLL, E. (1975): Analytische Geochemie. Band I: Methodik. — 292 p., Ferdinand Enke-Verlag, Stuttgart.
- SEREN, S. S. (1980): Geophysikalische Untersuchung des Kraubather Serpentin. — Unveröffentl. Diss., Univ. Wien, 2 + 115 p.
- SPANGENBERG, K. (1949): Zur Genesis der Magnesitlagerstätten vom Typus Kraubath. — Fortschr. Miner., 28, 42—44.
- STINY, J. & CZERMAK, F. (1932): Geologische Spezialkarte 1 : 75.000, Blatt Leoben—Bruck a. d. M. — GBA, Wien.
- STRECKEISEN, A. (1974): Classification and nomenclature of plutonic rocks. — Geol. Rundsch., 63, 773—786.
- STRECKER, G.: RFHP-Berechnung von Korrekturfaktoren für die Röntgenfluoreszenzanalyse und Umrechnung von RFA-Zählraten in Gewichtsprozent. — Unveröffentl., Hess. L.-A. f. Bodenforsch., Wiesbaden.
- THAYER, T. P. (1966): Serpentinization considered as a constant volume process. — Am. Mineral., 51, 687—710.
- TAYLOR, H. P. (1967): The zoned ultramafic complexes of southeastern Alaska. — In: P. J. WYLLIE, ed.: Ultramafic and related rocks, 464 p.
- TORNIQUIST, A. (1916): Vorläufiger Bericht über das Chromeisensteinvorkommen in der Gulsen bei Kraubath bei St. Michael in Obersteiermark. — Unveröffentl. Ber., 4 p.
- TURNER, F. J. & VERHOOGEN, J. (1960): Igneous and metamorphic petrology. — 694 p., Mac Graw-Hill, New York, London, Toronto.
- UPTON, B. G. & WADSWORTH, W. J. (1972): Peridotitic and gabbroic rocks associated with the shield-forming lavas of Réunion. — Contr. Mineral. Petrol., 35, 139—158.
- WAGER, L. R. & MITCHELL, R. L. (1951): The distribution of trace elements during strong fractionation of basic magma — a further study of the Skaergaard intrusion, East Greenland. — Geochim. Cosmochim. Acta, 1, 129—208.
- WHITE, J. G. (1967): Ultrabasic rocks and the compositions of the upper mantle. — Earth. Planet. Sci. Letters, 3, 11—18.
- WOOD, B. J. & FRASER, D. G. (1977): Elementary thermodynamics for geologists. — 303 p.
- WYLLIE, P. J. (1967): Ultramafic and ultrabasic rocks. — In: WYLLIE, P. J., ed.: Ultramafic and related rocks, 464 p.
- WYLLIE, P. J. (1971): The dynamic earth: A textbook in geosciences. — 416 p., John Wiley & Sons Inc., New York, London, Sydney, Toronto.

Anschriften der Verfasser: Univ.-Prof. Dr. Johann Georg HADITSCH, Mariatroster Straße 193, A-8043 Graz, Dipl.-Geol. Detlev PETERSEN-KRAUSS, Institut für Geochemie, Lagerstättenkunde und Petrologie der Joh. Wolfgang v. Goethe-Universität, Senckenberganlage 28, D-6000 Frankfurt am Main & Dr. Yücel YAMAC, Klosterwiesgasse 37, A-8010 Graz.

Pegmatitische Rohstoffe im steirischen Anteil der Koralpe

Von Jürgen HÖNIG und Harro TIEDTKE

Mit 2 Beilagen

1. Einleitung

Im steirischen Anteil der Koralpe gibt es keine nennenswerten Vorkommen mineralischer Rohstoffe metallischer Provenienz, wenn man von den Eisenglimmer-vorkommen absieht. Diese sind Gegenstand eines eigenen Projektes.

Das Vorhandensein und die Verwendung von nichtmetallischen Rohstoffen wie Quarz, Feldspat und Glimmer ist durch eine bis ins 18. Jahrhundert rückverfolgbare Bergbautätigkeit belegt, jedoch stellten die letzten Abbaue auf Gangquarz Mitte der sechziger Jahre dieses Jahrhunderts ihren Betrieb ein. Schurfbaue auf Glimmer wurden in kleinerem Maßstab nur während des Zweiten Weltkrieges betrieben.

Ein neuerdings international stetig wachsendes Interesse an Gangquarzen zur Herstellung von hochwertigem Kieselglas (H. J. BLANKENBURG, 1978 et. al.), weiters positiv verlaufene Aufbereitungsversuche an weststeirischen pegmatitischen Gesteinen (H. J. STEINER, 1980) sowie eine Vielzahl sekundärer Uranmineralfunde in der Weststeiermark (G. WEISSENSTEINER, 1979 — dort umfangreiches Fund- und Literaturverzeichnis), ließen eine montangeologische Untersuchung der Koralpenpegmatite sinnvoll erscheinen.

2. Rohstoffträger

Als Rohstoffträger sind in jedem Fall grobkörnige Quarz-Feldspat-Gesteine anzusehen, für deren petrographisch-genetische Begriffsbestimmung bzw. Namensgebung die Begriffe Pegmatit bzw. Pegmatoid verwendet werden, allerdings von den jeweiligen Bearbeitern mit unterschiedlicher Genauigkeit. Eine genaue Definition ist jedoch für eine montangeologische Beurteilung der Industriemineralvorkommen von großer Bedeutung, da „eine Nutzbarmachung nur im Wege von Aufbereitungsverfahren erfolgen kann, die auf den jeweiligen Lagerstättencharakter gleichsam zugeschnitten ist“ (H. J. STEINER, 1980). Zutreffend ist dies für jene Pegmatoidvorkommen, wo Feldspat gegenüber Quarz und Glimmer dominant ist (s. Beil. 1). Wesentlich einfacher gewinn- und verwertbar sind jene Gangquarzvorkommen (s. Beil. 1—P1/P2), deren Erscheinungsbild (quergreifend — Salbandausbildung) eher Pegmatitcharakter aufweisen. Zum Zweck einer allgemein beschreibenden Charakteristik wurde folgende Unterscheidung getroffen:

Pegmatit: Wird die Bezeichnung für grob- bis riesenkörnige Gesteine angewandt, so ist in der Regel damit die genetische Vorstellung einer „magmatischen“ Entstehung verbunden.

Pegmatoide: Grobkörnige Quarz-Feldspat-Gesteine, als integrierender Bestandteil des Nebengesteins ansprechbar (HOMANN, 1962). Dabei ist eine rein magmatische Genese nicht nachweisbar.

Bei der von den Autoren ausgeführten Untersuchung „grobkörniger“ Quarz-Feldspat-Gesteine ergaben sich für die Industrieminerale Quarz, Feldspat und Glimmer sowie die Uranmineralisationen folgende Ergebnisse:

3. Quarz

Quarz zum Zweck der Glaserzeugung wurde ausschließlich aus quergreifenden Gangquarzvorkommen gewonnen, die in der Literatur als „nachpegmatitisch bis hydrothermal und jünger“ (H. HERITSCH, 1963) interpretiert werden. Im Süden der Koralpe (s. Beil. 1—P₁ bis P₃) wurde der Quarz in naheliegenden Glashütten verarbeitet. Quarz aus dem Norden der Koralpe (s. Beil. 1—P₄/P₇) wurde während der sechziger Jahre nach Deutschland, Italien und der Schweiz exportiert und dort zu Ferrosilizium weiterverarbeitet (J. EDER, 1961).

Feldbefund: Quergreifende Quarzgänge mit Mächtigkeiten bis zu zwei Meter treten meist in Scharen mit annähernd NNE-SSW-Streichen und \pm saigerem Fallen auf. Gut aufgeschlossen sind solche Quarzgänge auf Grund der Morphologie in Gipfel- und Kammgebieten der südlichen Koralpe (Beil. 1—P₁ bis P₃) sowie in der Gegend von Modriach (Beil. 1—P₄). Gemeinsam ist ihnen ein Quarzkern (ca. 90—95% der Mächtigkeit) mit einem Feldspatsalband. Der Quarz ist häufig milchig, seltener durchscheinend, glasklar nur am Fundpunkt P₂ Gradisch-Kogel. Auffälligster Nebengemengteil im Quarz ist neben Feldspat hauptsächlich Rutil. Jene bis zu fingerkuppengroße Rutilite sind in den nördlichen Quarzvorkommen wesentlich häufiger als in den südlichen zu beobachten.

Prospektion: Im Gegensatz zu den guten Aufschlußverhältnissen von Quarzgängen in Eklogit-Amphibolit (P₂) sind die Quarzgänge in den verschiedenen Glimmerschiefern schlecht aufgeschlossen. Quergreifende Gänge sind häufig nur durch Rollstücke belegt bzw. auch durch alte Pingenzüge angedeutet (P₁ bis P₄).

Um das Interpretationsrisiko möglichst klein zu halten, wurden geophysikalische Methoden angewandt, die erste Teilerfolge zeigten.

Magnetik: Innerhalb der Eklogite gut anwendbar. Die negativen Anomalien der Quarzgänge decken sich mit den im Gelände ermittelten Streichrichtungen.

Außerhalb des Eklogitbereiches, in aufschlußarmen Glimmerschiefern, nimmt die Deutlichkeit der Anomalien derart ab, daß eine eindeutige Interpretation der Daten nicht möglich war.

Geoelektrik: Widerstandsmessungen (Wenner-Anordnung, verschiedene Elektrodenabstände 5—10—20 m) ergaben über Quarzgängen unterschiedliche Ergebnisse. Eine Erhöhung des scheinbaren Widerstandes im Gangbereich ist in jedem Fall meßbar. Die Intensität der Erhöhung ist jedoch stark abhängig von der Durchfeuchtung sowie Klüftigkeit, so daß diese Methodik nur als Interpretationshilfe angesehen werden kann.

Satellitenbildauswertung: Diese bestätigte den Feldbefund insofern, als daß die nur sporadisch meßbaren NNE-SSW- bis NE-SW-Richtungen der Quarzgänge einem zusammenhängenden Störungssystem angehören.

4. Feldspat

Jener Feldspat, der bei der Gewinnung von Quarz aus Pegmatiten als Nebenprodukt anfiel, wurde hauptsächlich in den Glashütten als Flußmittel verwendet und nur zu geringem Teil an die Porzellanindustrie verkauft.

Ein einmaliger Versuch der Porzellanfabrik Frauenthal, Feldspat aus einem Pegmatoidvorkommen zu verarbeiten, wurde wegen mangelhafter Qualität kurzfristig wieder abgebrochen.

Feldbefund: Feldspat tritt als überwiegender Gemengteil neben Quarz, Glimmer und Turmalin ausschließlich in Pegmatoiden auf. Genetisch nicht eindeutig geklärt wird die Bildung dieser einerseits schmalen Lagen und Linsen, andererseits teils „massigen“ Körper, erstmals von BECK-MANAGETTA, 1949, einer venitischen Metamorphose zugeordnet. Für die durchgeführten Arbeiten von Bedeutung war obig erwähnter hoher Feldspatgehalt und die Konzentration größerer Kubaturen bei „massiger“ Form.

Als untersuchungshöfliches Gebiet erwies sich „Wöllmißberg“ (P6), „Blümelmühle“ (P5) und das Gebiet zwischen „Wild- und Laßnitzbach“ (P9).

Im Gebiet des Wöllmißberges (P6) konnten mittels geoelektrischer Widerstandsmessung einzelne Pegmatoidlinsen auskartiert und eine erhöhte Aussagesicherheit bezüglich Verbreitung und Abgrenzung der Pegmatoidkörper erzielt werden.

Eine mit einer Uranprospektion gleichzeitig durchgeführte Kartierung der Pegmatoidkörper zwischen „Wild- und Laßnitzbach“ (P9) ergaben für einzelne Körper Tonnagen um 100.000 t grobkörniges Quarz-Feldspat-Gestein, mit jedoch für einen Tagbau ungünstigen Abraumverhältnissen.

5. Glimmer

Für die steirische Seite der Koralpe gibt es Beschreibungen von Glimmerschürfen rund um Modriach (P4), westlich von Stainz (P8) und bei der Blümelmühle (P5). In den spärlichen Unterlagen über die hauptsächlich im Zweiten Weltkrieg betriebenen Schürfe wurde Glimmer stets in Verbindung mit Pegmatit erwähnt.

Der Feldbefund sowie sporadisches Haldenmaterial aufgelassener Schurfstollen (P4/P8) ergaben eine eindeutige Zuordnung der Glimmervorkommen zu den Pegmatoiden.

Anzumerken ist, daß für die untersuchten Gebiete ein übermäßig hoher Glimmergehalt der Böden charakteristisch ist, in den seltenen Aufschlüssen kleine Glimmerbücher von bis zu 6 cm Durchmesser und 2 cm Dicke gefunden werden konnten, daß jedoch zielführende Aussagen betreffend Quantität und Qualität nur mittels Schurfarbeiten möglich wären.

6. Zusammenfassung

6.1 Gangquarz

Soweit die bisherigen Untersuchungen ein Urteil erlauben, sind diese Vorkommen unter den gegenwärtigen wirtschaftlichen Bedingungen als nicht abbauwürdig anzusehen, da die geringe Mächtigkeit (max. 2 m) die Gewinnung größerer Kubaturen im Tagbau unmöglich macht. Chemische und technologische Untersuchungen können deshalb nicht empfohlen werden.

6.2 Feldspat

Eine Gewinnung von stückigem Feldspat aus den Pegmatoiden ist nicht denkbar, da der Verwachsungsgrad zu hoch ist. Geringe Mengen stückigen Feldspates aus den Salbändern der Quarzgänge wären nur im Zusammenhang mit dem Abbau der Quarzgänge vorstellbar, doch werden die letzteren selbst als unbauwürdig eingeschätzt.

6.3 Quarz-Feldspatkorn aus Pegmatoiden

Hiezu liegen positive Aufbereitungsversuche vor (H. J. STEINER, 1980). Gesteine entsprechender Zusammensetzung haben insbesondere im Gebiet Wöllmißberg, Blümelmühle und zwischen Wild- und Laßnitzbach größere Verbreitung, so daß mit beträchtlichen Kubaturen gerechnet werden kann. Angesichts der s-parallelen Anordnung der 10—20 m mächtigen Lager, ist bei tagbaumäßigem Abbau mit rasch zunehmender Überlagerung zu rechnen, so daß ein Abbau dieser Gesteine und ihre Aufbereitung in verkaufsfähiges Quarz- bzw. Feldspatkorn vom erzielbaren Verkaufserlös abhängt.

7. Uran

In den vergangenen 15 Jahren wurde eine Anzahl sekundärer Uranmineralfunde aus der Koralpe gemeldet. Die hauptsächlichen Fundpunkte lagen im Gebiet der mittleren Koralpe westlich von Deutschlandsberg. Die Funde wurden mittels UV-Licht gemacht und beschränken sich im wesentlichen auf Autunit, U-Glasopal etc.

Feldbefund: Eine Überprüfung der bekannten Fundpunkte zeigte, daß die Anordnung der Funde scheinbar der allgemeinen Streichrichtung parallel verläuft. In mühsamer Nachtprospektion konnte nachgewiesen werden, daß die Verbreitung der Fundpunkte eine flächenhafte ist, abhängig vom allgemeinen Aufschlußgrad sowie der aufgewendeten Suchintensität (siehe Beil. 2).

In einer kombinierten UV-Prospektion bei Nacht und Begehung der Fundpunkte bei Tag mit einem Szintillometer wurde der Versuch unternommen, sekundäre Uranmineralisationen direkt radiometrisch zu erfassen und mit dem bei einer großräumigen Begehung ermittelten Background zu korrelieren. Das Ergebnis muß als eindeutig negativ angesehen werden, da die durchschnittlichen Meßwerte zwischen ein- und zweifachem Background schwanken, was (siehe Beil. 2) durchaus dem allgemeinen Urangelalt derartiger hochmetamorpher Paragesteine entspricht. Wirtschaftlich interessante U-Anreicherungen können deshalb im untersuchten Bereich nicht erwartet werden.

Literatur

- BLANKENBURG, H. J. (1978): Quarzrohstoffe. — VEB-Verlag, Leipzig.
EDER, J. (1961): Ferrosilizium. — Weststeirische Zeitung Nr. 11, 18. März 1961, Voitsberg.
HERITSCHI, H. (1963): Exkursion in das Kristallin der Koralpe. — MNV 93, 178—198.
STEINER, H. J. (1980): Aufbereitung von Pegmatit. — Mitt. Abt. Geol. Paläont. Berg. Landesmus. Joanneum, H. 40, 83—85.
WEISSF. STEINER, G. (1979): Minerale der Koralpe. — Die Eisenblüte. Sdbd. 1/79, 47 Seiten, Graz.

Anschrift der Verfasser: Mag. Dr. mont. Jürgen HÖNIG, cand. mont. Harro TIEDTKE, Institut für Geologie und Lagerstättenlehre, Montanuniversität, A-8700 Leoben.

Geophysikalische Prospektion auf Graphit im Revier Hochadler bei St. Lorenzen im Paltental

Von H. J. MAURITSCH

Mit 2 Abb.

Einleitung

Südlich von St. Lorenzen bei Trieben im Paltental liegt das Untersuchungsgebiet, das dem 1872 an die St. Lorenzener Graphit-Gewerkschaft, Singsdorf bei Rottenmann verliehenen Hochadler-Grubenfeld entspricht. Da die vorliegenden Aufschlußverhältnisse keine direkte Kartierung des Graphitvorkommens gestatten, empfahl sich die Eigenpotentialmethode als raschestes und einfachstes geophysikalisches Verfahren zur Erkundung der oberflächennahen Ausdehnung des Vorkommens. Entlang von 7 Profilen und einigen Zwischenpunkten wurde das Gebiet gleichmäßig überdeckt und die graphitführenden Zonen auskartiert. Auf Grund der vorliegenden Ergebnisse soll darauf hingewiesen werden, daß eine Erweiterung der Untersuchungen nach SE sinnvoll erscheint.

Meßmethode

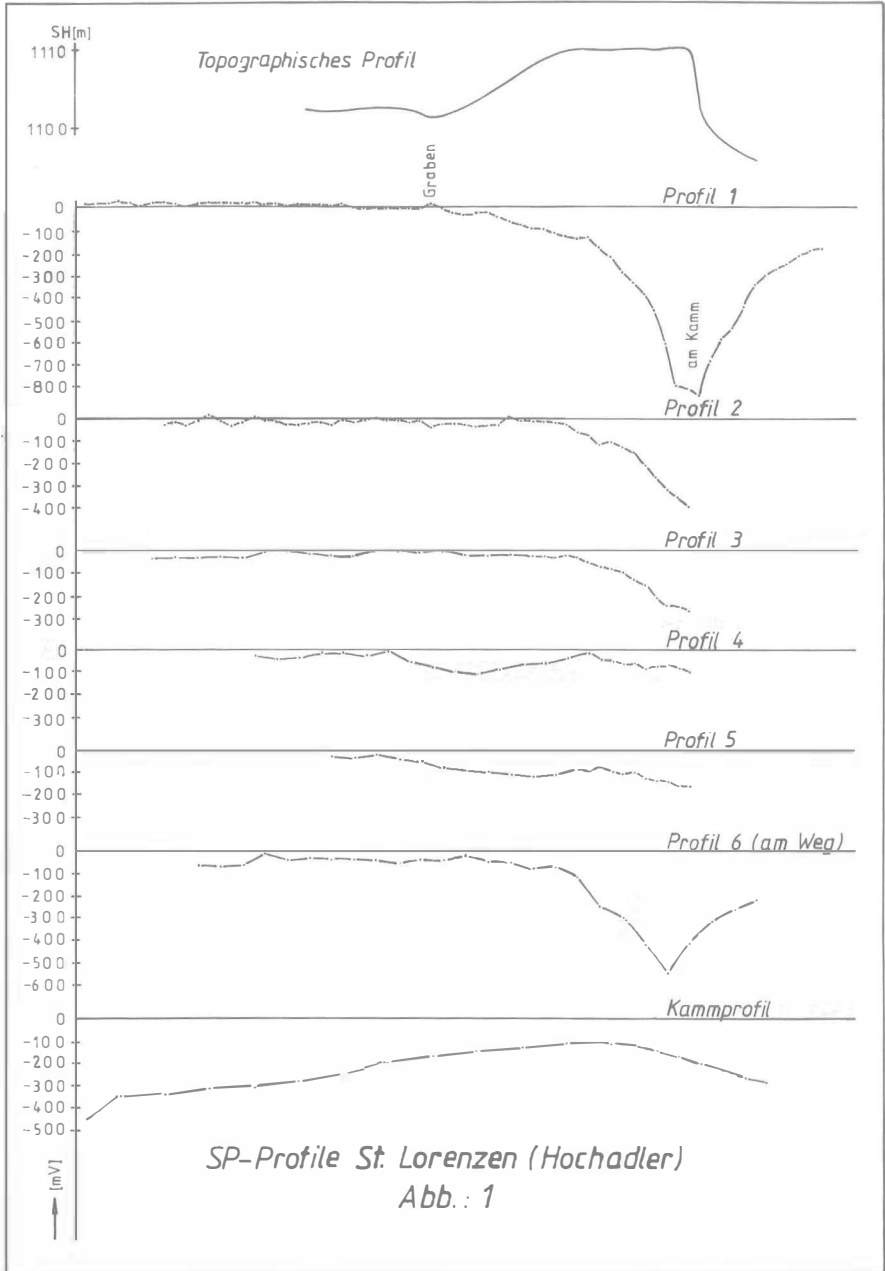
In der Umgebung von elektrischen Leitern, zu denen der Graphit gehört, treten, verursacht durch elektrochemische Effekte, Potentialfelder auf, deren Verteilung bzw. Amplitude Hinweise auf Lage und Reinheit des Graphitlagers geben. Für die Lage ist dabei die Form der Anomalie (symmetrisch, asymmetrisch) von ausschlaggebender Bedeutung. Die Amplitude der Anomalie gestattet einen Rückschluß auf die Reinheit des Graphits, wenn das Meßgebiet groß genug und die Möglichkeiten für in-situ-Messungen gegeben sind, sodaß eine Unterscheidung zwischen reinem Graphit und graphitführendem Schiefer erlaubt ist. Es muß im gegenständlichen Fall gleich vorweggenommen werden, daß dies auf Grund der verbrochenen alten Einbaue bzw. der engen Begrenzung des Untersuchungsgebietes nicht möglich war.

Meßgebiet

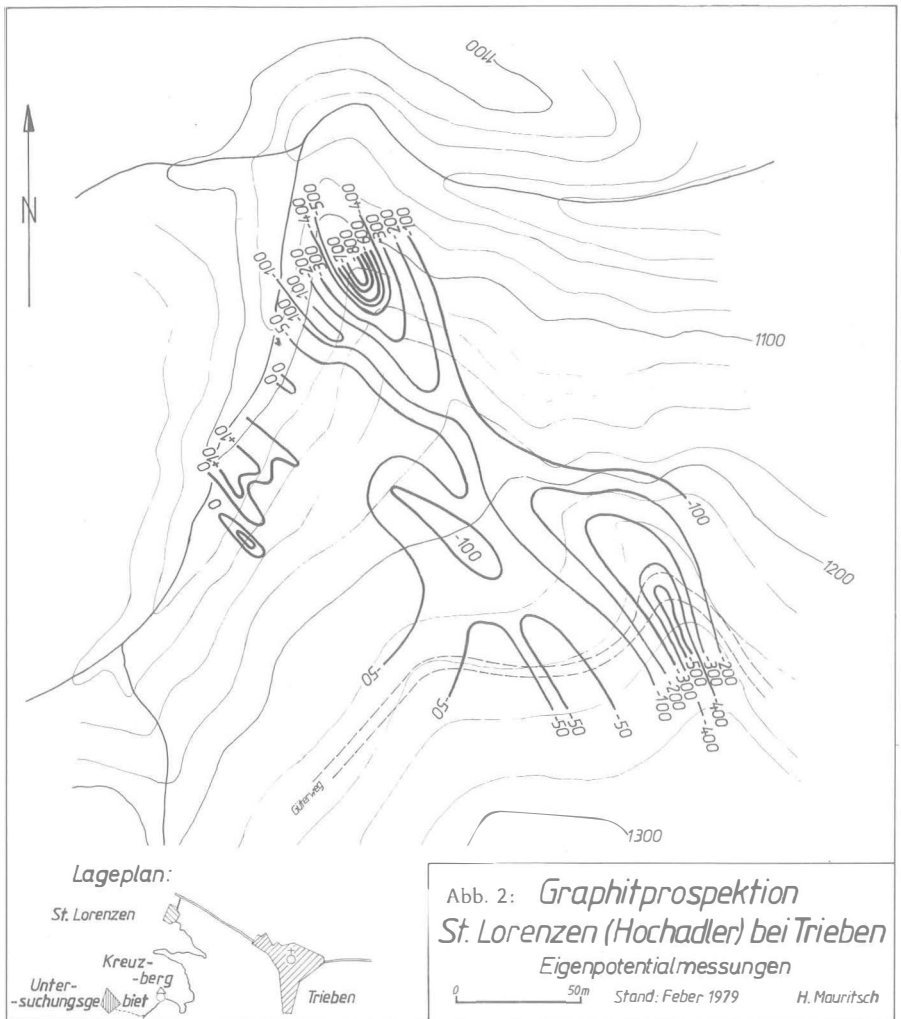
Das Untersuchungsgebiet liegt auf einem nach SW einfallenden Hang, dessen Morphologie durch eine nach SW einfallende Hartgesteinsrippe geprägt wird. Diese Rippe streicht SSE-NNW und stellte mit ihrem östlichen Abbruch die Begrenzung des Untersuchungsgebietes im E dar. Dadurch war die Möglichkeit gegeben, ungefähr hangparallele Profile zu messen. Im Bereich des NE-Abbruches konnten nur dort Meßwerte gewonnen werden, wo vorhandene Steige ein Begehen dieses Geländes ermöglichten.

Darstellung und Interpretation der Meßergebnisse

Die Meßergebnisse wurden in Profil- bzw. Isanomalendarstellung gezeichnet und sollen im einzelnen diskutiert werden. Wie man aus Abbildung 1 ersehen kann, wurden die Profile so dargestellt, daß sie mit dem topographischen Profil lagerichtig



vergleichbar sind. Profil 1 wurde dabei im Bereich des verbrochenen Schurfstollens in ungefähr 1050 m Seehöhe angelegt und nach SW bis in den Bereich des ersten Quergrabens gemessen. Es ist eindeutig festzustellen, daß die höchste Amplitude der Anomalie mit Werten von über -800 mV direkt am Kamm im Bereich des Steilabbruches liegt. Diese Lage deckt sich exakt mit den vorhandenen Aufschlüssen bzw. Halden und Schurfstollenbereichen. Ausgehend von diesem Profil 1 wurde der Hang bis zum Güterweg (Profil 6) gleichmäßig mit 5 Profilen überdeckt, woraus man ersehen kann, daß die hohe Amplitude im Bereich des Kammes kontinuierlich nach S abnimmt und im Profil 4 nicht mehr gefunden werden konnte. Der nächste Hinweis auf ein weiteres Graphitvorkommen konnte am Profil 6 gefunden werden, wo direkt in der Kurve am Güterweg (Abzweigung des Steiges im Kammbereich) Amplituden bis über -500 mV gemessen wurden. Diese Indikation liegt in gleicher Position zur



Hartgesteinsrippe wie die Anomalie in Profil 1 und 2, woraus man den Schluß ziehen kann, daß eine Weiterverfolgung der Indikationen nach SSE sinnvoll erscheint.

In Abbildung 2 wurden die einzelnen Profilwerte flächenmäßig dargestellt und die Linien gleicher Potentialdifferenz gezeichnet. Wie aus dem Vergleich Topographie — SP-Anomalie klar zu ersehen ist, ergibt sich nur im Bereich des Abbruches, also immer am Kammhöchsten, das Maximum der Anomalie. Daraus kann der Schluß gezogen werden, daß das Vorkommen aus relativ kleinen einzelnen Linsen besteht, die dem Hartgesteinskörper ein- bzw. auflagern. Die enge Begrenzung des Anomaliebereiches von -600 bis -800 mV läßt den Schluß zu, daß der Bereich hoher Kohlenstoffführung, d. h. hoher Reinheit des Graphites, sehr geringmächtig ist. Die symmetrische Form der Anomalie weist darauf hin, daß die Linse im Ausstrichbereich ungefähr saiger steht und da ein Durchsetzen des Gesteinskörpers durch den Graphit ausgeschlossen werden kann, ergibt sich auch keine nennenswerte Erstreckung im Einfallen der Rippe. Die geringfügige Verbreiterung der beiden Anomaliebereiche nach W scheint lediglich die Folge des dort geschütteten und langsam talwärts kriechenden Haldenmaterials zu sein. Ein Hinweis auf eine bestimmte, von SCHARFE (1979) erwähnte Möglichkeit der Lagerstättenbildung konnte nicht erbracht werden, wozu das Meßgebiet auch zu klein zu sein scheint.

Zusammenfassung

Zusammenfassend kann festgestellt werden, daß mit Hilfe der Eigenpotentialmethode eine Kartierung der Ausstrichlinie der im Revier Hochadler bei Trieben vorhandenen Graphitlinsen möglich ist. Die aufgefundenen Graphitlinsen verfügen über eine geringe Mächtigkeit sowie über eine nur über einige 10er m gehende streichende Erstreckung. Eine Korrelation zwischen Geologie, Topographie und geophysikalischem Ergebnis war sehr gut möglich.

Anschrift des Verfassers: Univ.-Prof. Dipl.-Ing. Dr. H. J. MAURITSCH, Institut für Geophysik der Montanuniversität, A-8700 Leoben.

Vorbericht über die Talklagerstätten des Liesingtales

Von Karl METZ

Mit 2 Abb.

Der hier vorgelegte Bericht hat den Zweck einer Sammlung der bisherigen Kenntnisse über die Talklagerstätten des Liesingtales im Bereich von Mautern und Kammern, wobei grundlegende geologische sowie lagerstättenkundliche Erfahrungen im Vordergrund der Erörterungen stehen.

Die folgende Übersicht soll als Grundlage für die weiteren Arbeiten dienen und erscheint sinnvoll, weil geologische wie auch die Lagerstätten selbst betreffende Einzelkenntnisse zumeist unpubliziert und bisher unzugänglich geblieben sind.

Ausgangsbasis für die folgende Darstellung ist außer den geologischen Karten eine Arbeit über die Geologie des Mauterner Lagerstättenfeldes (K. METZ, Berg-Hüttenm. Monatshefte, 94, H 7, 1949). Die Schlußfolgerungen dieser Arbeit sind zumindest in ihren Beziehungen zu den Talklagerstätten im wesentlichen richtig. Doch können wir heute durch spätere Arbeiten in den Grubenfeldern von Mautern noch wesentliche und für das allgemeine Verständnis wichtige Ergänzungen ins Treffen führen.

Dazu kommen für diesen Anteil des Liesingtales Neuerkenntnisse, die aus einer konsequenten magnetischen Erforschung erwachsen. Diese führen über die Talkinteressen hinausgehend auch zu Überlegungen hinsichtlich von Graphitvorkommen (z. B. Kammern) und im Bau des Jungtertiärbeckens von Trofaiach auch zu Überlegungen hinsichtlich seiner Kohleführung.

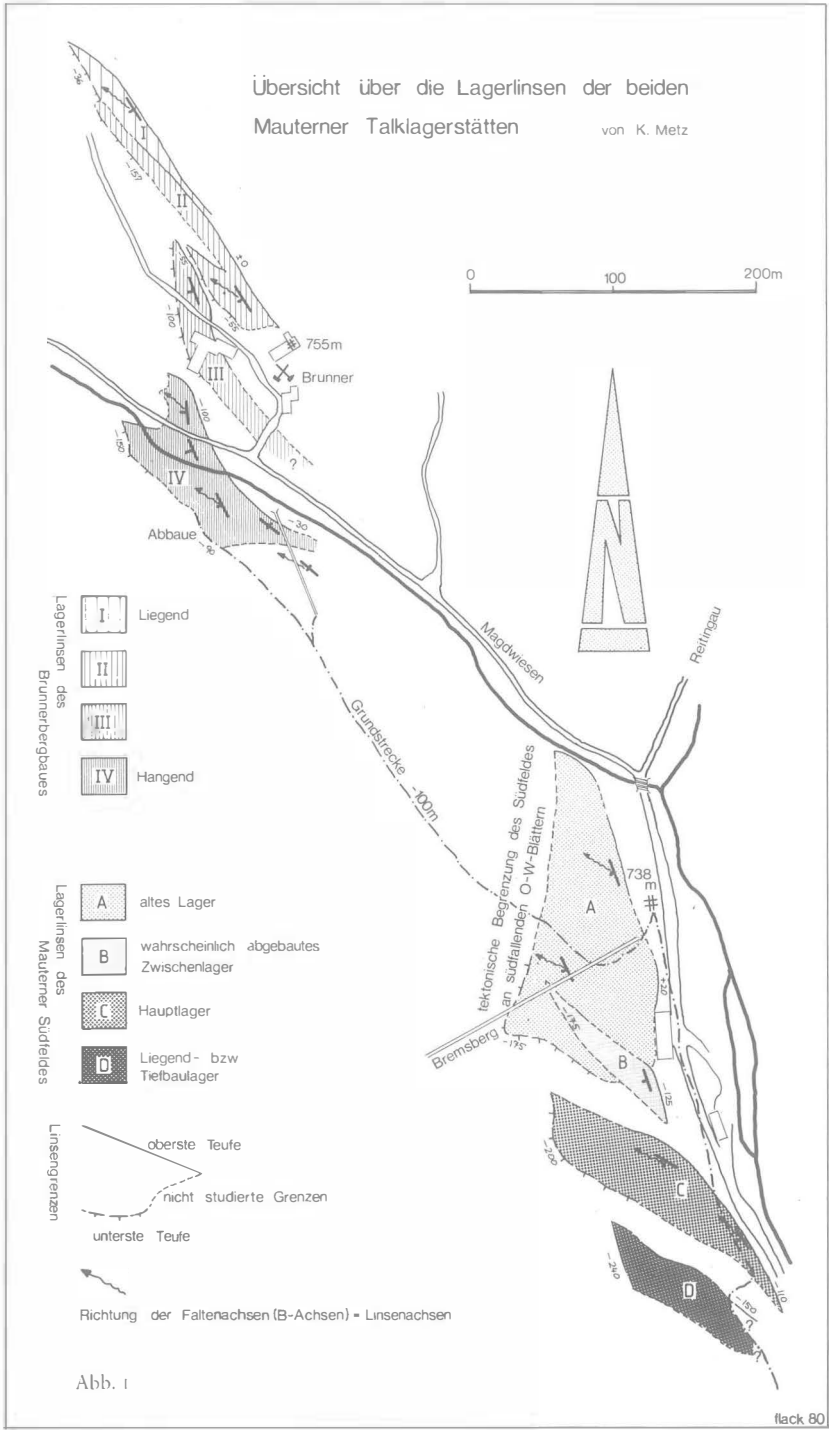
1979 durchgeführte geologische Neubeggehungen in diesem Raume und allerjüngste magnetische und geoelektrische Messungen des Geophysikalischen Institutes, Prof. WEBER, Leoben, scheinen wegweisend für weitere Untersuchungen zu sein.

Ausgangspunkt der folgenden Erörterungen soll die Talklagerstätte der Kommune Mautern sein:

A. Die geologische Position und der Bau der Lagerstätte Mautern

1) Die Lagerstätte wurde in ein Südfeld und ein Nordfeld gegliedert, wobei die Grenze der Felder durch die quer zum Gesteinsstreichen liegende Achse Schacht/Bremsberg gegeben war. Das grundsätzliche Einfallen des Gesteinsprofils ist steil bis mittelsteil nach SW bis WSW. Das bei dieser Einfallrichtung liegende und für die Lagerstätte wichtigste Profilstück ist aus graphitischen Schiefen bestehendes Karbon, welches einerseits dunkle Bänderkalke und, mit grünlichen Schiefen zusammengehend, helle feinkristalline Kalke in wechselnder Mächtigkeit führt.

Übersicht über die Lagerlinsen der beiden
Mauterner Talklagerstätten von K. Metz



Letztere sind vielfach in grobspätige Dolomite und Magnesit umgewandelt und waren in diesem Zustand jeweils die Anzeiger für eine gute Abbaufähigkeit des Talklagers. Die Mächtigkeit der karbonischen Schichtfolge war stets bedeutenden Schwankungen unterworfen, was auf tektonische Einflüsse zurückzuführen ist, die sich erst nach der Talkbildung ereignet haben, wie die Aufschlüsse in der Grube eindeutig erwiesen. Zu erwähnen ist in diesem Zusammenhang, daß in den Zonen starker tektonischer Durchbewegung auch die schwarzen Graphitschiefer eine bedeutende Anreicherung an C aufweisen.

Das Normalprofil der Mauterner Lagerstätte dürfte von Ost nach West, also vom Liegenden in das Hangende, die Folge Kalk-, Talklager, beide mit Graphitschieferlagen, gewesen sein. Das Hangende, westlich davon, ist allgemein ein harter, grauer Serizitschiefer bis Serizitquarzit.

Diese Regelfolge ist nun allerdings im Bereich des Karbons sehr bedeutend gestört, so daß das Talklager heute in unregelmäßig geformte Lagerlinsen zerlegt ist, deren Aufsuchung bis zur Auflösung der sehr komplizierten Tektonik bedeutende Kosten verursachte.

Neben annähernd Nord/Süd streichenden, steilen Zerscherungen mit unterschiedlichen Verschiebungsrichtungen sind im gesamten Lagerstättenbereich auch Ost/West streichende Bewegungsflächen besonders wichtig. Diese fallen meist flach nach Süden ein, sind jedoch keine Abschiebungsflächen gegen Süden, sondern führten zu Verflachungen und Zerreißen des Lagers mit generell gegen SW gerichteten Bewegungen. Dabei kam es zu gegenseitigen Verschiebungen der nun voneinander getrennten Lagerteile, so daß diese nun kulissenartig gegeneinander verschoben vorliegen. (Siehe dazu Abb. 1.) Wo die flach südfallenden Scherflächen das Talklager durchschnitten, wurde dieses teilweise in die Bewegungsflächen eingeschleppt, so daß der Talk nun unter Erscheinungen größter Verquetschung diskordant zwischen den steil einfallenden übrigen Gesteinen zu liegen kam, um schließlich auszukeilen. Diese sekundären und flachliegenden, diskordanten Talklinsen folgen überall einer Längsachse, die mit rund 30 Grad gegen Südost absinkt.

Das Studium älterer Grubenkarten und der anfangs der fünfziger Jahre im Nordfeld des Mauterner Bergbaues offenen Strecken erlaubte auch hier eine klare Übersicht über diesen tektonischen Bau und bildete schließlich auch die Grundlage für die Aufschließung und Weiterführung des Nordfeldes und dessen Fortsetzung zum nördlich anschließenden „Brunnerbau“.

2) Prinzipiell stellen die Lagerlinsen des Brunnerbergbaues die direkte Streichend-Fortsetzung des Mauterner Bergbaues (A 1) dar. Es war schon 1951 bekannt, daß die Tiefbaue des Brunnerbaues ihre südliche Feldesgrenze gegen den Mauterner Bergbau bereits erreicht hatten, während damals im Mauterner Nordfeld nur Abbaue oberhalb der Grundstrecke (–100m) umgingen. Erst nach 1951 kam man durch den Vortrieb dieser Grundstrecke von Süden her in den Grenzbereich des schon stillgelegten Brunnerbaues. Schon bei diesem Vortrieb ergab sich, daß die aus dem Südfeld her bekannten Ost-/Westblätter mit Südfallen auch im Norden reichlich vorhanden waren. Außerdem waren im Grenzbereich zunehmend mittelsteil nach Nordwest einfallende Scherzonen spürbar, an denen im Verein mit den Ost-/Westblättern außerordentlich starke und turbulente Abweichungen der Normallagerung der Gesteine auftraten.

An der Grenze selbst wurde schließlich der „Alte Mann“ des Brunnerbaues angefahren, wobei es neben einem Wassereinbruch auch zu einer Methangas-Explosion kam. Dies war insofern unerwartet, als sich der Vortrieb noch innerhalb

der Mauterner Feldesgrenze befand und im „Alten Mann“ auch reichlich Abbaustrecken gefunden wurden.

Die geologische Bearbeitung dieses Grenzgebietes ergab, daß hier eine bedeutende Störungszone vorliegt, die allerdings damals infolge zu geringer Aufschlüsse nicht voll erfaßt werden konnte. Wichtig war jedoch die Feststellung, daß unter dem Magdwiesental eine Lagerlinse vom Norden her abgebaut worden war, wobei die südlichsten Restabbau von Mautern her mit der neuen Grundstrecke (–100m) angefahren wurden. Aus alten Grubenplänen ergab sich, daß diese Lagerlinse etwa 160m im Streichen lang war, etwa 60m senkrechte Teufe erreichte, und daß die Längsachse der Lagerlinse voll der Hauptfaltenachse mit einem Gefälle nach Nordwest entspricht.

Damit und mit den Ergebnissen von Studien in den nach 1950 noch zugänglichen Strecken im alten Brunnerbau war der Beweis erbracht, daß

- a) beide Talkbergbaue entlang des Magdwiesentales einander genetisch voll entsprechen und
- b) innerhalb ihrer bekannten Erstreckung den gleichen tektonischen Baugesetzen folgen und daher unmittelbar miteinander vergleichbar sind.

3) Auf der Basis der zuvor skizzierten Kenntnisse der Lagerstätte wurde 1951/52 ein konkretes **Such- und Aufschließungsprogramm** ausgearbeitet, wobei neben einer seismischen Detailuntersuchung auch ein Bohrprogramm durchgeführt wurde.

Ein solches Programm für kurz- und langfristige Untersuchungen und Aufschließungen in Hoffungsgebieten war dringend notwendig geworden, da wohl auch unter dem Druck forciert Förderung während des Krieges bei Vernachlässigung von Aufschließungen die Grube schon 1946 vor einer bedenklichen Situation stand.

Die 1951 angelaufenen Arbeiten führten auch zu Ergebnissen im Nord- wie auch im Südfeld, die genug Substanz für eine Weiterführung der Grube erbrachten.

Über diese letzte Betriebsperiode fehlen mir Daten. Einzelne Abbaue erstreckten sich angeblich bis in –240m Teufe. Hohe Aufschließungs- und Bewetterungskosten und lt. Erzählungen auch das Überwiegen grauer Talksorten machten jedoch eine Weiterführung der Arbeiten unrentabel.

Ein Überblick über die seit den frühen Zwanziger Jahren erfolgten geregelten und intensiven Abbauarbeiten bis 1965 ergibt folgenden Eindruck: Eine Wiederaufnahme des Bergbaues könnte sich nur auf Vorräte im Tiefbau beziehen, da in geringer Teufe höchstens noch einige Restabbau zu erwarten sind. Die für die Lagerstätte selbst maßgeblichen geologischen Verhältnisse, die in der letzten Betriebsperiode des Tiefbaues angetroffen worden waren, sind mir unbekannt. Sie sind jedoch sicher sehr problematisch, wie im später folgenden Abschnitt „Tektonische Übersicht“ noch zu zeigen sein wird.

Ich halte daher den Gedanken einer Wiederaufnahme von Arbeiten im Bereich der alten *Mauterner Lagerstätte* für falsch.

Für den *Brunnerbergbau* ergibt sich infolge seiner Typengleichheit mit Mautern und der damals schon erreichten Teufe unter offensichtlich verständnisvoller Führung ein gleiches Urteil.

B. Die Fortsetzung der Magdwies-Lagerstätten südlich der Liesing

Die geologische Position sowie der Typus der *Lagerstätte Rannach* südlich der Liesing zwischen Mautern und Kammern entspricht durchaus der von Mautern. Doch bereiten sich hier tektonische Veränderungen vor, die zum Verständnis des gesamten Komplexes der Talklagerstätten dieses Raumes in größerem Rahmen behandelt werden müssen.

1) Tektonische Übersicht (dazu Übersichtsskizze, Abb. 2)

Auf der Südflanke des Liesingtales ist zunächst die ehemals abgebaute *Lagerstätte Rannach* zu nennen, die in ihrer Lage im Gesamtprofil wie auch in der Gesteinsfolge und in ihrem Typus den Magdwies-Lagerstätten voll entspricht. Dazwischen liegt jedoch das Liesingtal, wo Bruchzonen zwischen zwei durchaus verschiedenen tektonischen Einheiten durchziehen. Von Ostnordost streicht das System der Südrandstörungen des Trofaiacher Tertiärbeckens bei Seiz an die Liesing heran. Bei Kammern endet, von Norden her streichend, abrupt die mächtige Masse der Reitingkalke, die hier tief eingesenkt sind und die Liesing nicht überschreiten.

Südlich der Liesing gehorcht das ganze System der tieferen Grauwackendecke einem Westnordwest-Streichen, dem auch eine gewaltige und steile Überschiebungsbahn folgt. Letztere erreicht das Liesingtal südlich von Mautern und zieht geradlinig westwärts weiter.

Die nördlich des Liesingtales um die N-S-Richtung streichenden Einheiten (Reitingkalke und ihre Basisschiefer und westlich anschließende Grauwackenzüge) werden an den genannten Störungszonen unvermittelt abgeschnitten, ebenso auch die vom Norden herstreichende „Radmerstörung“.

Die eigentümliche Querlage der Reitingmasse gegenüber dem NW gerichteten Normalstreichen der Grauwackenzone entstammt einer gegen Süden bis Kammern reichenden Absenkung im Verein mit einer Westschubtendenz, bei der die westlich folgenden Grauwackenzüge teils überschoben oder heftig eingeklemmt wurden.

Für die Magdwies-Lagerstätten ergeben sich durch diese Mechanik der tektonischen Bewegungen folgende Konsequenzen:

2) Folgerungen für die Lagerstätten

1. Die *Magdwies-Lagerstätten* (Mautern und Brunnerbau) erhielten durch die gegen West und Südwest gerichtete Überschiebung ihre enggepreßten Strukturen und ihr überaus steiles Einfallen, welches durch Unterschiebung gegen West gerichtet ist. Der Tiefgang dieser einklemmenden Unterschiebung ist unbekannt, beträgt aber mehr als 240 m unter das Talniveau. Daher sind alle Erwägungen einer Weiterführung der Tiefbaue im Mauterner Südfeld überaus problematisch. Dazu kommt, daß abgesehen von einer Unterteufung des verbauten Geländes auch in der Tiefe des Liesingtales die Zerreißung der Lagerstätte durch die genannten Störungen zu erwarten ist.

2. Aus der zur Zeit noch unvollkommenen Analyse der Tektonik im Nordbereich der *Brunnerbau-Lagerstätte* ergeben sich Indikationen dafür, daß hier der Tiefgang der abbauwürdigen Lagerstätte abnimmt. Dies ergibt sich aus der Beobachtung, daß hier im Norden die Differenz der Saigerteufe zwischen dem stark abgesenkten Reitingblock und dem Westblock im Bereich der Radmerstörung schon bedeutend abnimmt, und daß südlich des Magdwiesseck auch ein generelles Nordwest-Streichen beider tektonischen Blöcke Platz nimmt.

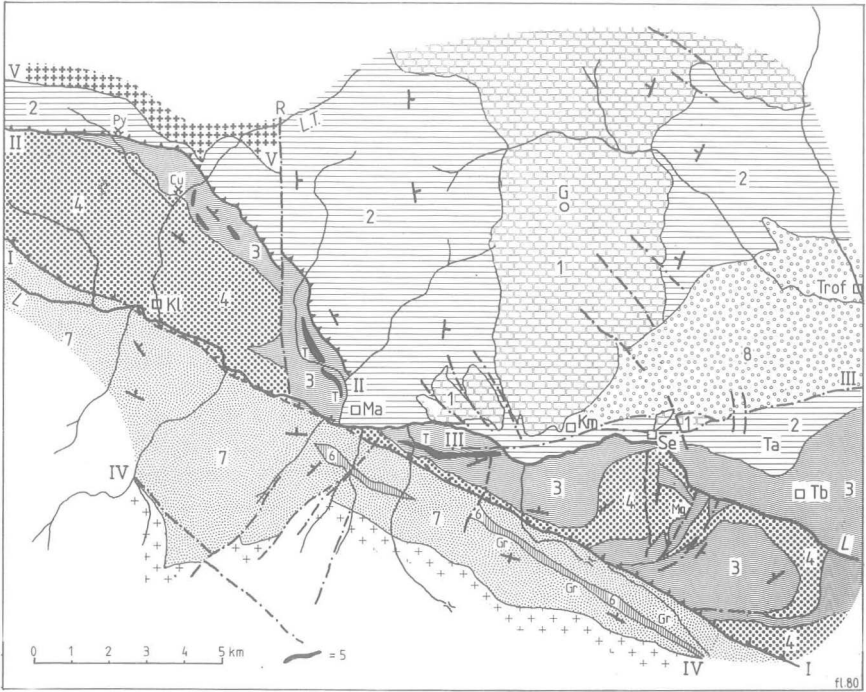


Abb. 2: Tektonische Übersicht.

Ortsnamen:

G: Gößeck
 L. T.: Lange Teichen
 Kl: Kalwang
 Km: Kammern
 L: Liesingbach

Ma: Mautern
 Se: Seiz
 Ta: Tannkogel
 Tb: Traboch
 Trof: Trofaiach

Geologische Einheiten:

- 1 Scholle der Reitingkalke
- 2 Altpaläozoische Schiefer in der Basis von 1
- 3 Höhermetamorphe Phyllite
- 4 Karbon mit Kalkzügen
- 5 Talkführendes Karbon in 3 (schwach)
- 6 Graphitführendes Karbon (Kaisersberg/Wurmalpe)
- 7 Rannachserie
- 8 Jungtertiär des Trofaiacher Beckens

Tektonische Grenzlinien:

- I Tektonische Grenze der Grauwackenzone über dem Seckauer Kristallin mit Rannachserie (7). Das Graphit-Karbon (6) ist tektonisch in 7 eingefaltet.
 - II Überschiebung der Reitingmasse (1 und 2) von Osten her über 3 und 4. Die Radmerstörung (R) ist dazu sekundärer Effekt.
 - III Fortsetzung der Trofaiachlinie als südlicher Randbruch des Tertiärbeckens.
 - IV Z. T. tektonische Nordgrenze der Seckauer Gneise.
 - V Südgrenze des Blasseneck-Porphyroids, an R abgeschnitten.
- Strich-Punkt-Strichlinien: Bruchstörungen.

Rohstoffvorkommen:

Cu, Py: Kiesvererzung Kalwang
 T: Talklager
 Mg: Magnesit-Aufschluß
 Gr: Graphit

3. Die *Lagerstätte Rannach* südlich der Liesing muß, wie schon dargestellt, als tektonisch abgerissen von den Magdwies-Lagerstätten betrachtet werden. Ihr Streichen ist südlich der Liesing schon nahe der Ost-West-Richtung, das Einfallen ist mittelsteil nach Norden, und schon zwischen Kammern und Seiz schwenkt dieses Streichen in einem flachen, nach Nord konkaven Bogen gegen Ostnordost um (Abb. 2). Auf der Nordseite der Liesing kommt hier das Trofaiacher Jungtertiär bis zum Tal herab, d. h., daß die Tiefabsenkung des Trofaiacher Beckens an deren Südrandstörung hier den Karbonzug mit dem Talk der Rannach abschneidet und in die Tiefe versenkt. Damit ist auch hier die Hoffnung auf ein Weiterstreichen des Talklagers in wirtschaftlicher Position kaum berechtigt.

Der ehemalige Serizit-(Leuchtenbergit-)Abbau knapp 2 km weiter im Osten ging in den höher metamorphen, serizitischen Phylliten um. Er ging bis etwa 45 m unter die Talsole. Bemerkenswert sind hier mehrere Nordwestbrüche und Stauchungen, die auf einen Nordwestschub hindeuten.

Ein kleiner Magnesitaufschluß südwestlich von Timmersdorf dürfte belanglos sein (K. METZ, Jb. Geol. B. A., Wien, 1938).

4. Östlich von St. Michael liegt im Westgehänge des *Jassinggrabens* ein während des Krieges abgebautes Talk-/Magnesitvorkommen. Dieses könnte infolge des in der hiesigen Grauwackenzone herrschenden Großlinsenbaues als ein Äquivalent zu den bisher besprochenen Lagerstätten aufgefaßt werden. Dafür spräche auch die Typenähnlichkeit.

Das Vorkommen ist heute ausgebaut, ging jedoch nicht in die Tiefe. Es fehlen auch entsprechende Untersuchungen sowohl westlich wie östlich des Jassinggrabens, wo im mit Wald verwachsenen Gelände ebenfalls Magnesit gefunden wurde.

C. Vorschläge für weitere Untersuchungen

Die Aussichten für Erfolge weiterer Bearbeitungen im Rahmen der schon bestehenden alten Gruben im Magdwiestal und Rannach südlich der Liesing wurden schon im Zusammenhang mit deren Einzelbehandlung dargelegt.

Es ergaben sich jedoch durch Untersuchungen in weiterem Bereich einige Hinweise für die Möglichkeit weiterer Talkfunde in der nordwestlichen Fortsetzung des *Brunnerbergbaues*.

Die Gesteinsserie, in welcher das talkführende Karbon der Magdwies-Lagerstätten eingeschuppt ist, besteht aus höher metamorphen Phylliten und glimmerquarzitischen Gesteinen, die gelegentlich auch kleine Granate und Biotit führen. Diese Gesteine können jedoch nicht dem Permoskyth der Rannachserie zugezählt werden. Diese Serie setzt sich südlich des Magdwieseck, also schon westlich der Radmerstörung, nach Nordwest fort, überschreitet im Bereich der alten Cu-Lagerstätte die „*Lange Teichen*“ nördlich von *Kalwang* und setzt sich von hier gegen Westnordwest fort.

In diesem Gesteinszug fand ich bei meiner Kartierung des Blattes *Kalwang* auch im Bereich des Hohen Gemeindegels (P 1545) sowohl Aufschlüsse karbonischer schwarzer Schiefer wie auch Schollen heller Marmore, wie sie auch nördlich von Mautern vorkommen. Aus einer Marmorprobe dieses Zuges, etwa Südwest von P 1545, erhielt ich von Herrn Markscheider DRAXL in dankenswerterweise eine schon mit Glimmern angereicherte Probe. Diese ergab im Röntgen-Diffraktometer gegenüber anderen Hellglimmern jedoch nur einen sehr geringen Talkgehalt. Das Vorkommen entspricht wahrscheinlich dem schon erwähnten „Serizit“-Abbau südlich der Liesing.

Infolge der schlechten Aufschlüsse liegt hier jedoch keine detaillierte Kartierung vor, doch weisen die erwähnten Funde auf ein, wenn vielleicht auch unterbrochenes Weiterstreichen des talkführenden Karbons der Magdwiesen hin.

Ein weiterer Punkt, der bei unserer jetzigen Fragestellung an Bedeutung gewinnt, ist die Tatsache, daß die alte *Kalwanger Cu-Lagerstätte* im gleichen Zug höher metamorpher Gesteine liegt, wie auch das talkführende Karbon. Daß hier ein Zusammenhang beider Lagerstätten vorliegt, ist aus folgenden Gründen wahrscheinlich:

- a) Noch vor der endgültigen Schließung der Kalwanger Gruben erhielt ich die Nachricht, daß sich im Streichen der Kiesvererzung gelegentlich auch Talk befand, der aber damals nicht beachtet wurde.
- b) So wie ein Knick im Streichen dieses Gesteinszuges zwischen Rannach und Magdwiesen auftritt, so liegt ein solcher Knick auch unmittelbar nördlich der Talgabel von Langer und Kurzer Teichen, also genau im Bereich der Kieslagerstätte (siehe Abb. 2).
- c) Die besonders starke tektonische Beanspruchung der Gesteine ist in beiden Knickgebieten die gleiche, und es kam in beiden auch zu jüngerer Rekrystallisation. Dies zeigen in Mautern posttektonisch gewachsene Talkkristalle und unverletzte Karbonatrhomboeder und im Kalwanger Erz eine deutliche posttektonische Rekrystallisation. Im vererzten Nebengestein erscheinen dort Granat, Diopsid, Enstatit (?), Oligoklas, Aktinolith, Biotit, Chlorit, Kalzit (K. METZ, Verh. G. B. A., Wien, Berichte 1949).

Diese Erscheinungen sprechen zumindest für eine gleichartige Beeinflussung beider Lagerstättengruppen in jungtektonischer Zeit.

Für die weitere Bearbeitung dieser Zusammenhänge schlage ich daher folgende Schritte vor:

1. Zunächst eine vom Nordende des alten Brunnerbaues ausgehende und möglichst auf die Problematik ausgerichtete Detailkartierung des zuvor besprochenen Gesteinskomplexes bis in das Gebiet des Westendes der Kalwanger Vererzung in der Kurzen Teichen (etwa P 942).
2. Die Ergebnisse dieser Kartierung und allenfalls gefundene Indikationen für talkführendes Karbon mögen die Grundlage für die aufwendigeren folgenden geophysikalischen (magnetischen und geoelektrischen) Untersuchungen sein.

Anschrift des Verfassers: em. o. Univ.-Prof. Dr. Karl METZ, Grillparzerstraße 32, A-8010 Graz.

**Geophysikalische, geologische und
lagerstättenkundliche Studien in der Rannachserie
des Liesingtales, Stmk.
Bericht zu Projekt P 29
der Steiermärkischen Landesregierung
(„Schwerminerale Rannachserie — Wald“)**

Von K. METZ

Mit 2 Abb.

Entstehung und Zielsetzung des Projektes:

Die im Rahmen des Institutes für angewandte Geophysik in Leoben (Prof. Dr. F. WEBER) in den letzten Jahren im unteren Liesingtal bis etwa Mautern durchgeführten Messungen der magnetischen Vertikalintensität ergaben in dem der Rannachserie zugehörten Gesteinszug südlich des Liesingtales zunächst unverständlich hohe Anomalien, die lokal an die von Serpentiniten heranreichen.

Da die Quarzite, Quarzkonglomerate, Serizitschiefer dieser Serie offenbar nur wenig lagenweise feinverteilten Magnetit, limonitisierten Pyrit und nur selten an Quarzknuern gebundenen Hämatit führen, schienen sie als Ursache der häufigen hohen Störwerte von 600 bis 1000 nT zu gering zu sein.

Die Anomalien liegen als schmale, langgestreckte Streifen genau im Streichen der fast senkrechten bis steil Nord fallenden Schichten und stehen in scharfem Gegensatz zu den schwach negativen Störwerten der südlich anschließenden Seckauer Gneise. Auch die im Norden folgenden Gesteinszüge der Grauwackenzone mit basischen Grüngesteinen ergeben nur geringere Werte und eine andere Formung der Anomalien.

Weiterhin ergibt sich aus der Tektonik des Raumes kein Anhaltspunkt für die Existenz von Gesteinen mit hoher Suszeptibilität unter dem Zug der Rannachserie. Somit können die hohen Störwerte nur auf diese selbst bezogen werden.

Infolge der bestehenden Unsicherheit und da in der Rannachserie auch Kleinvorkommen noch nicht näher bearbeiteter Kupfererze weit verbreitet sind, erhielten wir die Möglichkeit einer Fortführung der Untersuchungen, wobei außer den geophysikalischen Messungen auch detaillierte geologische Feldarbeit durchgeführt wurde.

Diese Arbeiten nahmen im Raum *südlich Unterwald und Liesingau* ihren Ausgang und führten schließlich zum Anschluß an die Messungen des unteren Liesingtales. Im Gegensatz zum Bereich östlich von Mautern liegt die Rannachserie im westlichen Gebiet auffallend flach über den Seckauer Gneisen und beherrscht das Bergland südlich der Liesing bis zu 8 km Breite. Bei gleichem Gesteinsbestand ergaben sich auch hier gleichhohe positive Anomalien in unregelmäßiger Verteilung und Formung.

Einen Überblick über die Situation ergeben die Kärtchen Abb. 1 und 2.

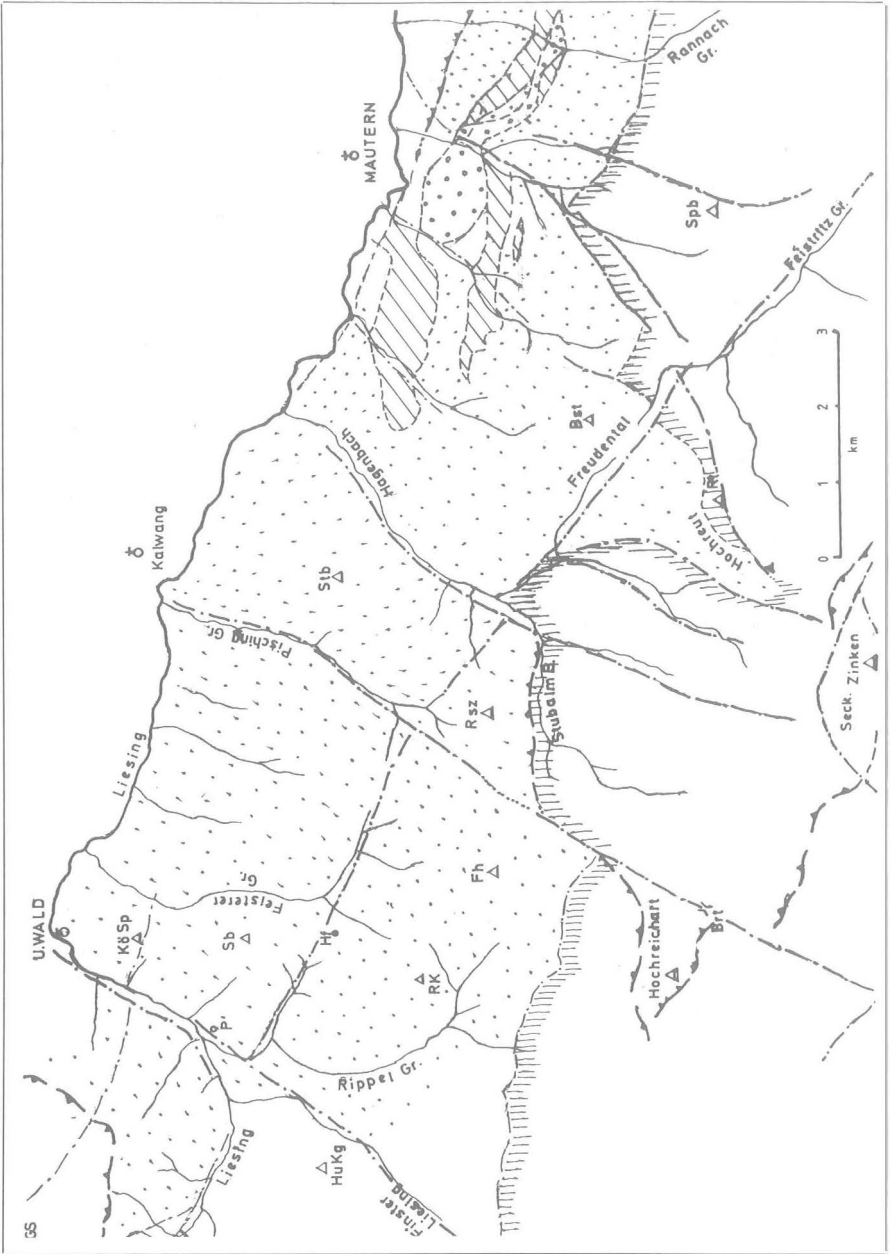





Abb. 1: Geologische Übersicht der Rannachserie zwischen Unterwald und Mautern.

- | | | | | | |
|-----------|-----------------|---|----------------|---|-----------------|
| — — — — — | Bruchstörungen |  | Rannachserie |  | Nordgrenze der |
| —▲—▲—▲—▲— | Überschiebungen |  | Leimser Gneise | | Seckauer Gneise |
-
- | | | | |
|---------------------|--------------------|------------------------|------------------|
| GS - Walder Schober | Hf - Hanfensattel | Brt - Brandstätter Th. | Spb - Speikbühel |
| HuKg - Huberkogel | Sb - Sonnberg | Rsz - Roßschwanz | |
| P - Postl | KöSp - Kögler Sp. | Stb - Seitnerberg | |
| RK - Rabenkoppe | Fh - Feistererhorn | Bst - Bremstein | |

1. Die **Metamorphose** der Gesteine der Rannachserie im Bereich des Liesingtales ist durchaus phyllitisch, mit vorwiegend Serizit und verhältnismäßig wenig Chlorit. Biotit fehlt vollkommen.

Die mechanische Durchbewegung der Gesteine ist lagenweise sehr unterschiedlich und kann auch innerhalb eines einzigen Profiles stark schwanken, was offenbar nicht allein auf Unterschiede in der mechanischen Kompetenz einzelner Lagen zurückgeht, sondern auch durch stärkere Beanspruchung an tektonischen Gleitbahnen gegenüber noch zusammenhängenden Schichtgruppen entstand. Keinesfalls kam es zur völligen Umscherung größerer Gesteinskörper, wie dies zumeist in altpaläozoischen Phylliten der Fall ist.

In der Rannachserie wechseln Gefügebilder, die von gut erhaltenen planparallelen echten Schichtflächen bis zu isoklinalen Verfaltungen und linsigen Auflösungen des alten Schichtbestandes reichen.

Jünger ist eine postkristalline Zerbrechung, schwächere Faltung und Bruchbildung. Beide Typen sind im behandelten Gebiet für die Lösung der Fragen von entscheidender Wichtigkeit. Aus dem großregionalen Überblick ergab sich die Feststellung, daß die Rannachserie schon im Perm mit diskordanter Transgression über den verschiedenen Gneistypen der Seckauer Tauern abgelagert wurde. Diese Überlagerung mußte über einem tektonischen Relief, welches in Absenkung begriffen war, erfolgt sein. Es gibt zahlreiche Argumente dafür, daß die erste tektonische Verformung der Rannachserie gemeinsam mit den Basisgneisen schon gegen Ende des Perm erfolgte und daß das heutige Bild erst im alpidischen Zyklus geschaffen wurde. Diese Feststellung scheint deswegen wichtig zu sein, da schon im Zuge der Sedimentation der Rannachgesteine an deren Basis Erzkonzentrationen erfolgten, welche also dem Einfluß aller späteren tektonischen Ereignisse unterlagen.

Im Süden dürfte im Aufstieg zum *Schöneben-Thörl* die ursprüngliche Transgression der Rannach-Sedimente über den Gneisen noch einigermaßen gut erhalten geblieben sein (dunkle Schiefer mit Cu-Vererzung). Darüber baut sich in der *Rippelmauer* ein ca. 200 m mächtiges Profil mit reichlich Konglomeraten, Karbonat führenden Quarziten und dunkelgrauen Serizitschiefern als Zwischenlagen auf. Letztere führen lokal reichlich Magnetit und gelegentlich Malachitimpregnationen.

Die auf den Magnetit ausgerichteten Gesteinsuntersuchungen zeigten eindeutig vom Kleinbereich eines Handstückes bis in den Großbereich überschaubarer Gesteinslagen eine überaus starke Schwankung der Magnetitgehalte. Dies gilt für die hellen (meist magnetitarmen) Quarzite, wie auch für die dunkleren Serizitquarzit-schiefer, die lokal immerhin auf Gehalte von 2% kommen.

In den meisten Fällen liegen die Gehalte unter 1,6%, wobei der Magnetit fast immer mehr als 50—60% der Gesamt-Schwermineralfraktion repräsentiert. Bei Magnetitgehalt unter 1% sinkt auch der Gehalt an sonstigen (silikatischen) Schwermineralen drastisch ab.

Im Profil der *Rippelmauer* mit zahlreichen magnetitreichen Einschaltungen ergaben die magnetischen Feldmessungen ein kleinräumiges Maximum von + 632 nT (Abb. 2). In den annähernd gleichen Schichtlagen des *Hanfensattels* mit schon im Gelände ersichtlichen magnetitreichen Einschaltungen blieben dagegen höhere Anomalien völlig aus.

Da uns solche Beispiele im Walder Arbeitsbereich mehrfach vorliegen, müssen wir zunächst die Frage der Beziehung oberflächennaher Gesteinsprofile mit Magnetit zu den extrem hohen kleinräumigen Anomalien noch als ungelöst betrachten. Es kam daher von seiten der Geophysiker (Dr. Ing. Ch. SCHMID, Leoben) der

Diskussionsvorschlag, als Test eine Detailmagnetik an einem ausgesuchten und gut erschlossenen Gesteinsprofil durchzuführen.

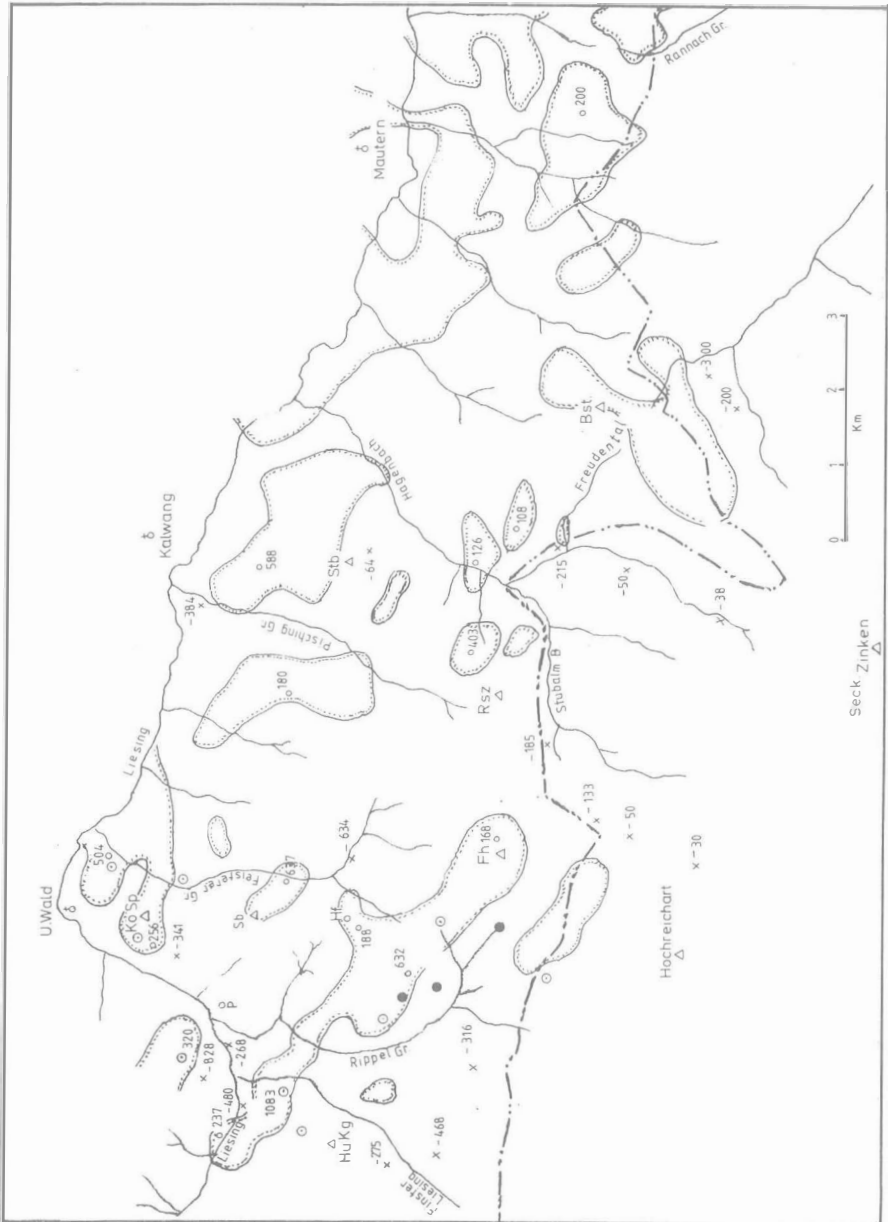




Abb. 2: Unterwald-Mautern, Cu-Indikationen u. Magnetische Anomalien.

- | | | | |
|--------------------|---|--|---------------------------|
| Cu - Indikationen: |  | Umräumung magnetisch positiver Areale | o500 positive Extremwerte |
| ● anstehend | | | x - negative Extremwerte |
| ○ Rollstücke | | | |
| |  | Obertägig sichtbare N-Grenze der Seckauer Gneise | |

2. Die Frage von **Cu-Vorkommen in der Rannachserie** wurde in den letzten Jahren durch wiederholte Funde von Malachit-Imprägnationen in Gesteinen dieser Serie, in erster Linie durch den Fund reichlicher Kupfer- und Uran(Autunit)-Imprägnation durch E. ERKAN (1977) ober der *Rippelmauer* südlich von *Unterwald* in den Vordergrund gerückt.

Schon seit langer Zeit sind Cu-Schürfe nördlich der Graphitlagerstätte *Kaisersberg* ob Leoben aus Quarziten der Rannachserie bekannt (K. A. REDLICH) und im Zuge der nunmehr beschriebenen Arbeiten gelang auch die Auffindung weiterer anstehender Funde in der Nähe der von ERKAN gefundenen Vorkommen.

Wie von E. ERKAN wohl zu Recht angeführt wurde, handelt es sich offenbar um sedimentäre Anreicherungen, die durch lokal günstige basische Ausfällungsbedingungen in den tiefsten Anteilen der Rannachserie über den Gneisen entstanden sind. Zeitlich gehören sie demnach in das Perm, also in die Transgressionsphase der Rannachsedimente über einem variszischen Gneisrelief. Dies bedeutet, daß wir es keinesfalls mit einer gleichartig großflächigen Vererzung zu tun haben können, sondern mit lokalen Anreicherungen in jeweils für die Ausfällung geeigneten flachen, marinen Transgressionsbecken.

Wie schon ausgeführt, unterlag dieser ganze Gesteinskomplex in späterer Zeit mehrfach sehr bedeutsamen tektonischen Veränderungen, die neben ihrer mechanischen Umgestaltung auch mit einer Epimetamorphose verbunden waren. In späteren Zeiten kam es zu Bruchbildungen, die mit Sicherheit Höhenverstellungen mit sich gebracht haben, wobei auch die alte Gneisbasis selbst betroffen wurde.

Auch die allenfalls vorhandenen Lagerstätten mußten in der Tiefe bei diesen Vorgängen mechanisch wie auch chemisch Veränderungen unterworfen gewesen sein. Damit ergeben sich die Probleme dieses Lagerstättentyps, die wie überall in den inneralpinen Regionen durchaus mehrschichtig sind.

Im Zuge der neuen Untersuchungen der hier behandelten Gebiete ergaben sich ebenso wie in weiteren Gebieten der Rannachserie, die 1980 im Rahmen des Schwerpunktprogrammes der Steirischen Landesregierung bearbeitet wurden, neue Funde von Cu-Indikationen, die offenbar lokal angereichert sind. Damit ergibt sich, daß der hier beschriebene Lagerstättentyp in den Basisanteilen der Rannachserie eine weite Verbreitung hat.

Wir wissen jedoch noch nichts über Anreicherungszone oder Ausfälle oder über die jeweiligen Tiefenlagen solcher Cu- bzw. U-Anreicherungen. Hier spielen für eine Abklärung vor allem tektonische Ursachen verschiedener Art (Überschiebungen, Bruchtektonik etc.) eine entscheidende Rolle.

Da in dieser Hinsicht die zuvor behandelten Gebiete bereits optimal untersucht sind, sollen deren Ergebnisse im folgenden Abschnitt kurz dargestellt werden.

Zusätzlich ist beabsichtigt, geophysikalische, kombinierte Untersuchungen in ausgesuchten Arealen durchzuführen, um Anhaltspunkte für weitere Methoden gezielter Prospektion zu gewinnen.

3. Die unter der Allgewalt deckentheoretischer Erwägungen laufenden Untersuchungen des ostalpinen Baues haben leider die bedeutsamen Vertikal-Veränderungen **junger Bruch-Tektonik** unterschätzt und dadurch wertvolle Informationen unter den Tisch fallen lassen.

Dies wurde nicht nur aus den Ergebnissen der eingangs zitierten Arbeit (K. METZ et al. 1980), etwa im Beispiel des unter Tertiär versunkenen Kraubather Serpentinits klar, sondern ergibt sich nun auch aus der kombinierten geophysikalisch-geologischen Zusammenarbeit im hier behandelten Arbeitsgebiet.

Abb. 1 zeigt eindeutig eine Dominanz von Nordnordost bis Nordost orientierten Querbrüchen, während im bearbeiteten Bereich die Nordwestrichtung in den Hintergrund tritt. Beide Systeme sind jedoch im weiteren Umgebungsbereich der Seckauer und Wölzer Tauern weit verbreitet, wo ihre Natur weitgehend geklärt ist (K. METZ 1978).

Für beide Systeme dürften schon alte tektonische Lineamente maßgeblich sein, die in jüngerer alpidischer Zeit reaktiviert worden sind. Mehrfache Erzvorkommen, vor allem in streichenden Bruchzonen sprechen dafür, daß sie schon während der alpidischen Hauptphasen in Tätigkeit waren. Möglicherweise zählt auch die schwache Cu-Vererzung in den Klüften des Hirschkarlgrates am Hochreichart dazu (K. METZ 1940, 172).

Der westlichste NNE-Bruch unseres Arbeitsgebietes hat vom obersten *Liesing-* und *Finsterliesingtal* seine klare Fortsetzung, die über das Liesingthörl in die obere Ingering und von hier über das Gaalthörl in die obere Gaal führt, wo er sich mit anderen Brüchen vereinigt.

Der nächstöstliche Parallelbruch führt aus dem *Pischinggraben* in das Quellgebiet des *Stubalmbaches* und über das *Brandstätterthörl* (knapp östlich des Hochreichart) direkt in das Ingeringtal. Nur rund 2 km östlich davon führt aus dem *Vorwitzgraben* im Süden ein durch Einzelstörungen markiertes NNE-Bruchsystem westlich am *Seckauer Zinken* vorbei in den Hagenbachgraben.

Östlich des *Hagenbachgrabens* beginnt nun eine bis SSW in den Seckauer Hauptkamm reichende Zone, die sich sowohl geologisch wie geomagnetisch klar vom Westteil der hier bearbeiteten Zone wie auch vom Abschnitt der Rannachserie östlich von *Mautern* unterscheidet. Dies wurde schon in unserer Veröffentlichung 1980, S. 250, 251 kurz skizziert. Die nunmehr vorliegenden Daten ermöglichen eine weitere Klärung. Zunächst ist aus der beiliegenden Kartenskizze ein sehr schmaler gegen SW weisender Keil von der Rannachserie zu sehen, der bis an den Gipfelauflaufbau des *Seckauer Zinken (Hochreut)* reicht und durch positive Anomalien auch magnetisch gut markiert ist. Diesen positiven Anomalien stehen auf der SE-Grenze des Keiles gegen sehr saure und glimmerarme Gneise unmittelbar extrem tiefe, bis -300 nT reichende Werte gegenüber. Die geologischen Beobachtungen ergeben hier eine steil stehende Nordgrenze des Kristallins, die mit Nordoststreichen parallel zum Quellgebiet des *Feistritzbaches* verläuft und gegen Nordost den Anschluß an das Störungsbündel findet, welches über *Alpsteiger* direkt südlich *Mautern* in das Liesingtal streicht. Die tief zerschnittenen Hänge dieses letzteren Abschnittes sind der morphologische Ausdruck dieser Bruchzone.

Der zuvor genannte Keil der Rannachserie wird im Norden durch die Nordwest streichende Störung des *Freudentales* von seiner nördlichen Fortsetzung abgeschnitten, die zwischen *Hagenbach* und *Mautern* außer der Rannachserie auch die Leimser Gneise enthält.

Wie die geologische Übersichtsskizze zeigt, haben wir es hier mit einem tief bis in den Hauptkamm der Seckauer Tauern reichenden tektonischen Einschnitt zu tun. Dies findet seinen Ausdruck auch an der Nordgrenze der Gneise, wo an der *Pischingtal-Brandstätterthörl-Störung* die Gneise des Hochreichart gegen Nordost um rund 2 km bis zum *Stubalmbach* vorspringen, bis sie an der Ostseite des *Gotstalkessels* völlig abgeschnitten werden.

Die zweite Staffel gegen Nordost vorspringender Gneise liegt weiter östlich an der zuvor beschriebenen Nordost-Störung, wo wieder die Hochreichartgneise gegen Osten den Zug *Alpsteigkoppe—Speikbühel—Kraubatheck* bilden.

Der hier beschriebene Abschnitt reicht im Osten mit seinem komplizierten Bau bis zum *Rannachgraben*. Östlich davon beginnt bis St. Michael das steile bis fast senkrechte Einfallen der Rannachserie, welches im Detail 1980 schon beschrieben wurde.

Auffallend ist nun auch im Zwischenstück zwischen *Hagenbach* und *Rannachgraben*, daß die Rannachserie nur vergleichsweise geringe magnetische Anomalien aufweist. Dies dürfte auf die reichlichen Einschaltungen der magnetisch indifferenten Leimser Gneise zurückzuführen sein, die über sich nur eine verhältnismäßig dünne Haut von Rannachgesteinen tragen. Sie gehören überdies in das tektonische Hangende der Hochreichart-, Kraubatheckgneise.

Dies bedeutet, daß in dem allseitig tektonisch umgrenzten und nach Süden auskeilenden Zwischenstück diese Gneise besonders im Nordteil tief versenkt sind.

Die Klärung dieser unerwarteten Tektonik ergab sich erst aus den Detailstudien der Bruchzonen in Zusammenhang mit Bestätigungen und wichtigen Ergänzungen der Aufnahmegeologie durch die Geomagnetik.

Die Kenntnis des Baues dieser Zone ist wertvoll für die Ergebnisse des behandelten Projektes. Die regionalgeologische Bedeutung wird anderwärtig zu behandeln sein.

Ergebnisse:

a) Die hohen Anomalien der Rannachserie sind allgemein an einen unregelmäßig in den Profilen verteilten Magnetit gebunden. Dieser tritt vorwiegend in den tieferen, permischen Anteilen der Rannachserie und hier vor allem in den dunklen Varietäten der an Serizit reichen Zwischenlagen zwischen den massigeren Quarzithorizonten auf. Die Rannachkonglomerate sind manchmal arm, oft aber auch frei von Magnetit.

Nur sporadisch an Quarzknuern gebundener Hämatit (? Ilmenit?) ist magnetisch i. a. unbedeutend.

b) Ein unmittelbarer, ursächlicher Zusammenhang der magnetischen Anomalien mit der in den tieferen Anteilen der Rannachserie auftretenden Kupfervererzung besteht nicht.

c) Der Kupfervererzung wurde aus zwei Gründen besondere Aufmerksamkeit gewidmet: Aus Einzelfunden im Laufe der letzten Jahre ergab sich eine weite Verbreitung in der Rannachserie, und weiterhin liegt der Fund von Cu-Erzen in Verbindung mit Uran im Südteil des hier behandelten Gebietes (E. ERKAN, 1977) vor. Alle bisherigen Funde des Anstehenden entstammen den tiefsten Schichtanteilen der Rannachserie über den Seckauer Gneisen (0 bis etwa 200 m). Das Vorkommen von Uran ist insofern verständlich, als Scintillometer-Erkundungen fast überall in der Rannachserie gegenüber allen Gesteinen des Kristallins und der Grauwackenzone zumindest erhöhte Background-Werte geliefert haben.

Aus der Schichtgebundenheit solcher Konzentrationen ergab sich die Notwendigkeit einer genauen Analyse der Lagerungsverhältnisse, da die Tief- oder Hochlage des Gneisuntergrundes unter der Rannachserie auch einen Anhaltspunkt für die Tief- oder Hochlage der Cu-Vererzung ergeben konnte.

d) Das Studium der jungen Bruchtektonik südlich von Unterwald hat ergeben, daß auch die Gneisbasis unter der Rannachserie ein starkes Relief aufweisen muß und daß bei allgemeinem Nordfallen der Gesteine die Absenkung der Basisgneise nicht in einer einfachen nordwärts abfallenden Fläche erfolgen konnte. Daß die junge Bruchtektonik hier entscheidend mitspielte, zeigen die in Abb. 2 dargestellten Teilergebnisse. Für den als „Zwischenstück“ benannten Bereich östlich des Hagenbachtals bis zur Bruchzone südlich von Mautern ergibt sich die Wahrscheinlichkeit, daß hier allfällige Cu-Erze tief versenkt sind, während im

Kammgebiet südöstlich von *Unterwald* (*Köglerspitze—Sonnberg*) überraschend hohe Anomalien auf eine Gneisschwelle im Untergrund und damit auf eine Hochlage Cu-führender Rannachschichten hinweisen. Zahlreiche Malachitfunde im Hangschutt dieses Gebietes bestärken diese Auffassung und veranlassen weitere geophysikalische Untersuchungen.

Die beigegebene Kartenskizze zeigt die Existenz hoher positiver Anomalien im Bereich von *Rippelmauer—Rabenkoppe*. Dies wird als eine besondere Hochlage magnetitreicher Basisschichten der Rannachserie interpretiert. Hier liegen auch die von E. ERKAN gefundenen Cu- und U-Vorkommen in den Basisanteilen der Rannachserie und dabei auch zahlreiche Malachitfunde im Hangschutt.

Westlich davon, im Nordkamm des *Huberkogels* und dessen nördlicher Fortsetzung zeigen sich ähnliche Beziehungen zwischen magnetischen Hochwerten und vielfältigen Malachitfunden.

e) Damit scheinen *mittelbare* Hinweise von Zusammenhängen hoher magnetischer Empfindlichkeit tiefliegender Schichten der Rannachserie mit Cu- (und U-) Konzentrationen gegeben zu sein, die als Grundlage für weitere Prospektion auf diesen Lagerstättentyp anzusehen sind.

Ergänzend sei darauf hingewiesen, daß auch 1980 im Zusammenhang mit Arbeiten des Schwerpunktprogrammes der Steiermärkischen Landesregierung neue Indikationen auf Cu-Vorkommen in der Rannachserie gefunden wurden. Sie liegen wesentlich weiter im WNW der hier behandelten Gebiete und dokumentieren die weitverbreitete geochemische Eigenart permoskythischer Sedimente auch für die Rannachserie und deren Äquivalente im weitgespannten alpinen Rahmen.

Die Prospektion auf Lagerstätten des hier genannten Typus erscheint demnach geboten zu sein.

Schriftenverzeichnis

- ERKAN, E.: Uran und Gips führendes Permoskyth der östlichen Ostalpen. — Jb. Geol. B.-A., 120, 343—400, Wien 1977.
- METZ, K.: Die Geologie der Grauwackenzone von Mautern bis Trieben. — Mitt. Rst. Bodenf., 1, 161—220, Wien 1940.
- METZ, K.: Die stratigraphische und tektonische Baugeschichte der steirischen Grauwackenzone. — Mitt. geol. Ges. Wien, 44, 1—84, Wien 1953.
- METZ, K.: Geologische Karte 1 : 50.000, Kalwang-Oberzeiring. — Geol. B.-A. Wien 1967.
- METZ, K.: Bruchsysteme und Westbewegungen in den östlichen Zentralalpen. — Mitt. österr. geol. Ges., 69, 27—47, Wien 1978.
- METZ, K., SCHMID, Ch., SCHMÖLLER, R., STRÖBI, E., WALACH, G. & WEBER, F.: Geophysikalische Untersuchungen im Gebiet Sectaler Alpen—Niedere Tauern—Eisenerzer Alpen. — Mitt. österr. geol. Ges., 71/72, 213—259, Wien 1980.
- REDLICH, K. A.: Eine Kupferkieslagerstätte im Hartlgraben bei Kaiserberg in Steiermark. — Österr. Z. f. Berg- und Hüttenw., 50. Jg., 1902, Leoben 1904.

Anschrift des Verfassers: em. o. Univ.-Prof. Dr. Karl METZ, Institut für Geologie und Paläontologie, Universität Graz, Heinrichstraße 26, A-8010 Graz.

Das Eisenglimmervorkommen bei Pack/Stmk. – Zwischenbericht 1980

Von W. POHL, W. SIEGL & M. VINZENZ

Mit 6 Abb., 1 Taf. und 1 Tab.

Zusammenfassung

Das Eisenglimmervorkommen bei Pack/Stmk. liegt in hochmetamorphem Kristallin der Koralpe, in einer Serie von Glimmerschiefern und -gneisen mit untergeordneten Linsen und Lagen von Amphibolit. Die Eisenvererzung liegt im südfallenden Nordschenkel einer großen Synform, im hangenden Teil eines geringmächtigen Marmorhorizontes, welcher von Quarzit überlagert ist.

Das Erz besteht aus Hämatit, Siderit, Pyrit und in den Hämatit eingelagertem Magnetit. Es wird von eisenreichen Chloriten und Karbonaten begleitet. In Anschliffen sind nur richtungslose Wachstumsgefüge sichtbar, eine Einregelung ins metamorphe *s* ist nicht vorhanden. Die Erzminerale bilden die Matrix einer Brekzie aus Karbonaten und Quarzit.

Spurenelementanalysen von Erz- und Nebengesteinsproben ergaben keine Hinweise auf wirtschaftlich interessante Nebenmetalle. Sie erlauben bisher auch keine eindeutige Aussage zur Genese. Schließlich war es auch nicht möglich, ein „Pfadfinderelement“ für eine effektive geochemische Prospektion dieses Erztyps aufzufinden.

Messungen der magnetischen Totalintensität entlang von vier Profilen quer zum Streichen der Gesteine ergaben eine deutliche Anomalie über dem Erzausbiß, welche lateral über 300 m nachgewiesen wurde. Dies weist auf eine bedeutende Streichenderstreckung des Erzhorizontes hin.

Die Ergebnisse der Arbeiten im Jahre 1980 erfordern eine Erweiterung vor allem durch ausgedehntere magnetische und andere geophysikalische Messungen.

Eine weitere Untersuchung der Genese (und Metamorphose?) des Erzes wird die Gültigkeit des z. Zt. verfolgten Arbeitsmodelles einer syngenetisch-hydrothermalen Entstehung beurteilen lassen.

Davon hängt nicht zuletzt die Wahl und Auslegung weiterer Prospektionsmethoden ab.

Einleitung

Das Eisenglimmervorkommen Pack/Stmk. liegt etwa 10 km in der nordöstlichen Fortsetzung des Bergbaubezirkes Waldenstein/Ktn. (Abb. 1). Es gehört damit zu jener Gruppe von karbonatischen und oxydischen Eisenvererzungen, welche in einer Vielzahl kleinster und kleiner Lager sowie einzelner bedeutender Vorkommen vor allem über Waldenstein bis in den Raum Hüttenberg verbreitet ist. Dieser Eisenerzdistrikt ist offenbar an eine bestimmte lithostratigraphische Einheit des Koralm-Saualm-Kristallins gebunden, die insbesondere durch ihre Marmorführung neben Gneis, Glimmerschiefer, Quarzit und Amphibolit charakterisiert werden kann. Infolge dieser Bindung an einen definierbaren Horizont ist eine allen Vorkommen gemeinsame Genese sehr wahrscheinlich.

Die wirtschaftliche Bedeutung des Eisenglimmerbergbaues Waldenstein läßt den Rohstoff Eisenglimmer besonders interessant erscheinen. Aus diesem Grunde wurde im Jahr 1980 aus Mitteln der Steiermärkischen Landesregierung eine Untersuchung

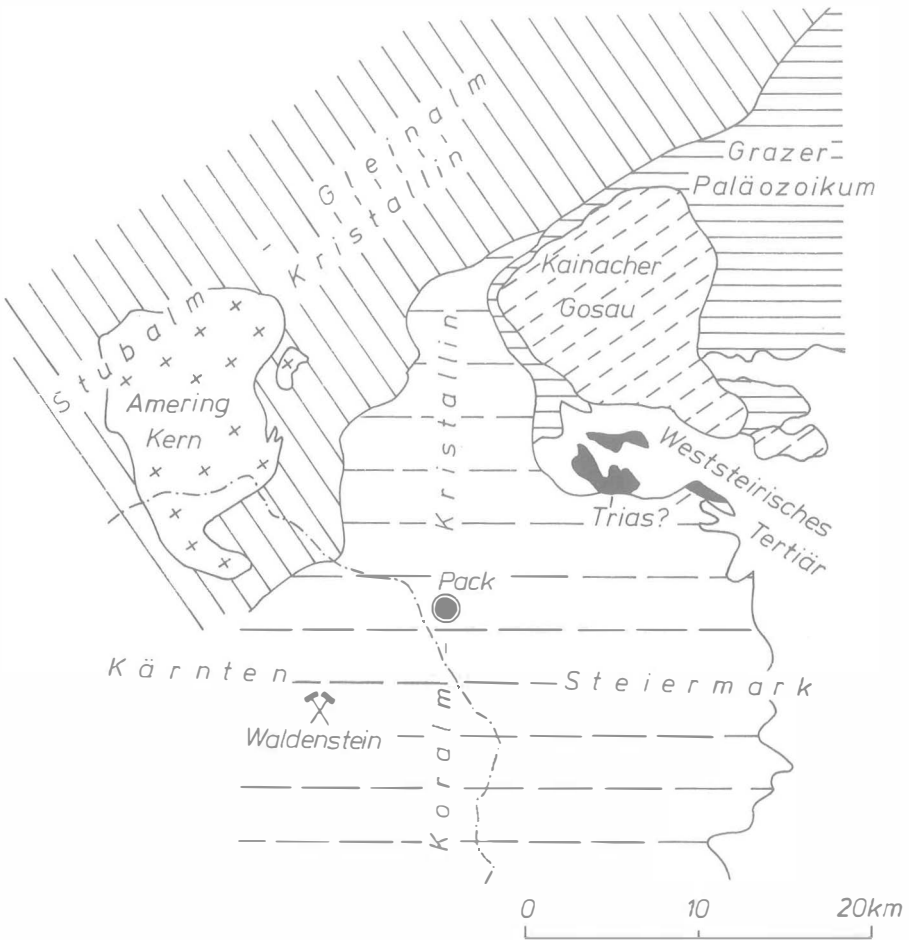


Abb. 1: Regionalgeologische Lage des Eisenglimmervorkommens bei Pack/Stmk. (schematisch nach K. METZ, 1966).

des ehemaligen Eisenerzbergbaues Pack begonnen. Diese hat das Ziel, das Potential des Vorkommens nicht in bezug auf Eisenerz, sondern in bezug auf den viel höher bewerteten Eisenglimmer zu untersuchen. Die Arbeiten im Jahr 1980 umfaßten eine geologische Kartierung (W. POHL), gesteins- und bodengeochemische Orientierungsanalysen, eine magnetische Aufnahme (M. VINZENZ) und erzmikroskopische Untersuchungen an Haldenproben (W. SIEGL). Die Planung basiert auf einem genetischen Arbeitsmodell, das in Waldenstein entwickelt wurde (W. POHL 1978, unveröffentlicht). Demnach wären diese Eisenerze als syngenetisch-hydrothermale Lager und Linsen aufzufassen, welche nur zum Teil auch von epigenetischen Gängen begleitet werden, die aber mit den Lagern fast synchron entstanden sein dürften. Möglicherweise ist dieser Eisenerzdistrikt im ostalpinen Kristallin mit jenem der nördlichen Grauwackenzone sowohl zeitlich wie auch genetisch zu parallelisieren. Die Genese der Erze von Waldenstein wird zur Zeit im Rahmen einer Dissertation (A. AWAD IBRAHIM) an der Montanuniversität Leoben untersucht.

Geologie

Das Vorkommen Pack liegt in der „venitischen Glimmerschieferserie“ (P. BECK-MANNAGETTA 1951, O. HOMANN 1962), welche nun als „pegmatoide Gneisserie“ bezeichnet wird (BECKER 1980). Diese Gesteine bilden hier eine große, flach gewölbte Synform (HOMANN 1962), deren Achse etwa WE-streichend im Bereich Mitterberg/Modriach liegt. TOLLMANN (1977) bezeichnet sie als Waldensteiner Synklinorium. Pack liegt am Nordflügel der Synform, das generelle Einfallen aller Gesteine ist mittelsteil nach Süden gerichtet.

Folgende Gesteine wurden in der venitischen Glimmerschieferserie des Bereiches kartiert (HOMANN 1962):

Glimmerschiefer mit pegmatoiden Quarz-Feldspat-Bändern

(Biotit-Muskovit-Chlorit-Quarz-Granat-Disthen)

Pegmatoide

(Plagioklas-Quarz-Kalifeldspat-Muskovit-Turmalin-Apatit-Granat)

Marmore und Kalksilikate

(sehr zurücktretend; äußerst wechselnde Zusammensetzung: diopsidischer Augit, Kalzit und Silikate der Nebengesteine)

Amphibolite

(konkordant auftretende schmale Linsen oder Lagen; nur bei der Ortschaft Pack größerer Körper; bestehen aus Hornblende, Plagioklas, Granat, Epidot, Zoisit, Ilmenit und Quarz)

Pegmatite

(sehr mineralreich: Beryll, Apatit, Turmalin, Amazonit, Zirkon, Titanit, Monazit, Xenotim, Autunit)

Quarzgänge

(z. T. mit Rutil).

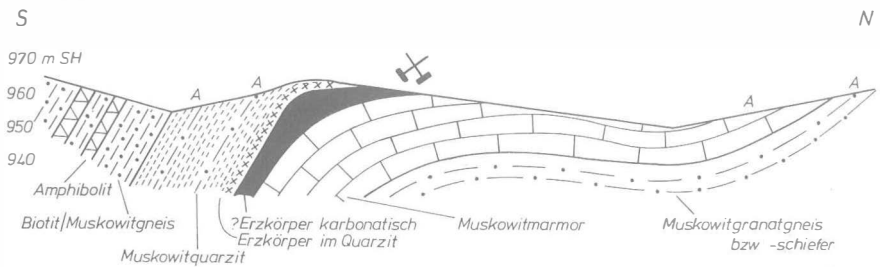


Abb. 2: Schematisches geologisches Profil des Eisenglimmervorkommens Pack/Stmk. (das Profil entspricht der Basislinie der magnetischen Vermessung; A = Aufschluß).

Die geologische Aufnahme der engeren Umgebung des Vorkommens läßt folgenden Schichtenaufbau erkennen (Abb. 2):

- Muskovitgranatschiefer und pegmatoide Gneise bilden das Liegende, mit guten Aufschlüssen vor allem an der Packstraße;
- 20 bis 30 m mächtige Marmore folgen gegen Süden; sie sind im Liegenden massiv und mit hellem Aplitgneis vergesellschaftet; im Hangendteil enthalten sie Eisenglimmer, Magnetit, Pyrit, Siderit und Quarz. Die Geometrie des Erzkörpers ist in den alten Berichten zwar als gangförmig angegeben, doch scheint die Lage der Pingens eher eine stratiforme Linse anzudeuten;
- 20 bis 50 m mächtiger, plattiger Muskovitquarzit mit Gneisbändern, dessen Liegendes nach Haldenfundstücken z. T. als grobe Brekzie mit Erzmatrix

vorliegen dürfte; z. T. gibt es auch Karbonat- bzw. Fe/Mn-Quarzite, so weiter westlich im Streichen an der Packstraße;

— Das Hangende bilden Muskovit- und Biotitgranatgneise mit schmalen Amphibolitlagen, welche letztere allerdings nur in Rollstücken beobachtet werden konnten. Weiter südlich, am Hang unterhalb der Ortschaft Pack, schaltet sich eine mächtige Amphibolitlinse ein (HOMANN 1962).

Die Metamorphose der kristallinen Gesteine wurde von uns nicht weiter untersucht. Das Auftreten der anatektischen Mobilisate ebenso wie die Paramorphosen von Disthen nach Andalusit belegen eine höhergradige Regionalmetamorphose (meso- bis katazonal nach HOMANN 1962).

Im Vergleich mit angrenzenden Bereichen dürfte diese Metarmorphose variszischen Alters sein (BECKER 1980, sowie Saualpenband/Sdb. 1, Clausthaler Geolog. Abh., 1975).

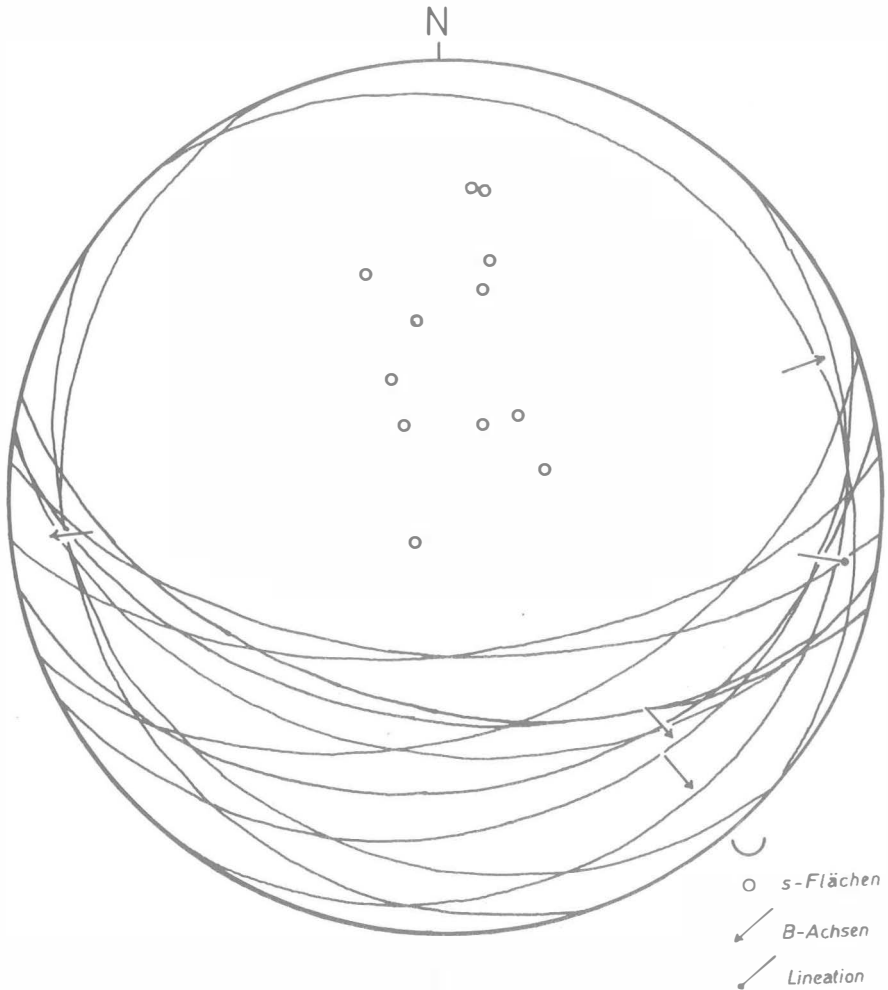


Abb. 3: Stereographische Projektion von Gefügedaten aus der engeren Umgebung des Eisenglimmervorkommens Pack/Stmk.

Die Strukturen im betrachteten Bereich (Abb. 3) entsprechen einer der großen Symform-Achse parallelen flachen Biegefaltung des Gesteinspaketes. Im Bereich Eisenglimmer-Pack findet man im wesentlichen südfallende s-Flächen, welche parallel zu den lithologischen Grenzen liegen. Die β -Maxima bestätigen die E-W-gerichtete Hauptachse; einige B-Achsen und eine Lineationsrichtung zeigen aber eine bedeutende Streuung mit westlichem, südöstlichem und östlichem Einfallen. Dies weist auf eine mehrphasige Deformation hin. Diese kann jedoch aufgrund der wenigen Daten nicht weiter analysiert werden.

Ein bedeutendes Streuen von s-Flächen und B-Achsen wurde auch regional festgestellt, mit Achsenabtauschen nach W, SW, N, NE und E (HOMANN 1962).

Analog zu ähnlichen Verhältnissen anderswo im ostalpinen Kristallin ist eine isoklinale Internfaltung und starke Boudinage der Marmorzüge wahrscheinlich. Dies erschwert die laterale und gegen die Tiefe gerichtete Projektion bzw. Verfolgung des vermuteten Erzhorizontes.

Vererzung

Erzproben sind nur von den Halden der Stollen nahe der Basislinie der magnetischen Vermessung gewinnbar. Die nördlich des Hügelrückens gelegene Haupthalde besteht aus taubem karbonatischem und silikatischem Nebengestein mit einzelnen oft als Matrix einer Brekzie auftretenden Erzanteilen.

Auf jenem Haldenplateau, das 40 m südlich auf dem Rücken liegt, wurde eine Haufwerksprobe einer Quarzitbrekzie mit Eisenglimmermatrix gefunden.

Die **mikroskopische Auflichtuntersuchung** ermöglichte folgende Beobachtungen:

Der „glimmerige“ Hämatit der Lagerstätte wird von einem eisenreichen Chlorit, von Siderit und von Quarz auf der einen Seite, von Pyrit auf der anderen begleitet. In geringer Menge findet sich Rutil und Graphit. Nicht als selbständiges Mineral, sondern nur eingelagert in Hämatit findet sich Magnetit in beachtlicher Menge.

Die Hämatitlamellen der vorliegenden Erzproben sind nicht nach einem „s“ orientiert, sondern liegen in jeder beliebigen Richtung. Auch die gelegentlich in Eisenchlorit auftretenden kleinen Hämatitaggregate sind völlig richtungslos (Taf. 1, Fig. 1).

Im Erz findet man neben relativ dichten Hämatitlamellen lockere Büschel aus dünnblättrigem Hämatit (Fig. 2 und 3). Auf Fig. 3 ist weiterhin die eindeutig nach der Kristallisation des Hämatites erfolgte Platznahme des Pyrites zu erkennen. Pyrit ist hier nicht idiomorph, sondern füllt in Extremfällen nur mehr die Zwickel zwischen den Hämatitkristallen (siehe auch Fig. 4). Die hämatitreichen Partien zeigen ein Gerüst von richtungslos wachsenden, etwas dickeren, kaum deformierten Hämatitkristallen (H₁). Diese fallen gelegentlich durch ihren hohen Gehalt an Magnetit auf (Fig. 3). Mit bisher noch nicht in dieser Art beobachteter Einlagerung von Magnetit in Hämatit fanden sich in P 8 zwei relativ große, völlig undeformierte Kristalle (Taf. 1, Fig. 5 und 6). Beide sind seitlich von lockeren Magnetit-freien Hämatitfächern begleitet, d. s. Büschel von mehr oder weniger stark verbogen erscheinenden Hämatitlamellen \parallel 0001 (H₂). Unter gekreuzten Nikols zeigen die ersteren kaum oder nur wenig deformierten Hämatite (H₁) die bekannte Verzwilligung, welche hingegen den bisweilen stark gebogenen Hämatitlamellen (H₂) i. d. R. fehlt (Fig. 7).

Eine schematische Zeichnung mag den Ablauf der Hämatitkristallisation verdeutlichen (Abb. 4). Die größeren, z. T. Magnetit enthaltenden Hämatitkristalle (H₁) wachsen zuerst richtungslos. Soweit diese Kristalle wenig oder keinen Magnetit



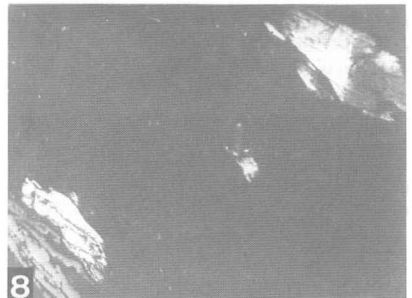
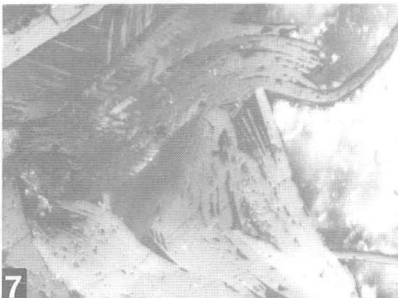
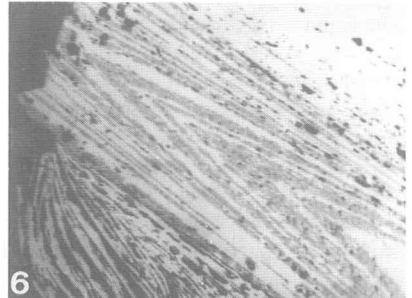
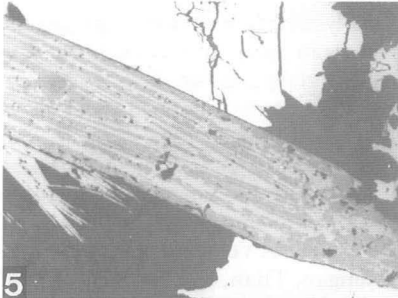
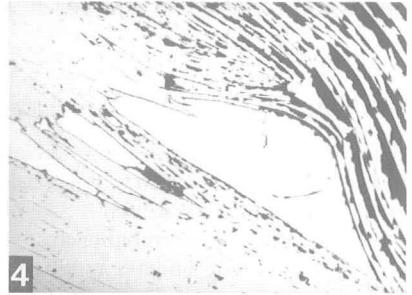
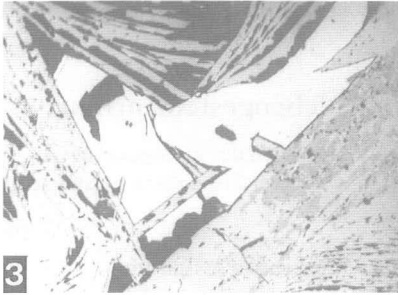
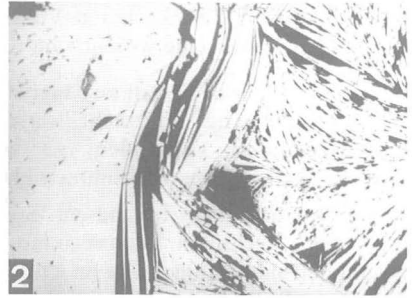
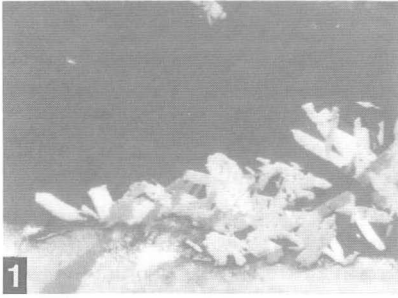
Abb. 4: Schematische Darstellung der Wachstumsgefüge im Erz von Pack/Stmk. (H₁ = früher Hämatit, H₂ = später Hämatit, P = Pyrit, punktiert = Magnetit, Schwarz = Lamellenzwischenräume, breiter bei flachem Schnitt).

enthalten, sind sie in der bekannten Art verzwilligt (Fig. 7). Die von diesen Kristallen ausgehenden „Begleitlamellen“ (Abb. 4 rechts oben) sind noch recht dicht, zeigen aber kaum mehr Zwillingslamellen. Dies ist ebenso der Fall mit den meist sehr verbogenen und ziemlich lockeren Hämatitlamellen (H₂) in den Räumen zwischen den größeren, kaum deformierten Kristallen. Erst in einem etwas späteren Stadium der Hämatitkristallisation kam es zur Bildung von Pyrit als Zwickelfüllung.

Die Hauptkristallisation des Hämatites beginnt im dunklen, fast schwarzen Chlorit bzw. im Eisenkarbonat, hat aber seinen Höhepunkt eher außerhalb desselben.

Tafel 1

- Fig. 1: Hämatitaggregate im dunklen Chlorit an der Grenze zu Ankerit + Quarz (Probe Aus 4), + N.
 Fig. 2: Charakteristisches Hämatitgefüge (Aus 4).
 Fig. 3: Größere Hämatitkristalle (H₁) mit reichlich Magnetit, begleitet von magnetitfreien Hämatitbüscheln; in den Zwickeln Pyrit (Aus 4).
 Fig. 4: Pyrit zwischen Hämatit (Aus 4).
 Fig. 5: Charakteristische Magnetiteinlagerung in den undeformierten, richtungslos wachsenden frühen Hämatitlamellen (H₁), begleitet von etwas späterem Pyrit und dünnen, reinen Hämatitbüscheln (Aus 4).
 Fig. 6: Primärhämatit, reich an eingelagertem Magnetit, gefolgt von dichterem, lockerem, reinem Hämatit (H₂, Aus 4).
 Fig. 7: Die frühen, gröberen, meist wenig deformierten magnetitarmen Hämatite (H₁) sind meist verzwilligt; stark verbogene spätere Hämatite (H₂, Aus 4) zeigen keine Verzwilligung, + N.
 Fig. 8: Graphitkristalle im dunklen Chlorit, z. T. in direktem Kontakt mit Hämatit (Aus 8), + N.
 Alle Vergrößerungen 100 ×



In diesem Zusammenhang mag es bemerkenswert erscheinen, daß vereinzelt Graphit in deutlich entwickelten Kristallen im Chlorit, aber in engem Kontakt zum Hämatit, zu beobachten war (Fig. 8). Kohlendioxyd und mit diesem Kohlenstoff (organische Substanz) hat in der Eisenkarbonat-Vorphase zusammen mit dem Silikat im deutlich reduzierenden Milieu eine wesentliche Rolle gespielt.

Der bisweilen hohe Gehalt an Magnetit in den Hämatitkristallen der ersten Phase zeigt den Übergang zu mehr oxydierendem Milieu. Ist noch zusätzlich Schwefelwasserstoff vorhanden, so werden die Fe²⁺-Ionen zur Pyritbildung verbraucht. Reine Hämatite kommen gleichzeitig zur Ausbildung.

Man hat demnach in diesem Stadium den Übergang zur Bildung sehr feinblättrigen, technisch interessanten, reinen Hämatites aus dem früheren, reduzierenden Sideritmilieu. Die im Chloritbereich auftretenden Graphite weisen auf eine mögliche Rolle organischer Substanzen hin. Auch das gelegentliche gemeinsame Auftreten von Graphit und sehr hellem Rutil mag damit zusammenhängen.

Spurenmetallanalysen von Erz- und Nebengesteinsproben

Spurenmetallanalysen von Erz- und Nebengesteinsproben des Eisenglimmervorkommens Pack (Tabelle 1: Proben 4, 5, 6, 9 und 12) und anderer Eisenglimmerlagerstätten (Tabelle 1, alle anderen) sollten

- genetische Aussagen ermöglichen,
- das Vorhandensein anderer nutzbarer Metalle erkennen lassen und
- Hinweise für eine geochemische Prospektion auf solche Erze geben.

Die Ergebnisse dieser ersten Orientierungsanalysen lassen auf keine der gestellten Fragen eine konklusive Antwort zu. So ist Mangan zwar in karbonatischem Erz deutlich erhöht, aber auch im Quarzit des Süd-(Unterfahrungs-)Stollens. Kupfer, Blei und Zink ergeben überraschend niedrige Werte im Erz, etwas erhöhte im begleitenden Quarzit (Probe 5). Kobalt und Nickel treten generell zurück, etwas höhere Werte finden sich in pyritreichem Erz aus Waldenstein (Probe 3) und in quarzitischem Eisenerz von Pack (Probe 12). Gold, Silber, Tellur und Indium wurden analytisch nicht nachgewiesen. Strontium ist im Erz 10 ppm, im Nebengestein bis 28 ppm, im limonitischen Quarzit an der Packstraße (P 5) westlich des Vorkommens mit 400 ppm sehr hoch. Dieser Quarzit enthält auch mehr Mangan, Titan, Kupfer, Blei, Zink und Nickel als die meisten anderen Proben. Die Molybdängehalte sind sehr niedrig (2 bis 10 ppm); quarzitisches Erz von Waldenstein erreicht 14 ppm Mo. Quecksilber scheint unkorrelierbar zu schwanken, bei allgemein geringen Gehalten. Arsen dürfte in Probe 3 mit Pyrit positiv korreliert sein. Titan erscheint nur in geringen Gehalten bis maximal 1,10%.

Die **geochemische Untersuchung von Bodenproben** sollte einer ersten Orientierung über das Auftreten sekundärer Dispersionshöfe über der Erzzone dienen. Vom braunen, lehmigen Boden unter einer dünnen Rohhumusdecke wurden in 10—15 cm Tiefe 17 Proben entnommen, die nach Lösen in Perchlorsäure mit der AAS-Methode auf ihre Gehalte an Spurenmetallen analysiert wurden (Mather Ltd. 1980).

Die absoluten Gehalte an Kupfer, Blei, Zink, Quecksilber und Strontium sind im Boden gegenüber den Erzgesteinen deutlich erhöht. Kobalt, Nickel und Molybdänsuren im Boden entsprechen etwa jenen der Erze. Vanadium wurde im Erz nicht bestimmt; im Boden liegt es zwischen 70 bis 110 ppm.

Tab. 1: Spuremetallanalysen von Eisenglimmererz sowie gering vererzten Quarziten und Karbonaten (Analytik: Mather Research Ltd. 1980: AAS nach Perchlorsäurelösen; Nachweisgrenzen: Mo 2ppm, Tl 5ppm, In 5ppm, Ag 1ppm, Au 0,1ppm, Hg 5ppb); Werte in ppm.

PROBENBEZEICHNUNG	Cu	Pb	Co	Ni	Zn	Mn	Tl	Sr	In	Ag	Mo	Hg ppb	Fe%	As	Au	Ti%
Aus 4-Erz/Pack	36	15	26	32	14	120	×	2	×	×	2	23	40	4	×	0,15
Aus 6-Erz/Pack	38	25	32	48	14	150	×	2	×	×	10	15	40	8	×	×
Aus 9-Erz/Pack	12	15	26	30	10	190	×	4	×	×	4	15	40	3	×	0,10
Aus 12-Fe-Quarzit/Pack	50	15	100	84	12	540	×	8	×	×	10	38	30,8	13	×	0,20
Aus 5-Quarzit/Pack	60	60	36	66	44	1100	×	400	×	×	8	15	8,5	3	×	1,10
Aus 1-Erz/Gourbit (Frankreich)	56	30	26	28	12	80	×	2	×	×	10	46	40	6	×	×
Aus 3-Fe-Karbonat/ Waldenstein	50	15	98	74	16	150	×	4	×	×	4	69	17,5	26	×	0,90
Aus 7-Karbonat/ Waldenstein	26	15	32	64	38	5100	×	28	×	×	10	62	40	8	×	×
Aus 8-Fe-Quarzit/ Waldenstein	88	15	26	30	10	190	×	4	×	×	14	23	26,8	16	×	×
Aus 10-Erz/Waldenstein	40	15	24	42	10	130	×	2	×	×	6	23	40	7	×	0,10
Aus 11-Erz/Waldenstein	14	15	32	36	10	250	×	8	×	×	4	23	20,4	6	×	×
Aus 13-Fe-Karbonat/ Waldenstein	12	15	38	60	16	1850	×	24	×	×	4	×	13,2	11	×	0,50
Aus 2-Fe-Quarzit/ Waldenstein	84	45	24	66	18	270	×	4	×	×	10	46	28	12	×	×

Die Resultate dieser preliminären Untersuchungen lassen noch kein endgültiges Urteil über die Anwendbarkeit geochemischer Prospektionsmethoden für diesen Typ von Eisenglimmervererzung zu.

Magnetische Vermessung

Die magnetische Aufnahme des Eisenglimmervorkommens und dessen Umgebung erfolgte im Oktober 1980. Insgesamt wurde dabei eine Fläche von ca. 24 ha erfaßt. Da das generelle Schichtstreichen im Meßgebiet in West-Ost-Richtung verläuft, wurden die Profile normal darauf ausgelegt, wobei die Basislinie über dem ehemaligen Hauptabbau verläuft. Mit jeweils 100 m Abstand wurden die Profile West I, West II und E I angeschlossen. W II, W I und BL wurden in W/E-Richtung ausgepflockt, während der südliche Teil von E I entlang eines Weges gelegt wurde.

Gemessen wurde mit einem tragbaren Protonen-Magnetometer, Modell 6816 der Fa. Geometrics. Die Meßwerte ergeben die Totalintensität des magnetischen Feldes. Sie bedürfen lediglich kleiner Korrekturen (Tagesvariation, Normalfeldkorrektur), die mit geringem Aufwand durchgeführt werden können. An den Meßtagen betrug die max. Tagesvariation 17 nT. An die magnetische Landesvermessung wurde durch Angleichen an Punkt 52 (Liedlkogel bei St. Leonhard im Lavanttal) angeschlossen, dessen Totalintensität für die Epoche 1970-0 vom Zentralamt für Meteorologie und Geodynamik in Wien mit 46 780 nT angegeben wird.

Die auf diese Weise erhaltenen und korrigierten Daten wurden einer Glättung nach

$$\bar{B} = \frac{A + 2B + C}{4}$$

unterzogen und über schematischen geologischen Profilen aufgetragen (siehe Abb. 5). Zumindest einer der drei positiven Anomaliepeaks (a auf Abb. 5) ist eindeutig mit dem Ausbiß der Eisenvererzung auf Profil BL zu korrelieren. Die Form der Anomalien in den Profilen W I und E I ist jener in BL sehr ähnlich, so daß eine Fortsetzung des Erzhorizontes bis unter diese Profile postuliert werden kann. Lediglich in W II zeigt sich eine deutliche Reduktion des Gipfels „a“ der Anomalie.

Die Bedeutung der höheren südlichen Anomalie (b auf Abb. 5) ist nicht klar. Möglicherweise wird dieser Gipfel „b“ durch die nach Rollstückfunden vermuteten Amphibolitbänder verursacht (siehe auch Abb. 2). Signifikant ist aber, daß der negative Trog nördlich des Erzausbisses in allen vier Profilen deutlich ist und einen weiteren Hinweis auf eine laterale Erstreckung des Erzhorizontes darstellt.

Eine orthogonale Parallelprojektion der Feldwerte in die Karte ergibt nach Interpolation eine Isoanomalienkarte, bezogen auf den Punkt 52 der magnetischen Landesvermessung. Hier kommt das Streichen des Erzhorizontes und der Nebengesteine deutlich zum Ausdruck (Abb. 6).

Suszeptibilitätsmessungen an einigen Gesteinen des Bereiches ergaben folgende Werte:

Muskovitgneis	0	—	$0,68 \times 10^{-3}$ SI
Chloritische Bänder im Gneis			$0,55 \times 10^{-3}$ SI
Erz	6,75	—	$21,25 \times 10^{-3}$ SI

Damit ist ein genügend großer Kontrast zwischen den Nebengesteinen und dem magnetitreichen Erzhorizont nachgewiesen, um diesen mit dieser Methode lateral weiter prospektieren zu können. Weitere Untersuchungen werden dieser lateralen Erstreckung gelten müssen; daneben ist die Suszeptibilität der Amphibolite und reiner Eisenglimmererze zu klären.

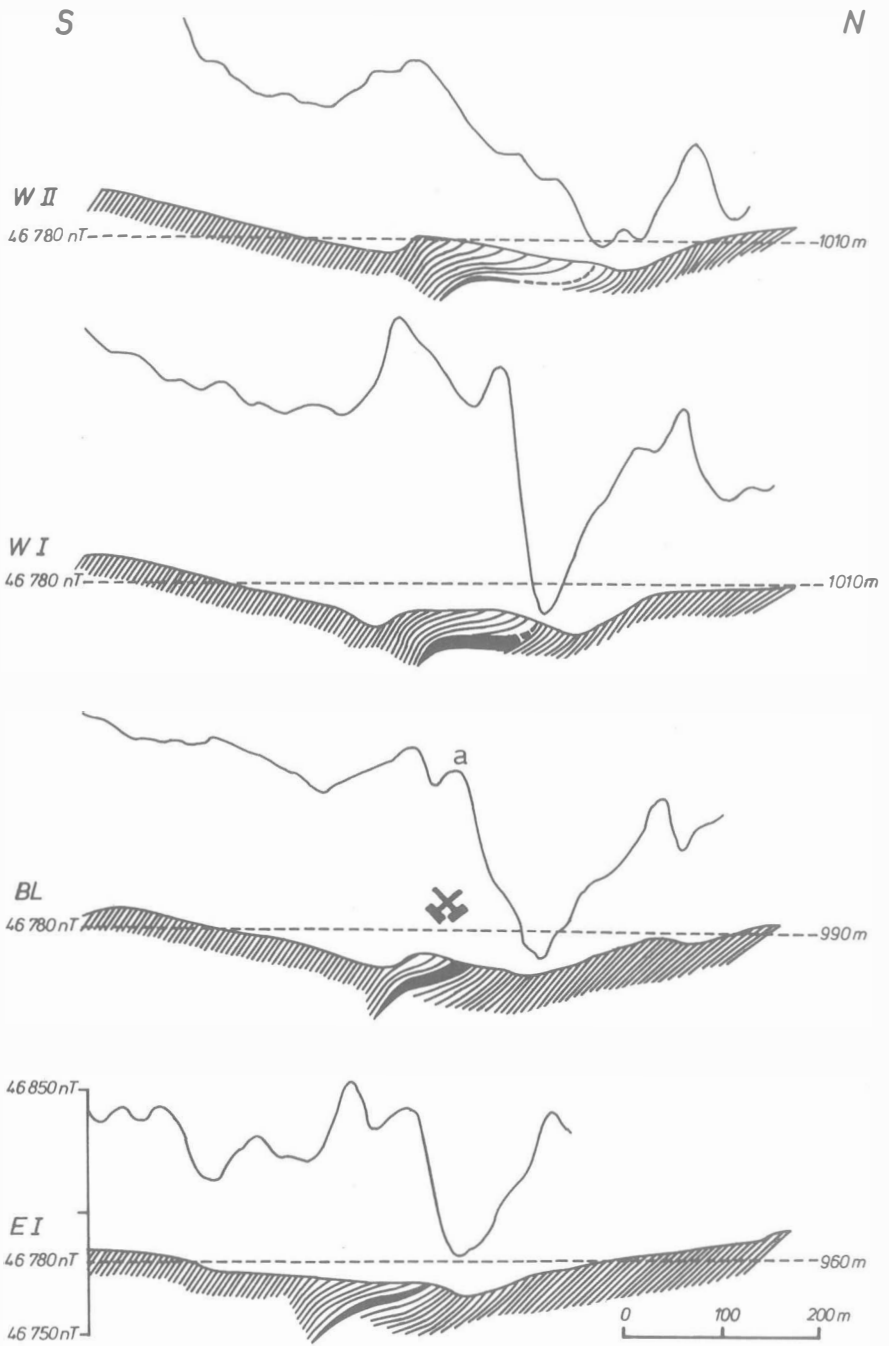


Abb. 5: Magnetfeldtotalintensität: Profile über schematisierter Geologie (schwarz: Erzhorizont; schraffiert: Nebengesteine).



LEGENDE:



Abb. 6: Magnetfeldtotalintensität: Isomalenkarte mit Lage der Meßprofile.

Beurteilung und Empfehlungen

Die Ergebnisse der beschriebenen Untersuchungen deuten auf einen stratiformen Erzkörper und lassen weiterhin die Anwendung eines hydrothermal-syngenetischen Modelles zu. Das auf den Halden vorhandene Erz entspricht nicht den geläufigen

Anforderungen für Eisenglimmererz; es müßte mit verschiedenen Aufbereitungsmethoden konzentriert werden. Um dies wirtschaftlich zu machen, ist jedenfalls der Nachweis einer bedeutenden Erzkubatur notwendig. Durch die Oberflächenaufschlüsse ist aber nur eine sehr geringe Menge angedeutet. Die magnetische Vermessung weist jedoch auf eine laterale Erstreckung des Erzhorizontes von mehr als 300 m hin.

Weitere Untersuchungen sollten die laterale Erstreckung des Erzhorizontes abgrenzen und möglichst verborgene Erzkörper innerhalb des Horizontes andeuten. Dazu wären vor allem weitere geophysikalische Methoden (Gravimetrie, IP u. a.) einzusetzen, so daß nach Abschluß der zweiten Arbeitsphase über das Abteufen von Kernbohrungen entschieden werden kann.

Quellen- und Literaturhinweise

- ALKER, A.: Mineralfunde im Bereich der Pack. — Aufschluß, 22. Sdheft, 38—42, Heidelberg 1972.
- BAUMGARTNER, W.: Zur Genese der Erzlagerstätten der östlichen Grauwackenzone und der Kalkalpenbasis (Transgressionsserie) zwischen Hirschwang/Rax und Neuberg/Mürz. — BHM 121, 52—54, Wien 1976.
- BECKER, L. P.: Geologische Karte 1:50.000, Blatt Köflach (mit Erläuterungen). — Geologische Bundesanstalt, Wien 1980.
- BECK-MANNAGETTA, P.: Die Auflösung der Mechanik der Wolfsberger Serie. — Jb. Geol. B. A., 94, 127—157, Wien 1951.
- DOLFZEL P. & SCHROLL, E.: Beitrag zur Geochemie der Siderite in den Ostalpen. — Verh. Geol. B. A., 293—299, Wien 1979.
- HOLZER, H. F. & PIRKL, H. R. (comp.): The Iron Ore Deposits in the Republic of Austria. — Iron Ore Dep. Europe I, 91—96, 1 fig., Hannover 1976.
- HOMANN, O.: Das kristalline Gebirge im Raum Pack-Ligist (mit geol. Karte 1:50.000). — Joanneum Mineralog. Mitt. 2, 21—62, 1962.
- LECHNER, K., HOLZER, H., RUTTNER A. & GRILL, R.: Karte der Lagerstätten mineralischer Rohstoffe der Republik Österreich (1:1,000,000). — Geol. B. A. Wien 1964.
- MALERGASEMI, F.: Über Sulfiderzparagenesen in Eisenkarbonaten der östlichen Grauwackenzone. — BHM 124, 606—608, Wien 1979.
- MEIXNER, H.: Eine Gipsmetasomatose in der Eisenspatlagerstätte des Hüttenberger Erzberges, Kärnten. — Neues Jb. Mineral. Abh. 91, 421—440, Stuttgart 1957.
- SCHROLL, E.: Beitrag der Geochemie zur Kenntnis der Lagerstätten der Ostalpen. — Verh. Geol. B. A., 461—470, Wien 1979.
- SCHULZ, O.: Metallogenese in den österreichischen Ostalpen. — Verh. Geol. B. A. 471—478, Wien 1979.
- THALMANN, F.: Zur Eisenspatvererzung in der nördlichen Grauwackenzone am Beispiel des Erzberges bei Eisenerz und Radmer/Bucheck. — Verh. Geol. B. A., 479—489, Wien 1979.
- TOLLMANN, A.: Geologie von Österreich/Bd. I. — Deuticke-Verlag, Wien 1977.

Anschrift der Verfasser: Ao. Univ.-Prof. Dr. W. POHL, ao. Univ.-Prof. Dr. W. SIEGL & cand. mag. M. VINZENZ, Geologisches Institut der Montanuniversität, A-8700 Leoben.

Steirische Graphitvorkommen

Von Günther P. SCHARFE

Einleitung

Ziel der im Rahmen des Projektes „Steirische Rohstoffreserven“ durchgeführten Arbeiten war die möglichst vollständige Erfassung der steirischen Graphitvorkommen, sowie die Beurteilung deren Untersuchungswürdigkeit im Hinblick auf eine künftige Nutzung.

Im Zuge einer indikativen Prospektion (LÜTTIG 1968) erbrachten auch Archiv-Studien Hinweise auf zahlreiche in Vergessenheit geratene Lager, die größtenteils lokalisiert und beprobt werden konnten.

Eine eingehendere und kartenmäßige Darstellung der Graphit-Vorkommen ist nebst genetischer Anhaltspunkte in Vorbereitung und muß — erweitert um die Lagerstätten Sunk und Kaisersberg sowie deren unmittelbarer Fortsetzung — zusammen mit H. SPATZEK, Bergdirektion „Grafitbergbau Kaisersberg“, veröffentlicht werden, da in diesen Gebieten konkrete Bergbauinteressen vorliegen.

So können im folgenden nur Untersuchungsergebnisse und Kohlenstoffanalysen kurz mitgeteilt werden. Letztere stellen mit STUTZER (1933) das Hauptkriterium für die Graphit-Bewertung dar.

Die durchwegs schlechten Aufschlußverhältnisse liegen in den schieferigen bis phyllitischen Begleitgesteinen begründet und lassen insbesondere bei den im Streichen, Fallen und in ihrer Mächtigkeit stark schwankenden Graphitlagern keine Substanzschätzung zu.

Die Vorkommen

Die Vorkommen werden entsprechend ihrer Zugehörigkeit zu regionalgeologischen Einheiten (TOLLMANN 1977) angeführt.

A. Wechsel-System und unterostalpine Grobgneseinheit

1. Feistritzwald

Die ehemaligen Schurfbaue wurden von WEISS (1976) beschrieben. Der Kohlenstoffgehalt liegt bei 20 %. Höhere Anreicherungen ließen sich in den liegenden Wechselschiefern auch in der weiteren Umgebung der Stollen nicht nachweisen.

2. Grafendorf b. Hartberg (HATLE 1885)

NW Schloß Reitenau wurde am linken (Mar-)Bachgehänge ein sicher äußerst geringmächtiges Graphitlager erschürft. Ausbisse von Graphit konnten nicht mehr festgestellt werden.

B. Anger — Kristallin

3. Naintschgraben

Im Verband mit den im Steinbruch Christandl abgebauten Marmoren, die stellenweise Graphitbestäubung aufweisen, lagern Schiefer mit bis 70 cm mächtigen graphitischen Partien mit 3—6 % C. Der Graphit ist äußerst unrein; u. d. M. sind außer Quarz Magnet- und Schwefelkies zu erkennen.

C. Ausläufer der Gurktaler Decke

4. Lieschen b. Eibiswald

Die stark verfaltete Basis des oberostalpinen Stockwerks besteht hier aus seinerzeit abgebauten Graphitschiefern. Das ehemalige Schurfgebiet ist heute größtenteils verbaut. Haldenstücke zeigen um die 10 % C.

5. Fresing b. Leibnitz

Es handelt sich um ein Graphitschiefer-Vorkommen, das im vorigen Jahrhundert Anlaß zu bescheidener Schwärzegewinnung (!) gab.

D. Grazer Paläozoikum

6. Graz

Die aus der Gegend von St. Gotthard und der Rannach bekannten, ehemaligen Graphitbergbaue konnten zwar lokalisiert, aber infolge der bereits verfallenen Grubengebäude und mangelnder Ausbisse nicht mehr bemustert werden. Die gewonnenen Rohstoffe genügten den Ansprüchen der Schmelztiegelerzeugung des 19. Jahrhunderts (WEISS 1973).

Der Graphit scheint an tektonisch in die Barrandeikalke eingeklemmte Tonschiefer (CLAR 1933) gebunden zu sein, die auch die Kanzel- und Steinbergkalke z. B. des Steinbruches Dennig zwischen Graz und Gratkorn durchsetzen.

Die mergeligen Schiefer des genannten Bruches zeigen u. d. M. Graphitkörnchen und etwas (Framboid-)Pyrit. Die C-Gehalte erreichen 25 %.

Ähnliche Bildungen erschließt der Schöckelkalk — Steinbruch Kern in Neustift. U. d. M. sind in glimmerreichen Lagen Graphitplättchen (0,5 my) neben Rutil und Pyrit zu sehen. Die Kohlenstoffwerte bewegen sich um die 6 %.

Das vom Graphitbergbau „Schattleitn bei Graz“ seinerzeit erschlossene Vorkommen dürfte hingegen den metaanthrazitisch inkohlten Schichten der Dult zuzuzählen sein.

7. Arzberg

Ein nicht mehr befahrbarer Stollen erschloß eine den altpaläozoischen Arzberg-Schichten (WEBER & EBNER 1978) eingelagerte Graphitlinse. (FLÜGEL & MAURIN 1959). Das Lager dürfte nur geringmächtig ausgebildet und weitgehend abgebaut worden sein.

E. Nördliche Grauwackenzone

8. Kapellen

Die Grubenkarte (1905) des eingestellten „Graphitbergbaues Stojen“ weist sechs Lager aus, wobei aber Abbaue nur im dritten verzeichnet sind. Seine Mächtigkeit dürfte mit 1 m zu veranschlagen sein. Die Analysen ergaben C-Gehalte zwischen 35 und 54 %.

Von den Vorkommen Lichtenbach (VACEK 1888) und Krampen (Anthrazit; MILLER v. HAUENFELS 1864) ist im Gelände nichts mehr zu erkennen.

9. Kleinveitsch

Wegen geringer Abbauwürdigkeit wurde der Betrieb 1928 eingestellt. (LIST 1960). Der Kohlenstoffgehalt erreichte 60 %.

10. Palbersdorf

Als einzige Spuren des heimgesagten Bergbaues liegen Reste von Sturzhalden vor. Während die bebauten Graphitlager nach STUTZER (1930) nur 1 m Mächtigkeit erreichten, führt ein Propagandaartikel (Mont. Rdsch. 1925 : 518) mehrere bis zu 4 m mächtige Lager (z. T. in einer Teufe von 80—110 m) an. Der Kohlenstoffgehalt soll 71 % betragen. Mit Haldenproben konnten 49 % C nachgewiesen werden.

11. Kaltbach b. Bruck a. d. Mur

Die kohlenstoffhaltigen Serizitquarzite (! HOMANN 1955) dieses Gebietes färben zwar schwarz ab, kommen aber für eine bergmännische Gewinnung nicht in Betracht.

Eine ähnlich schlechte Qualität ist für die ehemalige Graphitschürfe von Allerheiligen zu vermuten.

12. Emberg W Kapfenberg

N Jörgl am Eck schließt ein Stollen bis zu 1 m mächtige, unreine und stark gestörte graphitische Schiefer mit Kohlenstoffwerten von 25—40 % auf, die versuchsweise für die Gewinnung von Ofenschwärze herangezogen wurden.

13. Rastal b. St. Katharein

In der näheren und weiteren Umgebung des vlg. Hiesbauer befinden sich — durch Hochwässer und Vermurungen weitgehend zerstörte — Stollen, aus denen nach ZDARSKY (1926) Graphite mit 27—71 % C gewonnen wurden. Eigene Oberflächenproben lieferten maximal 14 %.

14. Oberaich b. Bruck a. d. Mur

Verwachsene Halden, Pingen und verbrochene Stollen sind im Gelände zu konstatieren, lassen sich aber kaum den bekannten Grubenfeldern zuordnen. Proben von ersteren weisen um 10 % C sowie beträchtliche Quarz- und Eisengehalte auf.

15. Jassing

Das Ende des 19. Jahrhunderts mit einem Stollen angefahrne, stark gestörte und quarzitisches verunreinigte Lager (ZDARSKY 1916) dürfte W des Gehöftes vlg. Leitner gelegen sein. Ausbisse von Graphit konnten nicht mehr festgestellt werden. ZDARSKY gibt Haldenanalysen zwischen 25 und 30 % C an.

16. Kalwang

Einer der beiden eingestellten Graphitbergbaue befindet sich in heute verbautelem Gebiet („Kalwang II“). Haldenproben von „Kalwang I“ lieferten 25 % C.

17. Wald und Melling

In der Melling wurden 1871 einige Tonnen Schmiergraphit (ungeschlämmt 8,4 % C, Anal. Tab. Kaisersberg) gewonnen, der „Grafitbergbau Wald“ kam nicht über eine bescheidene Schurftätigkeit hinaus. (Denkbuch 1873, WOLF 1871).

18. Dietmannsdorf

Die mittels zweier Stollen erschlossenen Lager hochwertiger (in der Literatur meist

als Graphit bezeichneter) Anthrazite wurden weitestgehend abgebaut, lagen aber nach MILLER v. HAUENFELS (in STUR 1865) in einer Mächtigkeit von 2,70 m vor. Proben aus dem unteren Stollen ergaben bis 54 %, aus dem oberen bis 85 % C, bei einem S-Gehalt von 0,6 %.

19. St. Lorenzen i. Palntental

Die Grubenaufschlüsse der SW von St. Lorenzen zwischen 1850 und 1930 auf Graphit betriebenen Bergbaue sind nicht mehr zugänglich. Sie erschlossen mindestens fünf (tektonisch wiederholte?), im Mittel 1,5 m mächtige Lager anthrazitisch-harter sowie in der Gießerei gesuchter, milder Graphite mit 46—87 % C (JOHN 1892, JOHN & EICHLEITER 1901).

Über das südlichste der vier im betrachteten Gebiet verliehenen Grubenfelder, das des „Hochadler“, existieren bis auf eine Massenlagerungskarte (1872) und die Verleihungsurkunde keine Unterlagen, doch sollen während des Ersten Weltkrieges hoffnungsvolle Graphitlager von guter Qualität erschürft worden sein; die Bringung dürfte sich in dem steilen Gelände als zu schwierig erwiesen haben.

Die ca. 20 t Material beinhaltenden Taubhalden zeigten Graphite mit 49—82 %.

20. Strechau

Ähnlich positive Indikationen lieferte die Überprüfung des stillgelegten „Grafitbergbaues Ströchau“. Amtsberichten zufolge, lag im Bereich des Bachufers S der gleichnamigen Burg ein 3 m dickes Flöz von hervorragender Qualität (bis 91 % C bei einem S-Gehalt von 0,1 %) vor, das sich gegen die Teufe infolge eines immer stärker werdenden Taubmittels aufspaltete und an Mächtigkeit abnahm. Der Bergbau wurde 1928 infolge katastrophaler Wassereinbrüche geschlossen.

Wenn auch der überwiegende Teil der Halden durch Hochwässer und landwirtschaftliche Nutzung verlorenging, konnten doch am Bachufer unter den Bodenhorizonten Stücke reinen Graphites mit 75—85 % C nachgewiesen werden.

Schlußfolgerungen

Sämtliche der an verschiedene, ausschließlich klastische Gesteinsfolgen gebundenen Vorkommen gehören der Gruppe der „dichten“ Graphite an. (Die von Oppenber bekannten Flinzgraphite sind nur mineralogisch von Interesse.)

Dem Ausgangsmaterial kommt dabei altpaläozoisches (Vorkommen B, C, 6 pt., 7) bzw. karbonates Alter (A, 6 pt., E) zu.

Die unter A—D genannten Vorkommen schieden wegen zu geringer Kohlenstoffgehalte und/oder Mächtigkeiten für weitere Untersuchungen von vornherein aus. Die Graphitanreicherung dürfte bei einigen dieser Lager auf tektonische Substanzregelung zurückzuführen sein.

Auch im Sinne einer deduktiven Prospektion (LÜTTIG) können nur an die im Verbreitungsgebiet der Veitscher Decke der Nördlichen Grauwackenzone und an deren Basis (d. h. im stratigraphisch Hangenden) in Form von Lagern bzw. Lagerlinsen auftretenden Graphitvorkommen aus genetischen Gründen Hoffnungen geknüpft werden, da es sich bei diesen um metamorphosierte oberkarbone Kohlenflöze handelt, die am ehesten entsprechend große und anhaltende Mächtigkeiten, sowie konstante Qualität erwarten lassen. Für die Annahme phytogener Ausgangsmaterialien konnten von FRIEDRICH (1936) und JANDA & SCHROLL (1960) gewichtige Argumente beigebracht werden.

Bei fast allen Vorkommen der Grauwackenzone wird das molasseartige „Graphitkarbon“ (Westfal A-C AMEROM & BOERSMA 1974) von „kalkführendem Unterkarbon“ (METZ 1940) und über der frühalpindisch (TOLLMANN 1977) wirksamen Norischen Linie von der Norischen Decke (unter Einbeziehung von Altkristallinschollen) überlagert und grenzt selbst im Liegenden tektonisch an Rannachserie und mittelostalpinen Kristallin.

Wenn sich auch die Mineralfazies auf Grund der Wirksamkeit anderer Faktoren dzt. nur schwer mit dem Inkohlungsgrad korrelieren läßt und es mit PATTEISKY & TEICHMÜLLER (1960) — die mit Vitritanalysen für Kaisersberg und Trieben Semigraphite konstatierten — überhaupt fraglich erscheint, ob die Graphitbildung noch der Inkohlung zuzurechnen sei, so könnte die Vermutung, daß die Metamorphose der Gesteine des „Graphitkarbons“ nicht wesentlich über den schwach temperierten Bereich der Grünschieferfazies hinausging, eine Übereinstimmung mit ROBERT (1971) und KISCH (1974) ergeben, bei denen die Grenze Anchi-Epizone bereits ins Metaanthrazit-Stadium fällt.

Da unter den Lagern der Grauwackenzone die Vorkommen 8,9 und 11—17 aus den für A—D genannten Gründen ausgeklammert werden mußten — bei Dietmannsdorf und Krampen handelt es sich um bereits weitgehend abgebaute Anthrazite —, wurde der Schwerpunkt der folgenden Arbeiten auf das Gebiet des Hochadler (N Schaupenhube der Ö. K. 130) verlegt.

Einerseits galt es, mögliche Graphitausbisse im Umkreis des Grubenfeldes festzustellen, andererseits nach Indikationen für ein Durchstreichen der graphitführenden Schichten zwischen dem Hochadler und dem Thorsailer-Revier der Sunker Graphitlagerstätte zu suchen, da die Graphite dieser beiden Vorkommen — zusammen mit denen von Strechau und einem Ausbiß am Lärchkogel — strukturell eine Einheit bilden.

Die geologische Kartierung des Gebietes ergab außer dem Nachweis einer nur kleinen und dm-mächtigen Graphit-Partie SE des nicht mehr zugänglichen, tonlågigen Schachtes keine weiteren Graphitausbisse.

Die unter Leitung von MAURITSCH vom Institut für Angewandte Geophysik der Montanuniversität durchgeführten SP-Messungen im engeren Bereich des Hochadler-Grubenfeldes zeigten eine Anomalie von sehr beschränkter Ausdehnung.

Eine Verbindung zum Sunker Karbon konnte mittels Oberflächenkartierung infolge mächtiger Moränen- und Hangschuttüberdeckung sowie lithologischer Konvergenzen, sowohl zum „kalkführenden Unterkarbon“ der Veitscher, als auch zur Silbersbergserie der Norischen Decke, nicht erhärtet werden. Eine Lösung dieses Problems wäre nur mittels über das Arbeitsgebiet hinausgehender, feintektonischer Analyse bzw. Einsatzes der Geophysik möglich.

Die Karbon-Vorkommen dürften in dem fraglichen Areal nur mehr in Form isolierter und vom Pölstal-Störungssystem beeinflusster Schuppen vorliegen, wogegen die Hauptmasse der graphitführenden Schichten der Sunk-Gruppe (SCHÖNLAUB 1979) an den Flanken der sie überlagernden Silbersbergserie ausgequetscht (und erosiv entblößt) wurde.

In Fortführung eines auf das Sunker Karbon bezogenen Gedankens von TOLLMANN (1977) würde eine derartige Ausquetschung die Anhäufung karboner Schichten an einer NW- (Lager von St. Lorenzen) und einer SE-Flanke (Lager der Sunk), sowie eine dazwischenliegende (bis auf geringe Karbonreste im wesentlichen) sterile Zone erklären.

Auf der Grundlage einer tachymetrischen Aufnahme (MESSNER) durchgeführte Kubatur-Berechnungen und Kohlenstoffanalysen an den nicht der Wildbach-

Verbauung zum Opfer gefallenem Halden des ehemaligen Bergbaugebietes im Lorenzergaben lassen — wie an anderer Stelle ausgeführt werden darf — eine Haldengewinnung derzeit nicht als wirtschaftlich erscheinen.

Das Gebiet zwischen den Lagern am Lorenzerbach, Einöd und Singsdorf ließ auch keine weiteren Graphitabrisse erkennen.

Für eine Beurteilung von Strechau bleiben die Ergebnisse der in Angriff genommenen geophysikalischen Untersuchungen abzuwarten, für Palbersdorf wäre erst eine Überprüfung des Ausgehenden der propagierten Lager mit geophysikalischen Methoden anzuraten.

Dem Leiter der Projekte, Herrn Prof. Dr. H. HOLZER, Montanuniversität, sowie den Herren Dir. Dr. SPATZEK und Ing. DRAXL vom „Grafitbergbau Kaisersberg, Franz MAYR-MELNIČOVIČ & Co.“, sei für viele Hinweise und die Möglichkeit, Kohlenstoffanalysen im analytischen Laboratorium des Betriebes durchzuführen, bestens gedankt.

Angeführte Literatur

- FRIEDRICH, O.: Über den Aufbau und das Gefüge steirischer Graphite. — BHM, 84, 131—137, Wien 1936.
- JANDA, I. & SCHROLL, E.: Geochemische Untersuchungen an Graphitgesteinen. — Int. Geol. Congr., Rep. 21 st. Sess. Norden, 1, 40—53, Copenhagen 1960.
- KISCH, H. J.: Anthracite and Meta-Anthracite Coal ranks associated with „Anchimetamorphism“ and „very-low stage“ metamorphism. — Proc. Kon. Akad. Wet., Sec. B, 77, 81—118, Amsterdam 1974.
- PATTEISKY, K. & TEICHMÜLLER, M.: Inkohlungs-Verlauf, Inkohlungs-Maßstäbe und Klassifikation der Kohlen auf Grund von Vitrit-Analysen. — Brennstoff-Chem., 41, 79—84, 97—104, 133—137, Essen 1960.
- ROBERT, P.: Étude pétrographique des matières organiques insolubles par la mesure de leur pouvoir réflecteur. Contribution à l'exploration pétrolière et la connaissance des bassins sédimentaires. — Rev. Inst. Franc. Pétrole, 26, 105—135, Paris 1971.
- SCHÖNLAUB, H. P.: Das Paläozoikum in Österreich. — Abh. Geol. B.-A., 33, 124 S., Wien 1979.
- STUTZER, O.: Die wichtigsten Lagerstätten der „Nicht-Erze“: Graphit. — 5, 98—202, Berlin 1933.
- TOLLMANN, A.: Geologie von Österreich, Bd. I. — 766 S., 200 Abb., Wien 1977.
- WEISS, A.: Bergbaue und Bergbauversuche im erweiterten Stadtgebiet. — Histor. Jahrb. Stadt Graz, 5—6, 147—161, Graz 1973.
- WEISS, A.: Wenig bekannte Graphitbergwerke in der Mittelsteiermark. — Bl. f. Heimatkunde, Hist. Ver. Stmk., 50, 34—38, Graz 1976.

Anschrift des Verfassers: Dr. G. P. SCHARFE, Institut für Geologie, Mineralogie, Lagerstättenlehre und Mineralwirtschaft der Montanuniversität, A-8700 Leoben.

Quarzsandvorkommen im weststeirischen Tertiärgebiet

Von Günther P. SCHARFE

Mit 1 Abb.

Einleitung

Im Anschluß an die gezielten Untersuchungen der Gangquarze im Koralpenkristallin (s. Beitrag W. HÖNIG, dieses Heft) sollten auch die Quarzsandvorkommen des angrenzenden weststeirischen Tertiärgebietes erkundet, aufgesucht und im Hinblick auf ihre Eignung als Rohstoffe für hochwertige Gläser montangeologisch vorbewertet werden.

Nach Sammlung der verfügbaren geologischen Daten suchte R. EHN (1979) unter Leitung von H. HOLZER das weststeirische Tertiär in einem etwa 600 km² umfassenden Bereich zwischen dem Kristallinrand der Koralpe im W — Mooskirchen (im NW) — Buchkogel b. Wildon (im NE) — Radlgebirge und Leibnitz im SW bzw. SE nach diesbezüglichen Lagerstätten-Anzeichen ab.

Infolge der primär geringen Aufschlußdichte des Gebietes, der Tatsache, daß viele aus der Literatur (H. FLÜGEL & H. HERITSCH 1968, K. KOLLMANN 1964, G. KOPETZKY 1957, A. WINKLER-HERMADEN 1929, 1958) bekannten Aufschlüsse bereits verwachsen und auch keine betrieblichen Abbaue vorhanden sind, war die Prospektionsarbeit weitgehend auf Zufallsaufschlüsse — wie Straßenböschungen, Bausandgruben, Brunnengrabungen und Hanganrisse — angewiesen.

Über 30 Sandvorkommen konnten dabei in die engere Auswahl gezogen, beprobt und bearbeitet werden.

Die Untersuchung der Proben erfolgte nach den Auswahlkriterien der Glasindustrie (H.-J. BLANKENBURG 1978, H.-J. BLANKENBURG & F. DAHLKAMP 1967, R. SCHMIDT & H. VOSS 1958, R. WEISS 1976).

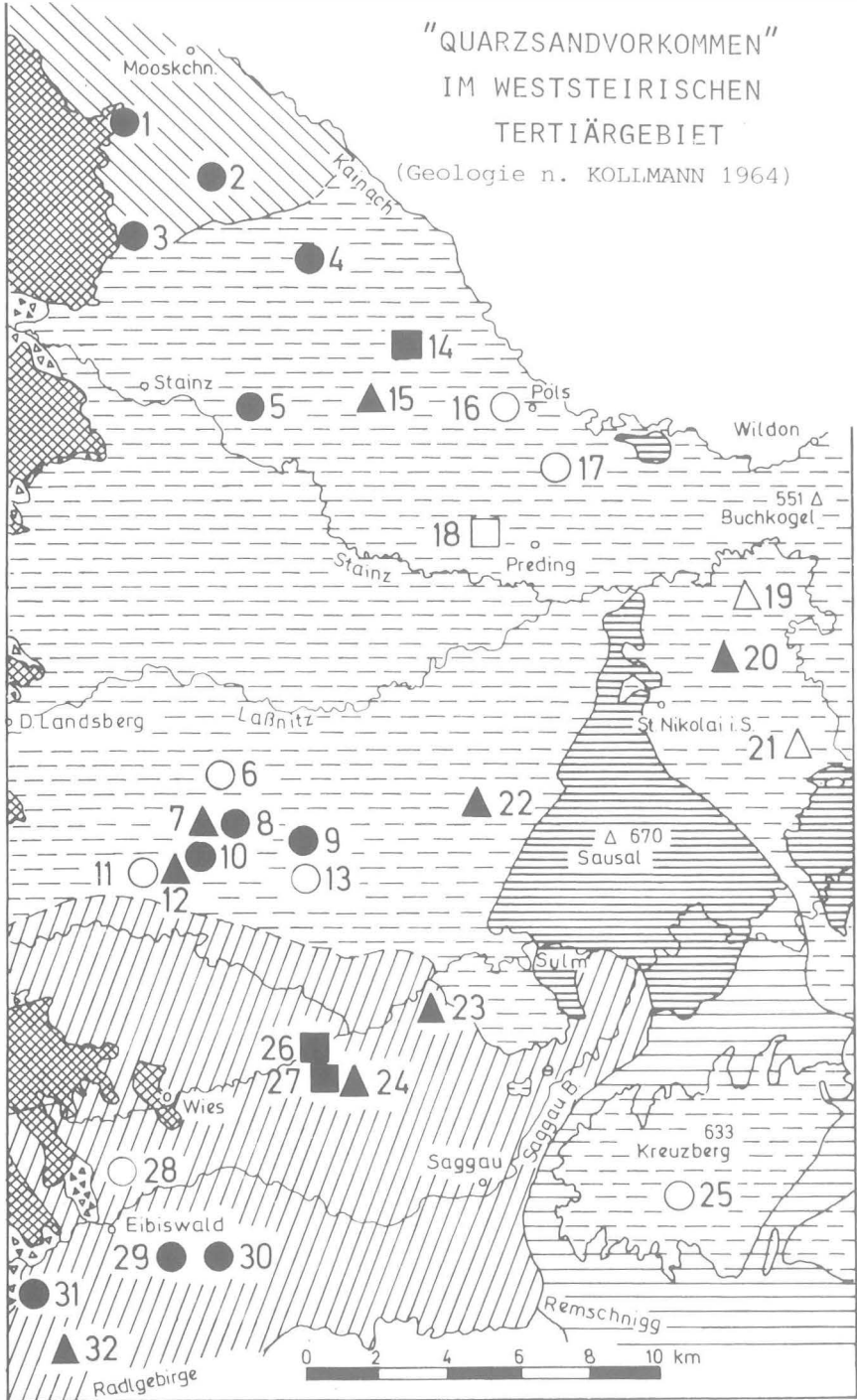
Die Laborarbeiten wurden mit der Analyse der Korngrößen-Fractionen begonnen, um eine weitere Auslese aufgrund deren Verteilung zu erhalten.

Die meisten Proben entsprachen auch nicht annähernd den von der Glasindustrie geforderten Größen.

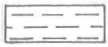
Darauffolgende Arbeiten konzentrierten sich auf die am ehesten geeignet erscheinenden, restlichen Materialien, die nach mikroskopischer Untersuchung der Fraktion 0,1—0,4 mm auf ihren Glühverlust, Karbonat- (volumetrische CO₂-Bestimmung) sowie Eisengehalt (komplexometrisch mit Sulfosalicylsäure) und ihre mineralogische Zusammensetzung (Röntgendiffraktometer-Analysen) untersucht wurden.

"QUARZSANDVORKOMMEN"
IM WESTSTEIRISCHEN
TERTIÄRGEBIET

(Geologie n. KOLLMANN 1964)



Legende:



Baden, marin



Baden (Schwanberger Blockschutt), fluviatil



Baden und Karpat, limnisch-fluviatil



Karpat, marin



Karpat und Ottnang, limnisch-fluviatil



Paläozoikum



Kristallin der Koralpe

Kornfraktion 0,1-0,4 mm: 65%



karbonatfrei (geeignet)



karbonathältig (mit Vorbehalt geeignet)

Kornfraktion 0,1-0,4 mm: 50-65%



karbonatfrei (mit Vorbehalt geeignet)



karbonathältig (ungeeignet)

Kornfraktion 0,1-0,4 mm: 50%



karbonatfrei (ungeeignet)



karbonathältig (ungeeignet)

Abb. 1: Lage der Vorkommen

- | | |
|---|-------------------------------------|
| 1: SW Mooskirchen. SH: 360 m. | 17: SE Pöls. SH: 360 m. |
| 2: Weinberg. SH: 420 m. | 18: NW Preding. SH: 380 m. |
| 3: Mitterzirknitz. SH: 390 m. | 19: NNW Obertillmitsch. SH: 420 m. |
| 4: SE Blumegg. SH: 380 m. | 20: Flamberg. SH: 380 m. |
| 5: E Stainz. SH: 320 m. | 21: SW Obertillmitsch. SH: 300 m. |
| 6: SW Groß St. Florian. SH: 330 m. | 22: SSE Wettmannstätten. SH: 360 m. |
| 7: SW Groß St. Florian. SH: 390 m. | 23: E Haslach. SH: 340 m. |
| 8: SSW Groß St. Florian. SH: 400 m. | 24: SW Haslach. SH: 410 m. |
| 9: S Groß St. Florian. SH: 360 m. | 25: NE Arnfels. SH: 480 m. |
| 10: NW Dietmannsdorf i. Sulmtal. SH: 410 m. | 26: E Pöfing-Brunn. SH: 350 m. |
| 11: NW Dietmannsdorf i. Sulmtal. SH: 390 m. | 27: ESE Pöfing-Brunn. SH: 430 m. |
| 12: W Radlkogel. SH: 360 m. | 28: N Eibiswald. SH: 380 m. |
| 13: NE Dietmannsdorf i. Sulmtal. SH: 340 m. | 29: SE Eibiswald. SH: 420 m. |
| 14: Tobisegg-Altenberg. SH: 400 m. | 30: ESE Eibiswald. SH: 380 m. |
| 15: Wetzelsdorfberg. SH: 390 m. | 31: SW Eibiswald. SH: 420 m. |
| 16: Pöls. SH: 360 m. | 32: Stammeregg. SH: 510 m. |

Ergebnis

In Abb. 1 sind die Lokalitäten der für eine denkbare Nutzung als Glassande von ihrer Zusammensetzung her geeigneten und bedingt geeigneten Vorkommen angeführt.

Sämtliche Vorkommen müßten einer Aufbereitung unterzogen werden.

Die neogenen Sandhorizonte liegen im Untersuchungsgebiet zumeist als Wechsellagerung von Grob- bis Feinsanden und Tonen bei sehr variablen Aufschlußhöhen, die aber selten über 2 m hinausreichen, vor. Lateral sind sie durch lithologische Änderungen und schlechte Aufschlußverhältnisse kaum über längere Strecken verfolgbar.

Eine Abschätzung der Sandkubaturen könnte nur durch ein engständiges Bohrnetz bzw. die Abteufung von Schurfschächten — unter Berücksichtigung allfälliger CaCO_3 -Infiltration oberflächennaher Bereiche — ermöglicht werden.

Trotz des bisher geringen Untersuchungs- und Erforschungsgrades stellen unter allen bemusterten weststeirischen Sandvorkommen jene von Tobisegg-Altenberg und Tombach auf Grund der relativ günstigen Analysenwerte der Durchschnittsproben das Beste dar, was in diesem Bereich zu erwarten ist.

Sollten auch Aufbereitungsversuche für eine Verwertbarkeit des Materials sprechen, so wäre das genannte Gebiet für weitergehende Untersuchungen vorzuschlagen.

Der Quarzgehalt der karbonatfreien Vorkommen des Hoffnungsbereiches bewegt sich zwischen 70 und 80%.

Tobisegg-Altenberg W Zwaring, SH. 400 m (Abb. 1: Nr. 14)

Straßenböschung beiderseits der von Altenberg gegen S führenden Straße, unmittelbar vor Höhenrücken. Ortsgebiet, insbesondere im W verbaut, im E größtenteils landwirtschaftlich genutzt. Unter einer 25 cm mächtigen Verwitterungsschicht folgen in söhligiger Lagerung 90 cm gelbgrau verwitternder Feinsand sowie je 25 cm grauer Mittelsand bzw. gelber Feinsand. Laterale und vertikale Ausdehnung ohne künstliche Aufschlüsse nicht feststellbar, vermutlich ausgedehnter Horizont.

Fraktion 0,1—0,4 mm: 80,66%

Fe_2O_3 : 1,8%

Gl. V.: 1,66%

Mineralbestand: Quarze teilweise mit mattierter Oberfläche. Untergeordnet Plagioklas, Mikroklin, Hornblende, Chlorit, Turmalin, Granat und Magnetit.

Tombach E Pölfing-Brunn

An der Straße von Gasselsdorf nach Obergreith

Tombach I (Abb. 1: Nr. 26)

1,2 km ESE Kapelle Gasselsdorf, Böschung W der Straße, SH. 350 m, Waldgebiet. Aufschlußhöhe 1,5 m, -länge 10 m.

1,5 m mächtiger, gelber Fein- bis Mittelsand.

Tombach II (Abb. 1: Nr. 27)

1,8 km ESE Kapelle Gasselsdorf, Böschung bei der Kehre Abzweigung Mühlberg. Steiles, mit Wiese und Gebüsch bestandenes Gelände. Aufschlußhöhe 2 m, -länge 25 m.

1,8 m mächtiger, gelber Fein- bis Mittelsand mit vereinzelt Kieskomponenten.

	Tombach I	Tombach II
Fraktion 0,1—0,4 mm	67,98%	68,16%
Fe_2O_3	2,5 %	2,5 %
Gl. V.	2,02%	2,19%

Mineralbestand: Quarz teilweise schriftrgranitisch, teils mit Erzkörnern verwachsen. Plagioklas, Mikroklin, Muskowit, Chlorit.

Angeführte Literatur

- BLANKENBURG, H. J. (Ed.): Quarzrohstoffe. — Monographienreihe Nutzö. Gest. u. Ind.-Min., 241 S., Leipzig 1978.
- BLANKENBURG, H. J. & DAHLKAMP, F.: Deutsche und ausländische Quarzsandvorkommen. — Silikat-Fachbuchreihe, 88 S., Coburg 1967.
- EHN, R.: Bericht zu Forschungsprojekt 18/1. — Unveröffentl. Ber., 5 S., Leoben 1979.
- FLÜGEL, H. & HERITSCH, H.: Das Steirische Tertiär-Becken. — Slg. geol. Führer, 47, 2. Aufl., 196 S., Berlin 1968.
- SCHMIDT, R. & VOSS, H.: Die Rohstoffe zur Glaserzeugung. — 2. Aufl., 428 S., Leipzig 1958.
- WEISS R.: Quarzrohstoffe für die Glasindustrie. — Glastechn. Ber. Dt. Glastechn. Ges., 49, 12-25, Frankfurt a. M. 1976.

Anschrift des Verfassers: DR. G. P. SCHARFE, Institut für Geologie, Mineralogie, Lagerstättenlehre und Mineralwirtschaft der Montanuniversität, A-8700 Leoben.

Geophysikalische Prospektionsarbeiten auf Kieselgurvorkommen im Bereich des Aflenzer Tertiärbeckens

Von Ch. SCHMID, R. SCHMÖLLER & F. WEBER

Mit 1 Abb. und 8 Beilagen

Zusammenfassung

Im Tertiärbecken von Aflenz wurden geophysikalische Testmessungen zur Klärung der Frage ausgeführt, ob und mit welchem Aufschlußverfahren die Auffindung von Kieselgurvorkommen möglich ist. Bei den gegebenen Lagerungsverhältnissen (Kieselgur, umgeben von Tonen) erscheint eine Kombination von refraktionsseismischen Detailmessungen mit engem Geophonabstand und geoelektrischer Widerstandskartierung mit überlappenden Aufstellungen eine aussichtsreiche Methode zu sein. Die Kieselgur dürfte sich im bergfeuchten bzw. wassergesättigten Zustand durch höhere Widerstände (30—100 Ω m) von den gut leitenden Tonen abheben. Geschwindigkeitsmäßig könnte sich die Kieselgur mit dem unteren Bereich des Spektrums der Tone überschneiden; während die trockene Kieselgur niedrige Werte bis ca. 1400 m/sec aufweist, zeigt wassergesättigte Kieselgur Geschwindigkeiten bis 1500 m/sec, Tone Werte von 1500—1800 m/sec. Kieselgurvorkommen dürften sich daher als Widerstandsmaxima an ansonsten tonigen Sedimenten bei gleichzeitig relativ niedrigen Longitudinalgeschwindigkeiten (bis 1500 m/sec) bemerkbar machen.

1. Einleitung und Problemstellung

Im Zusammenhang mit einer geologischen Übersichtsprospektion (Institut für Geologie und Lagerstättenlehre) auf vermutete Kieselgur Lagerstätten des Aflenzer Tertiärbeckens wurde vom Institut für Geophysik ein geophysikalisches Untersuchungsprogramm erstellt. Da aus der Literatur nur wenig über geophysikalische Prospektionsmethoden, die auf Kieselgur anzuwenden sind, hervorgeht, handelt es sich bei diesem Programm um Testmessungen, die primär die Zweckmäßigkeit der Geophysik bei der Kieselgurprospektion klären sollten.

Das Studium gesteinsphysikalischer Daten von verschiedenen Kieselgurvorkommen deutet auf die Möglichkeit hin, diese Lagerstätten mittels Geoelektrik und Seismik unter günstigen Umständen direkt prospektieren zu können. Rascher Sedimentationswechsel, wie er vor allem bei den Lagerstätten, die durch Grundwasser aus Sedimenten mit reichlich lösbarer Kieselsäure entstanden sind, vorkommt, kann die Interpretierbarkeit geophysikalischer Messungen sehr erschweren oder auch unmöglich machen (A. BENTZ, 1968).

Es wurde daher als erstes mit einem seismischen Profil, welches das Prospektionsgebiet 4 (W. PFEFFER, 1977) quert, begonnen. Einerseits sollte dieses Profil den geologischen Rahmen des Aflenzer Tertiärbeckens zu klären versuchen, andererseits waren aus einem derartigen Refraktionsprofil erste Aufschlüsse über die Geschwindigkeitsverteilung der oberflächennahen, kieselgurhoffigen Schichten zu

erwarten. Vorwiegend zur Erkundung der Lithologie wurde noch ein kurzes, etwa parallel zur Beckenachse verlaufendes Profil vermessen.

Da ein Abbau nur im Tagbau wirtschaftlich erscheint, ist von dieser Randbedingung her bereits eine gewisse Grenze für die erforderliche Eindringtiefe der geophysikalischen Messungen gegeben, die bei wenigen 10er Metern anzunehmen ist. Dennoch wurde ein Teil der Refraktionsseismik auf eine größere Eindringtiefe hin ausgelegt, um in einem Meßvorgang auch den Beckenuntergrund zu erfassen. Diese Kenntnis ist nicht nur von allgemeingeologischem Interesse, sondern stellt auch einen wichtigen Beitrag bei einer eventuellen Untersuchung der Braunkohlenhöflichkeit des Tertiärbeckens dar.

Im Anschluß an diese im Spätherbst 1977 durchgeführten refraktionsseismischen Messungen wurde im Frühjahr 1978 mit geoelektrischen Messungen begonnen. Aufgrund der hohen Porosität von diatomeenreichen Tonen war zu erwarten, daß diese selbst bei 100 Prozent Süßwassersättigung höhere Widerstände aufweisen als die reinen Tone. Es wurden daher als erstes an den seismischen Schußpunkten geoelektrische Tiefensondierungskurven gemessen. Deren Auswertung sollte über die Widerstandsverteilung in der Tiefe Aufschluß geben. Es war zu erwarten, daß lithologische Änderungen der tonreichen Sedimente des Aflenzer Beckens nicht allein mittels der seismischen Methoden erfaßt werden können, sondern gerade geringfügige Änderungen der Begleitminerale (Sand, Diatomeen etc.) sich besser durch Widerstandsänderungen erkennen lassen. Außerdem wurde aufgrund dieser Ergebnisse das erfolgversprechendste Spacing für die geoelektrische Widerstandskartierung festgelegt.

2. Durchführung der Messungen

Mit den refraktionsseismischen Untersuchungen wurde im November 1977 begonnen. Dabei kamen, entsprechend der unterschiedlichen Problemstellung, drei Aufstellungsvarianten zur Anwendung.

Das seismische Querprofil wurde mit Schußpunktabständen zwischen 180 und 1440 m gemessen. Diese zum Teil großen Entfernungen ergaben sich durch mehrmaliges Überlappen der einzelnen Geophonaufstellungen und waren für eine vollkommene Erfassung der das Aflenzer Becken ausfüllenden Sedimente unbedingt notwendig.

Da im Bereich von SP 5 bei der Neutrassierung der Verbindungsstraße B 20 — Thullin diatomeenreiche Tone aufgeschlossen worden waren, schien es zweckmäßig, zur besseren Erkundung dieses Abschnittes ein Richtung West verlaufendes, 330 m langes Zusatzprofil aufzunehmen.

Wie aus den bisherigen geologischen Voruntersuchungen hervorgeht, liegen die diatomeenhöflichen Horizonte der Prospektionsfläche 4 (W. PFEFFER, 1979) in einer mittleren Tiefe von 3 m. Um Aussagen über ein charakteristisches Geschwindigkeitsverhalten der Kieselgur machen zu können, schien es zweckmäßig, die oberflächennahen Sedimente genauer zu untersuchen. Zu diesem Zweck wurden um die Schußpunkte des Quer- und Längsprofiles kurze Refraktionsprofile gemessen.

Im Frühjahr 1978 wurde mit den geoelektrischen Untersuchungen begonnen. Als erstes wurden an den seismischen Schußpunkten geoelektrische Tiefensondierungen vorgenommen. Nach Auswertung dieser Tiefensondierungen wurde im Sommer 1978 entlang des seismischen Querprofiles mit einer geoelektrischen Widerstandskartierung begonnen. Da zwischen SP 5 und SP 6 der felsige Beckenuntergrund nahe an die Oberfläche kommen dürfte, dieser Bereich außerdem jenseits der Grenze der

Prospektionsfläche 4 liegt, schien es nicht zweckmäßig, die Widerstandskartierung über SP 5 hinaus auszudehnen. Im Anschluß daran wurde ein annähernd W-E streichendes Profil, beginnend bei der Rösche 5, bis in die unmittelbare Nähe der Ortschaft Döllach gemessen.

Als letztes wurden im Bereich der Röschen 1—3 (SW — Döllach) sechs kurze Profile zur Erkundung des hier über den diatomeenreicheren Horizonten lagernden Terrassenschotter widerstandsmäßig untersucht.

Im Anschluß an diese geophysikalischen Untersuchungen wurden sämtliche Profile lage- und höhenmäßig eingemessen. Außerdem wurden den Schurfgräben Probematerial entnommen, um sie im Labor gesteinsphysikalisch untersuchen zu können.

3. Ergebnisse

3.1. Refraktionsseismik

3.1.1. Übersichtsmessung

Das refraktionsseismische Querprofil war als Übersichtsmessung ausgelegt. Die Schußpunktabstände waren dementsprechend groß. Aus diesen Gründen mußte darauf verzichtet werden, Details des Untergrundreliefs herauszuarbeiten. Da bereits während der Feldmessungen ersichtlich war, daß die sedimentäre Beckenfüllung bis zu 300 m mächtig sein kann, wurde der Schwerpunkt dieser Messung auf die Geschwindigkeitsanalyse, die eine qualitative Zuordnung der quartären und tertiären Schichtglieder erlaubt, verlegt.

Generell ergab sich in diesem Teil des Aflenzer Beckens ein seismischer 4-Schichtenfall, wobei die oberflächennahe Verwitterungsschicht nicht berücksichtigt ist (Beilage 2). Die Geschwindigkeiten des V_1 -Horizontes liegen zwischen 1500 und 1800 m/sec, ein Bereich, der sowohl weichen Tönen wie auch einem eventuellen Grundwasserhorizont entsprechen kann. Eine endgültige, qualitative Zuordnung dieses Refraktors ist erst mit Hilfe der geoelektrischen Ergebnisse sowie von Bohrungen möglich.

Der V_2 -Refraktor ergab Geschwindigkeiten zwischen 2000 und 2100 m/sec. Dieser Horizont erreicht etwa im Bereich der Mariazeller Bundesstraße eine maximale Mächtigkeit von 200 m. Am Nordrand des Beckens wird dieser Refraktor direkt von den Werfener Schiefen, die Geschwindigkeiten um 3700 m/sec aufweisen, unterlagert. Etwa ab dem Schußpunkt 3 ist ein V_3 -Horizont, der Geschwindigkeiten zwischen 2300 und 2800 m/sec ergab, ausgebildet. Sowohl die Geschwindigkeiten des V_2 - wie auch des V_3 -Horizontes können tertiären Schichtgliedern, wie sie bei den auf Kohle angesetzten Bohrungen aufgeschlossen worden waren, zugeordnet werden.

Der V_4 -Refraktor weist in diesem Teil des Beckens Geschwindigkeiten um 4000 m/sec auf und dürfte den Quarziten und Karbonatgesteinen, die am Südrand des Aflenzer Beckens anstehen, zuzuordnen sein.

Zwischen SP 6 und SP 7 wird der hier nur geringmächtige V_2 -Refraktor von einem V_3 -Horizont mit einer mittleren Geschwindigkeit von 3450 m/sec unterlagert. Ob es sich bei diesem Schichtglied um konglomeratisch verfestigtes Tertiär oder um angewitterte Karbonatgesteine handelt, ist aufgrund der seismischen Geschwindigkeiten nicht zu entscheiden.

Korreliert man das refraktionsseismische Übersichtsprofil mit den im Jahre 1920 im Rahmen einer Kohleprospektion in Profilmähe niedergebrachten Bohrungen B

und D, so ergibt sich bezüglich der Refraktionstiefen gute Übereinstimmung. Lithologisch dürfte der V_2 -Horizont aus grauen, harten, manchmal von Sandlagen durchsetzten Mergeln bestehen. Der sedimentäre V_3 -Refraktor scheint demnach aus groben, zum überwiegenden Teil stark verfestigten Sanden und Schottern zu bestehen. Die höheren Geschwindigkeiten dieses Schichtgliedes sind wahrscheinlich den ebenfalls erbohrten Breccien zuzuordnen.

Die maximalen Tertiärmächtigkeiten liegen zwischen SP 3 und SP 4 bei 340 m. Das Becken weist im untersten Teil den Bau einer Muldenstruktur mit flacherem Nordschenkel und vor allem gegen den südlichen Beckenrand, unter der Annahme, daß die Geschwindigkeit von 3450 m/sec durch angewitterte oder stark zerbrochene Karbonatgesteine des Beckenuntergrundes hervorgerufen wird, einen zunehmend steileren Südflügel auf.

3.1.2. Längsprofil

Da das refraktionsseismische, parallel zur Beckenachse verlaufende Zusatzprofil nur aus einer einzigen Aufstellung besteht, war es nicht möglich, ohne die dazu notwendige Überlappung die gesamte Sedimentationsfolge zu erfassen. Bei der gegebenen Geschwindigkeitsverteilung ließ dieses 330 m lange Profil eine maximale Eindringtiefe von 100 m zu.

Die Geschwindigkeitsverteilung entspricht annähernd der des Querprofils. Die einzelnen Refraktionshorizonte fallen, beinahe parallel zur Oberfläche, flach gegen E zu ein. Der Beckenuntergrund konnte, wie aus den o. a. Gründen zu erwarten war, nicht erfaßt werden.

3.1.3. Kurzaufstellungen

Die acht refraktionsseismischen Kurzprofile wurden sowohl bezüglich der Geschwindigkeitsverteilung als auch bezüglich der sich ergebenden Tiefen statistisch ausgewertet und mit den im Labor mittels Ultraschall ermittelten Kennwerten der Kieselgurproben korreliert.

Obwohl diese kurzen Refraktionsprofile unter den gegebenen Geschwindigkeitsverhältnissen nur eine Eindringtiefe von ca. 6 m ermöglichten, ergab sich infolge der geringen Geophonabstände und des damit verbundenen hohen Auflösungsvermögens beinahe auf allen Profilen ein seismischer Dreischichtfall.

Die oberflächennahe Verwitterungsschicht mit ihrer mittleren Geschwindigkeit von 237 ± 67 m/sec weist eine durchschnittliche Mächtigkeit von 0,7 m auf. Auf diese folgt dann ein V_1 -Horizont mit Geschwindigkeiten von 627 ± 137 m/sec. Diese beiden Schichtglieder waren bei den refraktionsseismischen Übersichtsmessungen infolge geringeren Auflösungsvermögens nicht zu trennen, wodurch sich ein einziger Horizont mit Geschwindigkeiten, die zwischen diesen beiden liegen, ergab.

Die Geschwindigkeiten des in einer mittleren Tiefe von $2,9 \pm 0,4$ m anstehenden V_2 -Refraktors sind gut mit den im Labor an Kieselgurproben ermittelten Ultraschallgeschwindigkeiten korrelierbar.

Das untersuchte Probenmaterial stammt aus der Belegstücksammlung des Institutes für Geologie und Lagerstättenlehre. Im trockenen Zustand zeigten die diatomeenangereicherten Tone senkrecht zur Schichtung eine mittlere Geschwindigkeit von 1146 ± 45 m/sec. In Schichtrichtung waren die Ultraschallgeschwindigkeiten durchschnittlich um 8,2 Prozent größer. Um einen repräsentativen Vergleich zwischen Labor und In-situ-Geschwindigkeit zu ermöglichen, wurden die Probestücke mit Wasser gesättigt und erneut durchschallt. Dabei ergab sich eine

mittlere Geschwindigkeit von 1465 ± 52 m/sec; ein Wert, der der Schallgeschwindigkeit des Wassers entspricht. Die Anisotropie lag wieder bei 8 Prozent.

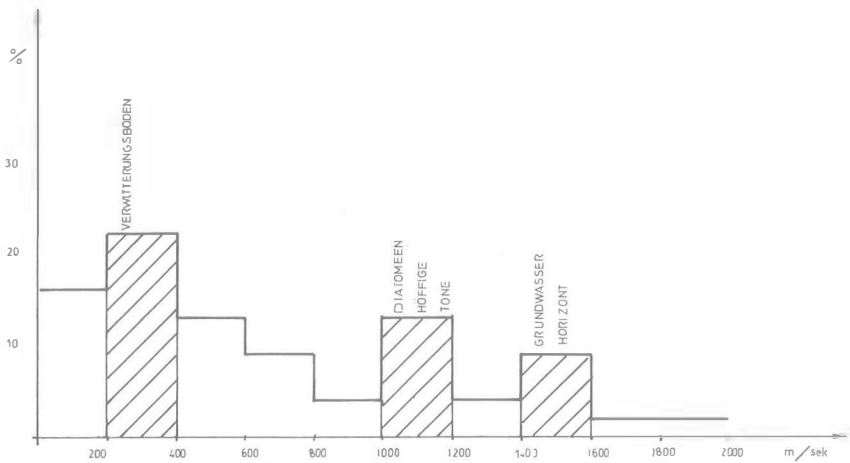


Abb. 1: Statistische Auswertung der seismischen Geschwindigkeiten bis in eine Tiefe von 6 m.

Betrachtet man die in Abbildung 1 dargestellte Häufigkeitsverteilung der seismischen Geschwindigkeiten bis in eine Tiefe von 6 m, so sieht man, daß nach dem großen Block der oberflächennahen Geschwindigkeiten zwei etwas kleinere, aber doch deutlich ausgeprägte Geschwindigkeitsblöcke kommen, die jene Bereiche umfassen, in denen auch die im Labor ermittelten Werte liegen. Es hat daher den Anschein, als würde es bei einer etwas dichteren Geschwindigkeitskartierung mit diesen Kurzaufstellungen möglich sein, diatomeenreichere Gebiete aufzufinden.

Um eine größere Eindringtiefe dieses Verfahrens zu erreichen, wäre es jedoch zweckmäßig, mit einer Geophonaufstellung von 60 m zu operieren. Die damit einhergehenden Geophonabstände von 5 m würden zwar das Auflösungsvermögen innerhalb der Deckschichten etwas vermindern, wie die bisherigen Prospektionsarbeiten in diesem Gebiet jedoch ergaben, sind die diatomeenreicheren Horizonte erst ab einer Tiefe von 2—2,5 m zu erwarten, wodurch dieser Umstand an Bedeutung verlieren würde.

3.2. Geoelektrik

3.2.1. Tiefensondierung

Da es im Untersuchungsgebiet keine Bohrung jüngerer Datums gibt, war es nicht möglich, die für eine verlässliche Interpretation notwendigen Eichkurven zu registrieren. Es mußte daher die lithologische Zuordnung der Widerstandspakete allein aufgrund der im Labor ermittelten gesteinsphysikalischen Daten erfolgen.

Dabei zeigte sich, daß diatomeenreiche Tone infolge ihrer hohen Porosität selbst im wassergesättigten Zustand höhere Widerstände aufweisen als die sie umgebenden, diatomeenfreien Tone. Ergaben Messungen an trockenen Kieselgurproben einen mittleren Widerstand von $90.300 \pm 30.510 \Omega m$, so sanken diese Werte bei gesättigtem Probenmaterial auf $78 \pm 13 \Omega m$ ab. Die Porosität der untersuchten Handstücke lag im Mittel bei $51,7 \pm 8,2$ Prozent. Die reinen Tone wiesen hingegen

Widerstände zwischen 5 und 20 Ωm auf. Allerdings kann ein geringfügiger Sandgehalt die niedrigen Tonwiderstände beträchtlich erhöhen, so daß es aufgrund der Geoelektrik allein nur im Idealfall möglich sein dürfte, direkt Kieselguranreicherungen nachzuweisen. Diatomeenhöfliche Gebiete müßten hingegen, infolge der festgestellten Widerstandscharakteristik, geophysikalisch nachzuweisen sein.

In Beilage 4 wurde versucht, die Widerstände über die Tiefe aufzutragen. Bei dieser Darstellung wurden sämtliche, mittels Computerprogramm errechneten Einzelwiderstände berücksichtigt.

Um Kieselguranreicherungen geoelektrisch nachweisen zu können, wurde von folgenden Annahmen ausgegangen. Erstens scheinen nach den geologischen Prospektionsarbeiten die diatomeenhöflichen Horizonte in Tiefen zwischen 2 und 10 m anzustehen. Zweitens dürften diese Vorkommen, ausgehend von den gesteinsphysikalischen Untersuchungen, Widerstände zwischen 30 und 100 Ωm zuzuordnen sein.

Betrachtet man die Tiefenprofile, so bemerkt man praktisch auf jedem der sieben Profile oberflächennahe Horizonte, die entsprechend hohe Widerstände aufweisen. Die Unterkante dieser zum Teil nur geringmächtigen Horizonte variiert zwischen 2 und 7,5 m.

Wie weit diese Methode unter den gegebenen Umständen eine direkte Indikation von Kieselgurhorizonten erlaubt, wird in Zukunft an bekannten Vorkommen bewiesen werden müssen.

Um die Widerstandswerte auch entlang von Längsprofilen darstellen zu können, wurden die Einzelwiderstände entsprechend der im Rechenprogramm vorgegebenen Schichtanzahl in Gruppen zusammengefaßt und über ihre Mächtigkeit gewichtet gemittelt. Diese Ergebnisse wurden in die beiden seismischen Übersichtsprofile (Beilage 3) eingebaut.

Dabei fällt auf, daß im Bereich zwischen SP 1 und SP 4 die Refraktionsseismik und die geoelektrische Tiefensondierung bezüglich der oberflächennahen Schichten gut übereinstimmen. Wesentlich scheint, daß „Hochohmigkeit“ und Geschwindigkeitsverhältnisse, wie sie an diatomeenreichen Tonen festgestellt worden waren, zusammenfallen.

Ab SP 4 sinkt die Unterkante des höherohmigen Horizontes gegenüber der Seismik etwas ab. Ein ähnliches Bild ergibt sich auch entlang des kurzen Längsprofils. In diesem Bereich fehlt der V_1 -Horizont. Ob hier die zunehmende Durchfeuchtung des Bodens die Ausbildung einer seismischen Schichtgrenze unterdrückt oder ob hier dieser Horizont tatsächlich fehlt, ist wahrscheinlich nur durch Bohrungen zu klären.

Bei den tieferliegenden Horizonten ist eine Übereinstimmung Geoelektrik—Seismik nur noch teilweise gegeben. Wahrscheinlich kommt es durch lithologische Änderungen innerhalb der tertiären Beckenfüllung zur Ausbildung unterschiedlicher gesteinsphysikalischer Parameter. So kann es sein, daß eine Änderung des Sandgehaltes eine geoelektrische Schichtgrenze ergibt, zunehmende Diagenese der Sedimente kann wiederum seismische Schichtgrenzen entstehen lassen.

Der Beckenuntergrund wurde mittels geoelektrischer Tiefensondierung infolge zu geringer Elektrodenabstände nur an den Punkten SP 1 und SP 2 erfaßt. Die gemessenen Widerstände von etwa 400 Ωm sind eindeutig den Werfener Schiefen zuzuordnen. Die sich dabei ergebende Tiefe ist gut mit der Seismik korrelierbar.

3.2.2. Widerstandskartierung

Bei der Interpretation der Widerstandskartierung wurde davon ausgegangen, daß sich diatomeenreichere Zonen durch schwache Widerstandsmaxima bemerkbar

machen. Diese Annahme konnte durch die 1979 in Profilhöhe abgeteufte Bohrungen zum Teil bestätigt werden.

Entlang des Längsprofils (Beilage 5) sind 4 Zonen mit erhöhten Widerständen zu bemerken. Eines dieser Gebiete wurde durch die eingangs erwähnten Handbohrungen (W. PFEFFER, 1979), zwei andere durch Probenahme aus den in der Nähe liegenden Schurfgräben (L. GOULD, 1978) auf Diatomeenführung untersucht. Die Proben aus den beiden Röschen erbrachten starke Diatomeenanreicherungen, die Proben der Handbohrungen zeigten zwar ebenfalls Diatomeen, jedoch war ihr Vorkommen wesentlich geringer. Allerdings liegt die Vermutung nahe, daß es mit dem Handbohrer nicht immer gelang, die zum Teil stark verfestigten Diatomeenhorizonte zu erbohren, und daher in diesem Fall reichere Vorkommen nur oberflächlich angekratzt worden waren.

Am Querprofil sind ebenfalls mehrere Anomalien festzustellen. Das Widerstandsmaximum entlang der ersten 50 m dieses Profils ist jedoch eindeutig dem hier in geringer Tiefe anstehenden Beckenuntergrund zuzuordnen. Ob die beiden Anomalien um SP 2 auf Kieselguraneicherungen zurückzuführen sind oder eventuell durch Aufragungen des Untergrundes verursacht werden, kann aufgrund der Widerstandskartierung allein nicht geklärt werden. Da aber weder die Refraktionsseismik noch die Tiefensonndierung eine derartige Aufragung auswies, muß angenommen werden, daß diese beiden Maxima auf Kieselguraneicherungen zurückzuführen sind. Verstärkt wird diese Annahme dadurch, daß in den Proben, die aus der Schußbohrung 2 entnommen worden waren, Spuren von Diatomeen nachgewiesen werden konnten.

Die beiden Maxima zwischen SP 3 und SP 4 dürften ebenfalls mit ziemlicher Sicherheit auf Diatomeenanreicherungen zurückzuführen sein. Verstärkt wird diese Vermutung dadurch, daß sowohl Proben aus den beiden Schußbohrungen Kieselgur erkennen ließen als auch gerade in diesem Bereich diatomeenreichere Tone so seicht liegen, daß sie manchmal beim Bearbeiten der Äcker zutage gefördert werden.

Die Auswertung jener sechs Detailprofile, die SW Döllach gemessen worden waren, brachte bezüglich einer direkten Kieselgurindikation kaum ein nennenswertes Ergebnis. Einzig der starke Widerstandsanstieg nach Erreichen der in diesem Bereich die Tone bedeckenden Terrassenschotter konnte mit der Geologie (E. ERKAN, 1978) korreliert werden. Allerdings bewirken hier extrem trockene Tone, wie sie im Bereich der Terrassenkante anstehen, eine Verschleppung dieser Grenze.

Aufgrund der unterschiedlichen Durchfeuchtung des Bodens war es in diesem Gebiet nicht möglich, kleine Widerstandsmaxima (Profil 3) eindeutig einer Diatomeenanreicherung zuzuordnen. Außerdem können geringmächtige Schotterbedeckungen, wie sie infolge von Erosion sicher auch am Terrassenfuß vorkommen, derartige Widerstandserhöhungen hervorrufen.

Abschließend ist zu bemerken, daß es den Anschein hat, daß mittels geoelektrischer Widerstandskartierung im zentralen Bereich des Aflenzer Beckens Kieselgurvorkommen direkt nachgewiesen werden können. Änderungen des Sandgehaltes oder der Wasserführung können jedoch die Aussagekraft dieses Verfahrens negativ beeinflussen. Es scheint daher unumgänglich notwendig, die Kieselgurprospektion nicht allein mit einer geophysikalischen Methode zu betreiben. Im gegebenen Fall scheint die Kombination von Seismik und Geoelektrik optimal zu sein. Der optimalen Meßpunktdichte dürfte eine große Bedeutung hinsichtlich des Erfolges der geophysikalischen Prospektion zukommen. Sich überdeckende Profile können die Erfolgchancen beträchtlich erhöhen.

Literaturverzeichnis

- BENDA, L. und BRANDES H.: Die Kieselgurlagerstätten Niedersachsens.—Geol. Jb., A 21, S 3—85, 9 Abb., 3 Tab., 7 Taf., Hannover 1974.
- BENTZ, A., und MARTINI, H. — I.: Lehrbuch der angewandten Geologie, Geowissenschaftliche Methoden I, Band II/1.-Ferd. Enke Verlag, Stuttgart 1968.
- BRIZZOLARI, F., und BERNABINI, M.: Comparison between Schlumberger Elektrode Arrangement and some Focused Electrode Arrangements in Resistivity Profiles. — Geoph. Prospecting, Vol. 27, Number 1, p. 233—244, March 1979.
- GOULD, L.: Brief Description of Kieselguhr Investigations in Aflenzer Becken during the Field Seasons of 1978; — unveröffentl. Bericht des Inst. für Geologie und Lagerstättenlehre, Leoben 1978.
- HAJOS, M.: Kieselgurvorkommen im Tertiärbecken von Aflenzer. — Mitt. der Geolog. Gesellschaft, Band 63, S. 149—159, Wien 1970.
- MAURITSCH, H., SCHMID, CH., SCHMÖLLER, R., WALLACH, G., WEBER, F.: Refraktionsseismische Untersuchungen im Passailer Tertiärbecken. — Mitt. Abt. Geol. Paläont. Bergb. Landesmuseum Joanneum, Heft 38, S. 79—87, Graz 1977.
- MILTZER, H., SCHÖN, J., STÖTZNER, U., STOLI, R.: Angewandte Geophysik im Ingenieur- und Bergbau. — VEB, Deutscher Verlag f. Grundstoffindustrie, Leipzig 1977.
- PEFFER, W.: Bericht über eine geologische Übersichtsprospektion auf Kieselgur im Aflenzer Becken. — Unveröffentl. Bericht des Institutes für Geologie und Lagerstättenlehre, Leoben 1977.
- PEFFER, W.: Bericht über Handbohrungen im Aflenzer Becken. — Unveröffentl. Bericht des Inst. für Geologie und Lagerstättenlehre, Leoben 1979.
- PETRASCHEK, W.: Kohlengologie der Österreichischen Teilstaaten, S. 170—171. — Verl. f. Fachlit., Wien 1924.
- SPENGLER, F. u. STINI, J.: Erläuterungen zur geologischen Spezialkarte der Republik Österreich, Blatt Eisenerz, Wildalpen und Aflenzer. — Geol. B. A. p. 74, Wien 1926.

Anschrift der Verfasser: Dipl.-Ing. Dr. mont. Ch. SCHMID, Dipl.-Ing. Dr. mont. R. SCHMÖLLER und o. Univ.-Prof. Dr. phil. F. WEBER, Institut für Geophysik, Montanuniversität, A-8700 Leoben.

Montangeologische Untersuchungen auf Eisenglimmer am Beispiel der Vererzungen in den nordöstlichen Seetaler Alpen

Von Ferdinand SCHÜSSLER

Mit 4 Tab. und 3 Abb.

Inhaltsverzeichnis

Zusammenfassung	137
1. Einleitung	137
2. Wirtschaftliche Aspekte des Eisenglimmers	138
3. Kriterien bei der Auswahl des Untersuchungsgebietes	138
4. Geologischer Rahmen und allgemeiner Gesteinsbestand des Arbeitsgebietes	139
5. Vererzungen	140
5.1. Versuch einer genetischen Deutung	140
6. Prospektionsarbeiten	142
6.1. Gründe für die Wahl der Prospektionsmethode und Zielsetzung	142
6.2. Geochemie	143
6.2.1. Probenahme	143
6.2.2. Probenvorbereitung	144
6.2.3. Analyse	145
6.2.3.1. Erzproben	145
6.2.3.2. Stream-Sediments-Proben	146
6.2.3.2.1. Analyse auf Eisen	146
6.2.3.2.1.1. Allgemeine Aspekte	146
6.2.3.2.1.2. Analysenergebnisse	146
6.2.3.2.2. Analyse auf Mangan	149
6.2.3.2.2.1. Allgemeine Aspekte	149
6.2.3.2.2.2. Analysenergebnisse	151
6.2.3.2.3. Korrelation zwischen Fe und Mn	154
6.3. Geophysikalische Untersuchungen	154
7. Aufbereitungsversuche	154
8. Kritische Betrachtung der Prospektionsmethoden	155
9. Auswahl besonders prospektionswürdiger Gebiete	157
Literaturnachweis	158

Zusammenfassung

Die Durchführung von Prospektionsarbeiten auf Eisenglimmer im Gebiet zwischen Reiflingberg und Judenburg führte zur Auffindung von drei Eisenglimmerfundstellen. Die Fortsetzung der Vererzungen wurde z. T. durch geomagnetische Messungen gefunden. Die Mächtigkeiten der Eisenglimmervererzungen schwanken im cm- bis dm-Bereich. Aus diesem Grund können sie keiner wirtschaftlichen Nutzung zugeführt werden. Von aufbereitungstechnischer Seite wäre es prinzipiell möglich, aus den Erzen bei Judenburg ein hochwertiges Hämatitkonzentrat zu erzeugen.

1. Einleitung

Der vorliegende Bericht stellt einen Auszug aus der Dissertation dar, die vom Verfasser dank der dafür zur Verfügung gestellten Mittel beendet werden konnte.

In dieser Arbeit erfolgte eine Zusammenstellung der wirtschaftlichen Aspekte des Eisenglimmers, eine Beschreibung der wichtigeren mittelostalpinen Eisenglimmerlagerstätten und -vorkommen, und sie konzentrierte sich im Hauptteil auf montangeologische Untersuchungen, die in eine geologische Kartierung eines ausgewählten Untersuchungsgebietes, eine geochemische Prospektion, eine geophysikalische Prospektion und in aufbereitungstechnische Untersuchungen gegliedert wurden. Mein Dank gilt besonders den Herren Prof. Dr. F. WEBER und Prof. Dr. H. J. STEINER für die Entlehnung eines Magnetometers und für die Durchführung von Aufbereitungsversuchen.

2. Wirtschaftliche Aspekte des Eisenglimmers

Eisenglimmer, eine feinblättrige Ausbildung des Hämatits, besitzt im Vergleich zu anderen Eisenerzen nur Bedeutung in der chemischen Industrie zur Herstellung hochwertiger Rostschutzfarben.

Seine vorzügliche Eignung dafür beruht auf der Fähigkeit, durch die dachziegelartige Übereinanderlagerung der Eisenglimmerschüppchen bei der Applikation des Anstrichs das UV-Licht zu reflektieren. Daneben werden auf der Metalloberfläche Inhibitor Komplexe gebildet, die den zerstörenden Einfluß atmosphärischer Verunreinigungen verhindern.

Die größte, derzeit in Betrieb stehende Eisenglimmerlagerstätte liegt in Waldenstein/Kärnten. Weitere Produzenten von Eisenglimmer sind in geringem Ausmaß England, Spanien, Brasilien, Frankreich, Australien, Sierra Leone und die UdSSR.

Die Welt-Gesamtproduktion an Eisenglimmerfertigware beträgt nach Schätzungen etwa 40.000 Tonnen.

Die Verkaufspreisentwicklung bei Eisenglimmer zeigte während der vergangenen 30 Jahre durchwegs steigende Tendenz mit Preiserhöhungen bis mehr als 30 Prozent innerhalb von 2 Jahren. Der Wert der Tonne Eisenglimmerfertigware erhöhte sich von S 1410.— im Jahre 1951 auf S 7121.— im Jahre 1977.

Die ebenfalls gestiegene Nachfrage bewirkte eine Intensivierung der Prospektion.

Laut Mitteilung eines Vertreters des Bergbaues Waldenstein war eine Prospektion auf Eisenglimmer in Südafrika erfolgreich und erbrachte eine der größten Lagerstätten der Welt.

Auch in Österreich finden sich im Zuge Hüttenberg—Waldenstein bzw. Hansental—Nußdorf—Kathal—Waldenstein Eisenglimmer-höfliche Gebiete.

Eines davon soll im Rahmen dieser Arbeit genauer besprochen werden.

3. Kriterien bei der Auswahl des Untersuchungsgebietes

Bei der Auswahl eines prospektionswürdigen Gebietes, in dem verschiedene Prospektionsmethoden zielversprechend schienen, wurden folgende Kriterien zugrunde gelegt:

Ausgehend von den bekannten Lagerstätten in der Koralpe, der Saualpe, der Seetaler Alpe und in den Wölzer Tauern wurde der Untersuchungsraum großflächig eingegrenzt, womit auch der Bezug zu ausschließlich mittelostalpinen Lagerstätten gegeben war.

Ein weiteres Kriterium, das näher an das letztthin ausgewählte Gebiet führte, war die räumliche Verteilung der Lagerstätten, die in einem NW-SE laufenden Zug am Sölkpaß, bei Nußdorf und bei Kathal erscheinen.

Ausschlaggebend für die endgültige Bestimmung des Untersuchungsgebietes war das Auftreten geomagnetischer Anomalien am Reiflingberg und zwischen Oberweg und Reiflinggraben S Judenburg, die sich im Zuge von geophysikalischen Messungen im Rahmen des Forschungsprojektes „Geologischer Tiefbau der Ostalpen“ ergaben.

Die Grenzen des Untersuchungsgebietes werden somit im W von der Ostflanke des Hölzlkogels, im N von Judenburg, im E von Feeberg und dem Spitalwald und im S von der Linie Reiflingberg—Kienberg gebildet.

4. Geologischer Rahmen und allgemeiner Gesteinsbestand des Arbeitsgebietes

Dieser nordöstliche Abschnitt der Seetaler Alpen wird aus mesozonalem Kristallin aufgebaut, dem S des Reiflingberges katazонаles Kristallin tektonisch auflagert. Sowohl hinsichtlich der tektonischen Beeinflussung als auch des Gesteinsverbandes sind Übereinstimmungen mit den benachbarten Gebieten, wie Saualpe und Wölzer Tauern, gegeben.

Der allgemeine Gesteinsbestand des untersuchten Gebietes setzt sich zusammen aus Marmoren, Glimmerschiefern, Amphiboliten, Paragneisen, Pegmatiten und dunklen, pigmentierten Schiefern.

Die Marmore bilden 2 Züge, von denen einer den Steinbruch SW Judenburg aufbaut und sich über Ziegelwald und Fresner zum Kienberg und weiter in das Granitzental fortsetzt. Der südlichere Marmorzug tritt relativ geringmächtig zum ersten am N-Abhang des Reiflingberges auf.

Bezüglich der Vererzungen ist der südliche Marmor steril. Die Erzfundpunkte, die sich z. T. aus den feldgeologischen Beobachtungen ergaben, liegen ausschließlich im nördlichen Marmorzug.

Im Bereich der Marmore treten Glimmerschiefer unterschiedlicher Mächtigkeiten auf. Die mannigfaltigen Erscheinungsformen wurden nicht näher untergliedert, zumal eine Beziehung zu Fe-Vererzungen aufgrund der Kartierung ausgeschlossen werden konnte.

Amphibolite folgen nach Glimmerschiefern und geringmächtigen Gneisen über den liegenden Marmoreinheiten und sind besonders nördlich des Reiflingberges mächtig ausgebildet. Im Zusammenhang mit den Vererzungen stellen sie keine Bedeutung dar und wurden nur insofern genauer kartiert, um verschiedene Anomalien aus geomagnetischen Messungen interpretieren zu können.

Paragneise treten auf der außerhalb des Untersuchungsgebietes liegenden Seetaler Alpe im Zuge von Vererzungen auf. Dieser Zusammenhang konnte im gegenständlichen Untersuchungsbereich nicht festgestellt werden.

Pegmatite erscheinen sowohl in Form quergreifender Gänge als auch – und zwar zum überwiegenden Teil – als s-parallele Einlagerungen in den Amphiboliten, Marmoren und Glimmerschiefern. Vom Typus her gesehen lassen sich 2 Pegmatitarten unterscheiden: turmalinführende Pegmatite im S und reine Feldspat-Quarz-Pegmatite im N, teilweise mit Muskowitblättchen auf s.

Im N des untersuchten Gebietes treten im Hangenden der Marmore dunkle pigmentierte Schiefer auf, die ebenfalls nach bisherigen Erkenntnissen als vererzungsfrei anzusehen sind.

5. Vererzungen

Vererzte Bereiche konnten an zwei Stellen gefunden werden. Beide Male treten als Erzträger Marmore des nördlicheren Marmorzuges auf. Der erste Fundpunkt liegt im Reiflinggraben, wo auch Halden von früheren bergmännischen Aktivitäten zeugen. Der zweite Fundpunkt liegt beim Gehöft Engelberger und wurde bislang in der Literatur nicht erwähnt. Darüber hinaus zeigten sich in der Fortsetzung des beim Engelberger vererzten Marmors u. d. M. zahlreiche isolierte Hämatitkörner (Fundpunkt 3), die nicht zu einer Erzanreicherung im herkömmlichen Sinn aggregiert sind.

Im Handstückbereich erscheint die Vererzung im Reiflinggraben als durch Verwerfer zerstückelte, lagergangartige Anreicherung von z. T. massivem Hämatit, der alle Übergänge zu feinblättrigen Varietäten zeigt. Die Mächtigkeit der Vererzung liegt maximal im dm-Bereich, wodurch eine wirtschaftliche Verwendung des Eisenglimmers aus dem gegenständlichen Untersuchungsgebiet ausgeschlossen werden kann. Erzproben aus dem Reiflinggraben und aus der Vererzung beim Engelberger zeigten Eisengehalte zwischen 67,2 und 68,3 Prozent.

5.1. Versuch einer genetischen Deutung

Nicht nur im Untersuchungsbereich, sondern auch in den Wölzer Tauern, in der Saualpe und in der Koralpe können Übereinstimmungen im Erscheinungsbild der Vererzungen festgestellt werden. Die Eisenglimmervererzungen der vorhin genannten Gebiete treten stets in einem Gesteinsverband auf, der sich im wesentlichen aus folgenden lithologischen Einheiten zusammensetzt:

Marmore, Glimmerschiefer, Paragneise, Amphibolite und Pegmatite. In der unmittelbaren Umgebung der Vererzungen ist eine Anhäufung von Pegmatitinjektionen zu beobachten. Fehlen die Pegmatite, dann tritt die Vererzung nur mehr in Form feinstverteilter, isolierter Hämatitkörner auf.

Weiters ist das Trägergestein der Vererzung bei allen Eisenglimmervorkommen durch intensive Bruchtektonik zerstückelt. Zumeist handelt es sich bei den Störungen um Zerrklüfte, die große alpine Bruchlinien begleiten. Daneben konnten auch besonders in Marmoren Verwerfungen beobachtet werden, durch die lagergangartige Vererzungen zergliedert werden. Das Auftreten großer tektonischer Lineamente in der Nähe der mittelostalpinen Eisenglimmervererzungen ist ebenfalls typisch. Bei den Vererzungen in den Wölzer Tauern ist es die Pölslinie, in Waldenstein die Lavantstörung und in Hüttenberg die Görttschitzalstörung.

Unter Berücksichtigung aller Fakten können zwei genetische Modelle für die Entstehung der Eisenglimmervererzungen angenommen werden:

- a) hydrothermal
- b) synsedimentär

Hydrothermale Entstehung:

Auf der Seetaler Alpe sind die Hämatitvererzungen ausschließlich an quergreifende Gänge gebunden. Die Erzanreicherungen in Oberzeiring lassen bei Annäherung an die Pölsstörung eine Zunahme des Erzadels erkennen. In Nußdorf wird auch das nichtkarbonatische Nebengestein von vererzten Gängen durchzogen. Die Vererzungen in Waldenstein und Hüttenberg treten entlang von Verwerfungen auf, die ideale Aufstiegsbahnen für Erzlösungen darstellen.

Synsedimentäre Genese:

Das Modell einer primär synsedimentären Entstehung des Hämatits mit seinem

jetzt als Marmor vorliegenden Muttergestein gewinnt aufgrund von Dünnschliffbeobachtungen größere Wahrscheinlichkeit. Zahlreiche feinkörnige Hämatite durchsetzen feinverteilt den vererzten Marmorzug Reiflinggraben—Engelberger. Im Fehlen der Pegmatite im unmittelbaren Bereich der isolierten Hämatitkörner könnte die Ursache zu finden sein, warum es zu keiner Erzanreicherung kam.

Die auftretenden Gesteine des Arbeitsgebietes sind mit Ausnahme der Pegmatite und Amphibolite Metasedimente mariner Herkunft. Aufgrund der Untersuchungen von A. PILGER, N. WEISSENBACH und K. METZ ist deren Alter mit Ordoviz bis Oberdevon anzusetzen.

Für die Anreicherung bzw. Ablagerung von Eisen im marinen Milieu kommen folgende Mechanismen in Frage:

a) Transport von Eisenlösungen aus Verwitterungsprozessen eines hypothetischen Festlandes in den marinen Ablagerungsraum:

Nach A. ZITZMANN und CH. NEUMANN-REDLIN kann bereits Hämatit im marinen Milieu bei geeigneten hohen pH- und positiven Eh-Bedingungen entstanden sein. Das Eisen entstammt oberflächennahen, terrestrischen Lagerstätten, die durch Verwitterungsprozesse abgetragen wurden. Eisen in Form von Eisenhumat und Eisenbikarbonat wurde durch Flüsse dem marinen Ablagerungsraum zugeführt. In küstennahen Gebieten werden ausschließlich klastische Nichteisenminerale abgelagert. In weiterer Entfernung von der Küste wird das Eisenhumat zersetzt und Eisenhydrat flockt aus, das als ausgefälltes Gel zu Boden sinkt. Während der Genese wird Eisenhydrat je nach Bildungsbedingungen in Limonit, Chamosit, Siderit, Hämatit, Magnetit oder Pyrit umgewandelt.

b) Zufuhr von Eisen aufgrund submarin-vulkanischer Prozesse (die Anwesenheit der Amphibolite vergrößert diese Wahrscheinlichkeit):

Nach A. ZITZMANN zeigen alle zentraleuropäischen Lagerstätten des Devon ähnliche Charakteristika wie der Lahn-Dill-Typus.

- Die Lagerstätten stehen in Beziehung mit Vulkaniten der Spilit-Diabas-Reihe.
- Eisenerzlagerstätten wurden nur in Gebieten gebildet, in denen maximale Mächtigkeiten der Vulkanite aufscheinen.
- Tuffe und Kissenlaven werden von Erzhorizonten überlagert. Über den Erzen folgen marine Sedimente, Tuffe oder Tuffite.
- Kleinräumige Faziesänderungen sind typisch.
- Der Erztypus ändert sich mit der Entfernung zu den Aufstiegsbahnen.
- Das vorherrschende Erzmineral ist Hämatit.

Der bevorzugte Bildungsraum von Eisenerzen aus Eisenhydraten ist im marinen Milieu der Bereich, in dem tonig-mergelige oder sandige bis tonig-mergelige Sedimente abgelagert werden. Selten ist eine Bildung im kalkigen Milieu zu beobachten (A. ZITZMANN, CH. NEUMANN-REDLIN, 1977).

Allerdings gibt es in der Oberpfalz oberkretazische Eisenlagerstätten, die keinem marin-sedimentären Typus zugeordnet werden können. Es handelt sich dabei um Vererzungen in Dolinen und Taschen eines verkarsteten Malm-Kalkes. Das Eisen stammt von einem nahe gelegenen Abtragungsraum.

Ein weiteres Beispiel einer marin-sedimentären Entstehung liefern die Hämatite in den Salzdiapiren der Hormuz-Serie im SE-Iran. H. W. WALTHER (1972) deutet diese Hämatiterze als vulkanogen-sedimentär, weil das Fehlen detritischer Verunreinigungen im Hämatit nur durch einen ursächlichen Zusammenhang zwischen Vererzung und Magmatismus erklärt werden kann.

Nach Ansicht des Verfassers der vorliegenden Arbeit könnte es sich im untersuchten Gebiet um ehemalige marine Fe-Ablagerungen im karbonatischen Milieu gehandelt haben. Damit ergibt sich folgendes genetisches Modell:

- Feindisperse Anreicherung von Hämatit im Sedimentationsraum bei geeigneten physikochemischen Bedingungen, wobei die Frage nach der Herkunft des Eisens aus einem Abtragungsbereich oder durch submarinen Vulkanismus nicht diskutiert werden soll (heutige Amphibolite?).
- Nach erfolgter Diagenese könnte es im Zuge einer regionalmetamorphen Umprägung und vielleicht auch im Zusammenhang mit dem Eindringen von Pegmatiten zu einer Rekristallisation und Sammelkristallisation der Hämatite gekommen sein. Ob dies in prävariszischen oder variszischen Phasen erfolgte, ist nicht zu entscheiden.
- Im Zuge von Verschuppungen und Überschiebungen (vermutlich variszisch) kam es zur Ausbildung blättchenförmiger Varietäten des Hämatits.
- Eine jungalpidische Reaktivierung der möglicherweise variszisch angelegten, tiefgreifenden Störungen wie der Pöls-Lavant-Linie oder Görttschitztallinie könnte eine weitere Zufuhr von Fe-haltigen Lösungen bewirkt haben, die zur Bildung der Lagerstätten von Oberzeiring und Schmelz führten.
- Eine Bruchtektonik bewirkte die Verwerfungen in den vererzten Marmoren des gegenständlichen Untersuchungsgebietes.

6. Prospektionsarbeiten

Die Ergebnisse der feldgeologischen Kartierung dienten als Basis für geochemische und geophysikalische Prospektionsmethoden. Folgende Erkenntnisse konnten aus der Geologie abgeleitet werden:

- Eisenglimmer tritt im untersuchten Sektor ausschließlich in Marmoren entlang tektonischer Lineamente auf,
- im Bereich der Vererzungen häufen sich die Pegmatitschwärme,
- Hämatit wurde auf allen untersuchten Vorkommen z. T. in Magnetit umgewandelt,
- Leitelemente für eine geochemische Suche wie z. B. Sb, As etc. fehlen.

6.1. Gründe für die Wahl der Prospektionsmethode und Zielsetzung

Als Zielsetzung war zu überprüfen, ob es überhaupt möglich ist, Eisenglimmervererzungen mit modernen Methoden zu prospektieren. An Möglichkeiten standen geophysikalische und geochemische Prospektionsmethoden zur Verfügung. Bei der Auswahl wurde auf den Typ der Vererzung, der aus der geologischen Kartierung bekannt war, Rücksicht genommen. Hinsichtlich der Geochemie wurde versucht, einzig mit Mn und Fe Elemente zu bestimmen, die direkt auf eine Vererzung schließen lassen würden.

Die Probenentnahme von Bachsedimenten schien ebenfalls zielführend zu sein, da mit relativ wenigen Proben Aussagen über das Herkunftsgebiet des Sedimentes respektive die mögliche Vererzung in dem Einzugsgebiet zu gewinnen sind. Leitelemente, die ausschließlich in der Erzparagenese auftreten, konnten nicht gefunden werden. Der Versuch in Waldenstein, As und Sb in die Analysen einzubeziehen, könnte in diesem Lagerstättenrevier zum Erfolg führen, würde aber kaum unter geänderten Lagerstättenbedingungen, wie sie in den Vorkommen der Seetaler Alpen herrschen, zielführend sein. Geophysikalische Untersuchungen, die unter anderem im Gebiet der Seetaler Alpen im Rahmen des Forschungsprojektes

„Tiefbau der Ostalpen“ durchgeführt wurden (K. METZ et al., 1978) ergaben im Bereich S bzw. SW Judenburg z. T. bedeutende Anomalien.

Es erschien daher zielführend, durch Detailmessungen und geologische Detailkartierungen die Anomalien aus der Übersichtsmagnetik interpretieren zu können. Ein weiterer Grund für die Wahl der Geomagnetik war darin zu sehen, daß die Lagerstätte Waldenstein bereits geomagnetisch vermessen wurde und die Ergebnisse somit zu Vergleichszwecken zur Verfügung stehen. Es war anzunehmen, daß die Magnetik als Prospektionsmethode auf Eisenglimmer anwendbar sei, da Magnetit mit Hämatit verwachsen häufig in den Vererzungen in Reifling auftritt.

Obige Aufgabenstellung ergab somit zwei Bereiche: zum einen sollten die oben erwähnten, einer Übersichtsmessung entstammenden Anomalien interpretiert werden, zum anderen sollten mikromagnetische Messungen dazu verwendet werden, eventuelle geochemische Fe-Anomalien zu lokalisieren.

6.2 Geochemie

6.2.1. Probenahme

Die Proben, die für Analysen gezogen wurden, stammen aus zwei Teilgebieten. Das erste Teilgebiet umfaßt Erzproben von Halden, die an drei örtlich verschiedenen Vorkommen (Seetaler Alpe, Reiflinggraben und beim Gehöft Engelberger) genommen wurden.

Die Menge des Probenmaterials umfaßte etwa 3 kg pro Vorkommen, die zerkleinert und geviertelt wurden, um einen repräsentativen Querschnitt durch das gesammelte Material zu erhalten. Aus diesem war die quantitative Verteilung von Fe, Mn, S, Ca, Mg und Si zu ermitteln.

Das zweite Teilgebiet betrifft das Oberflächenentwässerungssystem, aus dem insgesamt 67 Proben stammen. Die Vorgangsweise zur Probenentnahme folgte den von der Geologischen Bundesanstalt 1979 herausgegebenen Richtlinien:

- mindestens drei Probenentnahmestellen pro Probe,
- möglichst großer Anteil an feinkörnigem Material,
- frei von organischen Substanzen,
- aktives Sediment aus tieferem Bereich,
- Probenentnahmestellen an Gabelungen müssen so bestimmt werden, daß eine gegenseitige Beeinflussung der Sedimente aus möglicherweise verschiedenen Einzugsgebieten ausgeschlossen werden kann,
- Kontamination durch einbrechendes Humus-Material soll dadurch verhindert werden, daß der Probenentnahmepunkt entsprechend weit vom Uferbereich entfernt gelegt wird.

In manchen Fällen, besonders in Hochgebirgslagen mit starkem Reliefunterschied, kann den oben angeführten Bedingungen nicht immer gefolgt werden, wodurch man gezwungen ist, auf Kompromisse einzugehen. In einem schnell fließenden Gerinne mit felsigem Untergrund wird man schwerlich mächtige Sedimente finden, sodaß die gewünschte Probenmenge, die mit rund 750 bis 1000 g angenommen werden kann, nur aus einem längeren Abschnitt des Gerinnes (50 m bis 100 m) zu gewinnen ist. Umgekehrt zu diesem Fall ist ein kleines, nahezu stagnierendes Gerinne ebenfalls ungünstig, da der Humusanteil bzw. die organischen Substanzen überwiegen. Mitunter ist es möglich, durch vorsichtiges Entfernen der leichteren organischen „Decklagen“ geringe Mengen an Probenmaterial zu sammeln.

Das Ausmaß der Probenmenge ist keiner Norm unterworfen, doch beträgt das Mindestmaß an feinem Material unter 180 μ etwa 50 g. Es ist verständlich, daß bei grobklastischem Geröllschutt, an den feinkörniges Material angelagert sein kann, die

Probenmenge bei weitem größer sein wird, als es bei in einem Sediment vorherrschenden feinen Fraktionen der Fall sein muß.

Unter aktivem Sediment versteht man eine Ablagerung, die entweder laufend entsteht (z. B. im Schutz größerer Blöcke) oder die aus dem letzten höheren Wasserstand resultiert (z. B. nach Regenfällen oder eventuell Schneeschmelzen). Ablagerungen, die während eines Hochwassers gebildet werden (Hochwasser im Sinne einer abnormalen Wasserstandshöhe), müssen nicht repräsentativ sein, da sehr viel Humusmaterial eingeschwemmt sein kann bzw. das Sediment überwiegend aus Material bestehen kann, das aus einem Einzugsgebiet stammt, dessen Lithologie unter normalen Bedingungen nicht primär an der Zusammensetzung des Sediments beteiligt wäre.

Eine Probendichte von etwa 1 Probe/km² erwies sich in unserem alpinen Bereich als ausreichend, um Primärinformationen im Rahmen einer geochemischen Übersichtsprospektion zu erhalten. An sich hängt die Probendichte jedoch von der Aufgabenstellung und der Dichte des Entwässerungsnetzes ab. Im gegenständlichen Fall betrug die Probendichte etwa 3 Proben/km², weil einerseits Primärinformationen bereits durch die Geologie geliefert wurden und andererseits die Lagerungsverhältnisse der erzhöflichen lithologischen Einheiten eine genauere Auflösung der Isolinienkarte erforderten. Eine der Vorbedingungen für eine zielführende Aussage ist es, die Probenentnahmestellen so zu verteilen, daß bei minimaler Probendichte das größtmögliche Einzugsgebiet erfaßt werden kann. Das Ergebnis soll anomale Bereiche in Relation zum Background zeigen, in denen in weiterer Folge Detailuntersuchungen durchgeführt werden, um die Ursache der Anomalie zu klären.

Vielfach kann eine Anomalie auf künstliche Einflüsse zurückgeführt werden, zu denen Mülldeponien und Haushaltsabwässer, aber auch Halden aus aufgelassenen Bergbauen, zu zählen sind. Diese Einflüsse können neben topographischen, morphologischen, geologischen und hydrogeologischen Angaben als Stammdaten erfaßt werden und nach Auswertung der Ergebnisse wertvolle Hinweise bezüglich der Interpretation einer Anomalie liefern.

In diesem Zusammenhang ist es auch nicht empfehlenswert, Proben größeren Gerinnen wie Flüssen zu entnehmen, da eine mögliche anomale Anreicherung eines Elementes nicht mehr zur Primäranreicherung im festen Gebirge hinführt.

6.2.2. Probenvorbereitung

Das Material kommt im nassen bis feuchten Zustand ins Labor, wo es entweder in Luft oder im Trockenschrank getrocknet werden muß. Der Transport der Proben erfolgt zweckmäßigerweise in verstärkten Papiersäcken, die einen Feuchtigkeitsaustausch zulassen. Somit kann bereits unmittelbar nach der Aufnahme der Proben in die Säcke der Trocknungsprozeß beginnen.

Plastikbeutel können notfalls verwendet werden; nur muß man mit einem länger dauernden Trocknungsprozeß im Labor rechnen, da das gesamte im Plastikbeutel mitaufgenommene Wasser nicht verdunsten kann.

Nach den Richtlinien der GBA soll die Trocknungstemperatur nicht mehr als 80° C betragen, weil ansonsten die leicht flüchtigen Elemente (z. B. Hg) verdunsten. Der Trocknungsvorgang kann dadurch beschleunigt werden, daß man das Probenmaterial dünnlagig auf Papptellern ausbreitet. Die Dauer, bis das Material vollständig getrocknet ist, beträgt je nach Luftfeuchtigkeit rund 3 bis 6 Wochen. Danach wird die Probenmenge in mehrere Kornklassen abgesiebt. Die derzeit tolerierte Korngröße für Analysenzwecke darf bei Stream-Sediment-Proben 180 µ

nicht überschreiten. Die von mir genommenen Proben wurden auf unter 160μ abgesiebt.

Größere Fraktionen können untersucht werden, um den Gesteinsverband des Einzugsgebietes zu bestimmen. Die Kornfraktion kleiner 160μ wird auf eine Menge geviertelt, die für Analyse und Archivierung ausreichend ist. Je nach den zu erwartenden Analysenwerten wird die für die Untersuchung notwendige Menge variiert. Die GBA empfiehlt mindestens 40g des feinen Probenmaterials für Analysen- und Dokumentationszwecke. Der chemische Aufschluß des an Tonfraktionen adsorbierten Eisens und Mangans wurde nach folgender Vorgangsweise erzielt:

- 1g Probe wurde mit 5 ml HCl und 3 ml HNO₃ versetzt und 1 Stunde lang im Wasserbad auf 85° C erhitzt, um einerseits die zu untersuchenden Metalle in Lösung zu bringen und andererseits organische Substanzen zu eliminieren.
- Für die Bestimmung des Eisengehaltes mußte die Lösung nach einmaligem Abfiltrieren auf 1 : 4000 verdünnt werden, um in den für die Analyse optimalen Bereich der Eichkurve zu fallen.
- Bei Mangan betrug der Verdünnungsfaktor 1 : 120.

Die Lösungen wurden mit dem Atomabsorptionsspektrophotometer am Institut für Allgemeine und Anorganische Chemie auf Eisen und Mangan untersucht.

6.2.3. Analyse

6.2.3.1. Erzproben

Aus drei verschiedenen Eisenglimmervorkommen wurden Proben genommen, um die Gehalte an Fe, Mn, S, Ca, Mg und Si miteinander vergleichen zu können. Die Proben stammen durchwegs aus dem Haldenmaterial, da im Anstehenden keine repräsentativen Proben der Vererzung zu finden waren.

Ergebnis: Die Probe von der früher betriebenen Eisenlagerstätte Seetaler Alpe wurde nur zu Vergleichszwecken herangezogen und soll keine Aussage über eine mögliche Wirtschaftlichkeit der Lagerstätte liefern.

Die Proben zeigen durchwegs hohe Fe-Gehalte, Mangan tritt stets unter 0,1 % auf, S in Form von Pyrit ist im Reiflinggraben mit Eisenglanz verwachsen und ist in den Erzen der Lagerstätte Seetaler Alpe nur untergeordnet anzutreffen. In der folgenden Tabelle sind die Analysenergebnisse zusammengefaßt.

Tab. 1: Chemische Analyse der Erzproben (Reifling, Seetaler Alpe).

Vorkommen	Gehalte in %					
	Fe	Mn	S	Ca	Mg	Si
Reiflinggraben	68,3	0,1	0,12	0,3	0,5	0,2
Engelberger	67,2	0,1	0,04	0,2	0,5	0,5
Seetaler Alpe	66,5	0,1	0,01	0,1	0,4	0,9

Zum Unterschied von den beiden Proben aus der Gemeinde Reifling ist der Gehalt an Si in der Probe Seetaler Alpe bei geringerem Fe-Gehalt höher, während umgekehrt Ca und Mg, die in Form von Karbonaten vorliegen, zurücktreten.

6.2.3.2. Stream-Sediments-Proben

6.2.3.2.1. Analyse auf Eisen

6.2.3.2.1.1. Allgemeine Aspekte

Die Häufigkeit des Eisens in Metamorphiten ließe erwarten, daß die Verteilung in den Sedimenten eine relativ einheitliche ist. Eisen ist z. B. im Biotit und Granat vorhanden, Minerale, die in metamorphen Schiefen recht häufig vorkommen. Bei der Verwitterung und Auflösung dieser Minerale wird das Eisen als Eisenoxid frei und geht in Lösung. Der Abtransport erfolgt z. B. durch das Oberflächenentwässerungssystem. Die Eisenoxide können sowohl als stabilisierte Kolloide als auch als adsorbierte Beläge detritischer Teilchen im Wasser auftreten.

Die Tonminerale haben wie allgemein bei Metallen in Flußsedimenten auch auf die Stabilisierung der Eisenoxidkolloide großen Einfluß. Bedingt durch die große spezifische Oberfläche können Kolloide leicht adsorptiv gebunden werden.

Eisenführende Silikate und Magnetit, die nicht vollständig chemisch zersetzt wurden, werden in Form kleiner detritischer Teilchen abtransportiert.

Eisensulfide sind nicht widerstandsfähig gegen chemische Zersetzung und somit auch kaum im Feinkornanteil eines Sediments anzutreffen.

Daraus kann man schließen, daß in der Tonfraktion eines Sediments, dessen Mineralbestand sich aus zersetzten metamorphen Gesteinen aufbaut, sowohl Eisen aus Sulfiden und Sulfaten als auch aus oxidischen und hydroxidischen Erzmineralen (außer Magnetit) adsorptiv an Tonminerale gebunden, auftreten kann. Während der Ablagerung in ruhigen, nicht turbulenten Bereichen der Entwässerungsrinnen tritt eine Differenzierung der verschiedenen Erscheinungsformen ein, d. h. detritische Eisenpartikel gehen in die Schwermineralfraktion, und von Tonmineralen adsorptierte Eisenoxide bilden in der Regel die leichteren Komponenten eines Sediments (ohne Berücksichtigung organischer Substanzen, die den obersten Abschnitt eines Sediments aufbauen).

Die in dieser Arbeit gestellte Aufgabe, eine Übersichtsprospektionsmethode zu wählen, mit der höfliche Gebiete abzugrenzen sind, basiert auf der Annahme, daß eine im Einzugsbereich des Entwässerungsnetzes angeschnittene Eisenglimmervererzung trotz Häufigkeit und Mobilität des Eisens und der damit verbundenen großen Dispersionshöfe anomale Bereiche liefern müßte.

6.2.3.2.1.2. Analysenergebnisse

Die Proben wurden mittels eines Zweistrahl-AAS der Marke Perkin Elmer Typ 400 analysiert. Aus der Vielzahl der für Eisen möglichen Resonanzlinien wurde die am häufigsten verwendete gewählt, die eine Wellenlänge von 248,3 nm besitzt und eine Nachweisgrenze von 0,01 µg/ml bei einer spektralen Spaltbreite von 0,2 nm liefert. Um die Genauigkeit der erhaltenen Ergebnisse zu erhöhen, wurden mehrere, im Zweifelsfall bis zu 5 Messungen jeweils mit einer Integrationszeit von 10 Sekunden durchgeführt. Das arithmetische Mittel aus diesen Teilmessungen erbrachte den Durchschnittswert der Probe. In der nachstehenden Tabelle sind die Eisengehalte der Stream-Sediment-Proben zusammengefaßt.

Tab. 2: Eisengehalte der Stream-Sediment-Proben

Fe-Gehalt in % in den Bachsedimenten					
Proben-Nr.	Gehalt (%)	Proben-Nr.	Gehalt (%)	Proben-Nr.	Gehalt (%)
1	1,85	24	1,64	47	1,98
2	1,96	25	1,36	48	1,69
3	1,55	26	1,37	49	1,67
4	2,24	27	1,46	50	1,26
5	1,99	28	1,24	51	1,66
6	1,34	29	1,17	52	1,18
7	1,57	30	1,22	53	1,21
8	1,45	31	0,97	54	0,55
9	1,56	32	1,51	55	0,55
10	1,53	33	2,11	56	1,73
11	1,56	34	1,49	57	1,61
12	1,96	35	1,44	58	1,32
13	1,43	36	1,23	59	1,74
14	1,97	37	1,20	60	1,86
15	1,58	38	1,33	61	1,73
16	1,77	39	1,50	62	1,68
17	1,60	40	1,86	63	1,94
18	1,63	41	1,10	64	1,94
19	0,87	42	1,13	65	1,66
20	1,50	43	1,42	66	0,94
21	1,52	44	1,37	67	1,39
22	1,46	45	1,55		
23	1,35	46	1,90		

Interpretation:

Der Bereich, in dem die Gehalte schwanken, liegt zwischen 0,55 % und 2,24 %.

Die Daten wurden in einem Histogramm dargestellt, in dem auf der Abszisse die Klassen aufgetragen sind; die linke Ordinate gibt die Klassenhäufigkeit an, die rechte den Faktor, mit dem die Klassenbreite multipliziert werden muß, um die relative Häufigkeit zu erhalten (s. Abb. 1).

Da die Differenz zwischen Maximal- und Minimalwert der Proben nur etwa den dreifachen Betrag des niedrigsten Wertes erreicht, erwies sich eine Klasseneinteilung in 10 Klassen als ausreichend. Die Klassenbreite ist 0,2 %. Somit umfassen die Klassen den Bereich von 0,5 bis 0,7 %, 0,7 bis 0,9 %, 0,9 bis 1,1 %, 1,1 bis 1,3 %, 1,3 bis 1,5 %, 1,5 bis 1,7 %, 1,7 bis 1,9 %, 1,9 bis 2,1 % und 2,1 bis 2,3 %.

Die Skala der linken Ordinate wurde so gewählt, daß die Einteilung der rechten Ordinate als ganzzahliges Vielfaches einer Längeneinheit erfolgen konnte. Die Einteilung der rechten Ordinate mag verwirrend erscheinen, zumal die Werte über 1,00 liegen und deshalb nicht identisch mit der relativen Häufigkeit sein können. Diese Skalierung resultiert aber aus der Forderung nach einem Integral von 1 der gesamten Teilflächen des Histogrammes. Die Ablesung der absoluten Häufigkeit einer Klasse in Prozent erfolgt dadurch, daß man die Klassenbreite mit dem Wert auf der rechten Ordinate und mit 100 multipliziert.

Das arithmetische Mittel des Probenumfanges beträgt 1,51 %, die Standardabweichung 0,33% und die Varianz 0,11 %. Diese Werte waren für die Berechnung der Gauß'schen Verteilung notwendig. Für die einzelnen Klassenmittelpunkte und den Mittelwert wurden die entsprechenden Werte der Normalverteilung nach der Formel:

$$n(X; \bar{X}, s) = \frac{1}{s \sqrt{2\pi}} \times e^{-\frac{(X - \bar{X})^2}{2s^2}}$$

errechnet. Die Kurve ist um den Mittelwert symmetrisch.

Mit Hilfe der Standardabweichung lassen sich rechnerisch die anomalen Bereiche vom Background- bzw. Schwellenwert abtrennen. Ob diese Methode allgemeine Gültigkeit besitzt oder nur bei einer bestimmten Probenmenge o. ä. funktioniert, wurde nicht näher untersucht. Man geht davon aus, daß die Mehrzahl der Proben (genau 68,27 %) zwischen $\bar{X} - s$ und $\bar{X} + s$ liegen. Dieser Bereich wäre als Background anzusehen. Die Fläche zwischen $\bar{X} + 2s$ und $\bar{X} - 2s$ umfaßt weitere 27,18 %, die die Übergangszone zwischen Background und Anomalie oder den sogenannten Schwellenwert darstellen. Die verbleibenden 4,55 % der Werte setzen sich aus anomal niedrigen und hohen Werten gleichermaßen zusammen. Nach dieser Methode würden alle Fe-Gehalte über 2,17 % anomal sein.

Selbstverständlich kann der Übergang von Schwellenwert zu Anomalie nicht als abrupte Grenze angesehen werden, sondern muß als fließender Übergang betrachtet werden. Wie sich bei der Überprüfung einzelner hoher, aber außerhalb der errechneten Anomalie liegender Werte zeigte, konnten natürliche, von Vererzungen stammende Anomalien bereits ab 1,8 % auftreten. Dieser z. T. subjektiven Bewertung wurde in einer Isolinenkarte Rechnung getragen.

Eine andere Methode, die ähnlichen Richtlinien folgt, beschreibt L. SACHS (1968): „Bei großen Stichprobenumfängen liegen etwa 90% zwischen $-1,645 s$ und $+ 1,645 s$. Dieses Intervall ist deshalb wünschenswert, weil man die außerhalb liegenden Fälle als nicht mehr „normal“ auffassen kann. Die Grenzen $-0,675 s$ und $+ 0,675 s$ werden als wahrscheinliche Abweichung bezeichnet; in diesem Intervall liegen 50 % aller Beobachtungen.“

Wenn man 50 % und 90 % in die Normalverteilung der hier beschriebenen Fe-Werte einträgt, würden als anomale Werte alle jene Werte bezeichnet werden, die größer als 2,05 % sind. Normale Werte würden im Bereich zwischen 1,73 % und 1,29 % liegen. Werte zwischen 1,73 % und 2,05 % fallen nach dieser Methode in den oberen Schwellenbereich.

Daneben existieren noch weitere Methoden zur rechnerischen Abgrenzung von Anomalien, z. B. eine Theorie, daß die in einer kumulativen Häufigkeitskurve auftretenden Wendepunkte Indikatoren für den Umfang der Background-, Schwellen- und Anomaliebereiche wären.

Zweifellos ist jede dieser Methoden und Theorien für Teilbereiche der Geostatistik anwendbar, doch ist zu bedenken, daß unzählige Faktoren nicht nur geologischer und morphologischer Natur, sondern auch die Art der Probenahme, der Probenumfang sowie der Grad der Systematik bei der Probenahme die statistische Auswertung entscheidend beeinflussen und damit ein a priori Schema, das allgemein gültig ist, nicht zulassen.

Die durch die oben beschriebene Auswertung der Stream-Sediments-Proben erhaltenen Anomalien konnten zum Großteil sowohl geologisch verifiziert als auch mit den geomagnetischen Anomalien korreliert werden. Die Vererzungen im Reiflinggraben und beim Gehöft Engelberger verursachen schwächere Anomalien im Vergleich zu der im Irrwald zwischen Reiflinggraben und Oberweg beobachtbaren Anomalie, die nicht auf Vererzungen zurückzuführen ist, sondern deren Ursache im Magnetitgehalt der Amphibolite liegt. In diesem Bereich wurden deshalb auch keine geomagnetischen Profile gemessen.

Histogramm und Normalverteilung der Fe-Gehalte

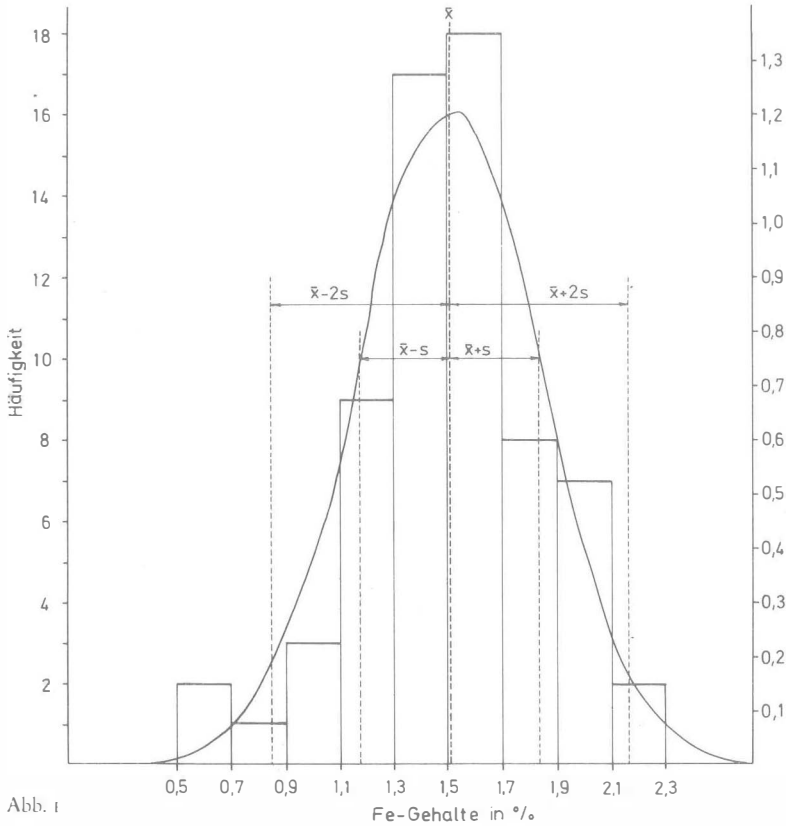


Abb. 1

Fe-Gehalte in %

6.2.3.2.2. Analyse auf Mangan

6.2.3.2.2.1. Allgemeine Aspekte

Die Konzentration an Mangan in Metamorphiten erhöht sich entsprechend der Zunahme des mafischen Charakters der Gesteine. Der durchschnittliche Gehalt an Mangan in weltweit gesammelten Glimmerschiefer- und Gneisproben beträgt 775 ppm. Amphibolite aus einigen Vorkommen der Ostalpen (J. JANDA et al., 1965) zeigten einen Mn-Gehalt von 1543 ppm. Die Verteilung des MnO in Biotiten und Hornblenden hoch- und schwachmetamorpher Gesteine ist im folgenden Diagramm (Abb. 2) dargestellt.

Das zweiwertige Mangan kann wegen ähnlicher kristallchemischer Eigenschaften Elemente wie Fe^{2+} , Mg^{2+} und Ca^{2+} in metamorphen Mineralen ersetzen. Eigene

Manganminerale in metamorphen Gesteinen sind abgesehen vom Spessartin und Calderit nicht häufig anzutreffen. Spessartin kann weiters im Pegmatit zusammen mit Glimmer vorkommen, der bis zu 4 % MnO enthalten kann. Untersuchungen an 9 Biotitproben aus Quarzdioriten und Gneisen des Großvenediger Bereiches (ACKERMAND & HÖRMAN, 1973) ergaben einen Mn-Gehalt zwischen 1780 ppm und 3875 ppm.

Einem im Jahr 1899 für die Alpine Donawitz verfaßten Gutachten zufolge (Verfasser unbekannt) ist das Eisenglimmervorkommen Reifling sehr reich an Mangan. Dieser offensichtliche Zusammenhang führte zur Aufgabenstellung, neben dem Fe-Gehalt auch den Mn-Gehalt zu prüfen.

Mangan ist schwerer löslich als Eisen, weshalb auch die vollständige chemische Zersetzung später als die des Eisens erfolgt. Dabei handelt es sich hauptsächlich um

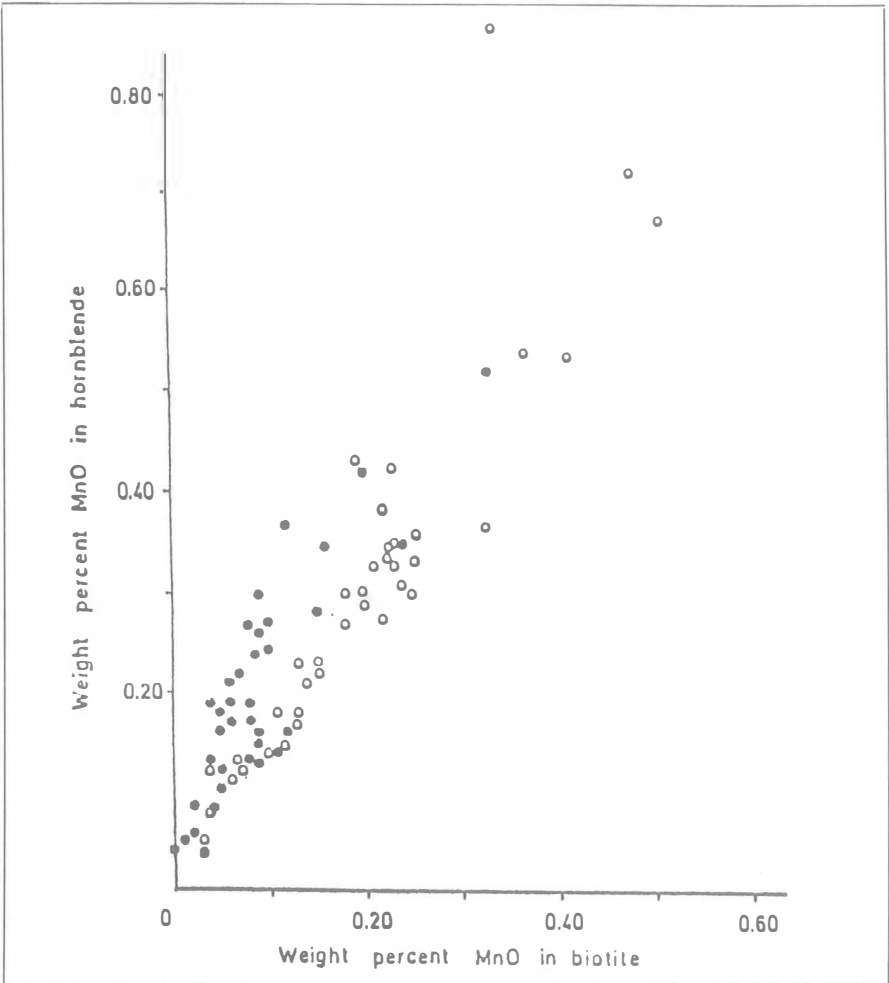


Abb. 2: Die Verteilung des MnO in schwachmetamorphen (Ringe) und mittel- bis starkmetamorphen Gesteinen (Punkte); in K. H. WEDEPOHL (1978)

Mn²⁺, welches mobilisiert werden kann, während Mn⁴⁺ geringlösliche Oxide bildet und dadurch im Lokalbereich der Verwitterung verbleibt.

6.2.3.2.2.2. Analysenergebnisse

Die Analysen wurden auf demselben Gerät durchgeführt, wie in 6.2.3.2.1.2. angegeben. Als Energie für die Flamme diente ein Luft-Acetylen-Gemisch, das ohne größere Schwierigkeiten eine Bestimmung ermöglichte. Die größte Empfindlichkeit wurde durch die Verwendung der 279,5 nm Resonanzlinie erreicht. Die Vorgangsweise bei der Analyse auf Mangan erfolgte gleich wie bei der Analyse auf Eisen durch mehrere Messungen mit je 10 Sekunden Integrationszeit. Die Manganwerte sind aus der Tabelle ersichtlich.

Diskussion:

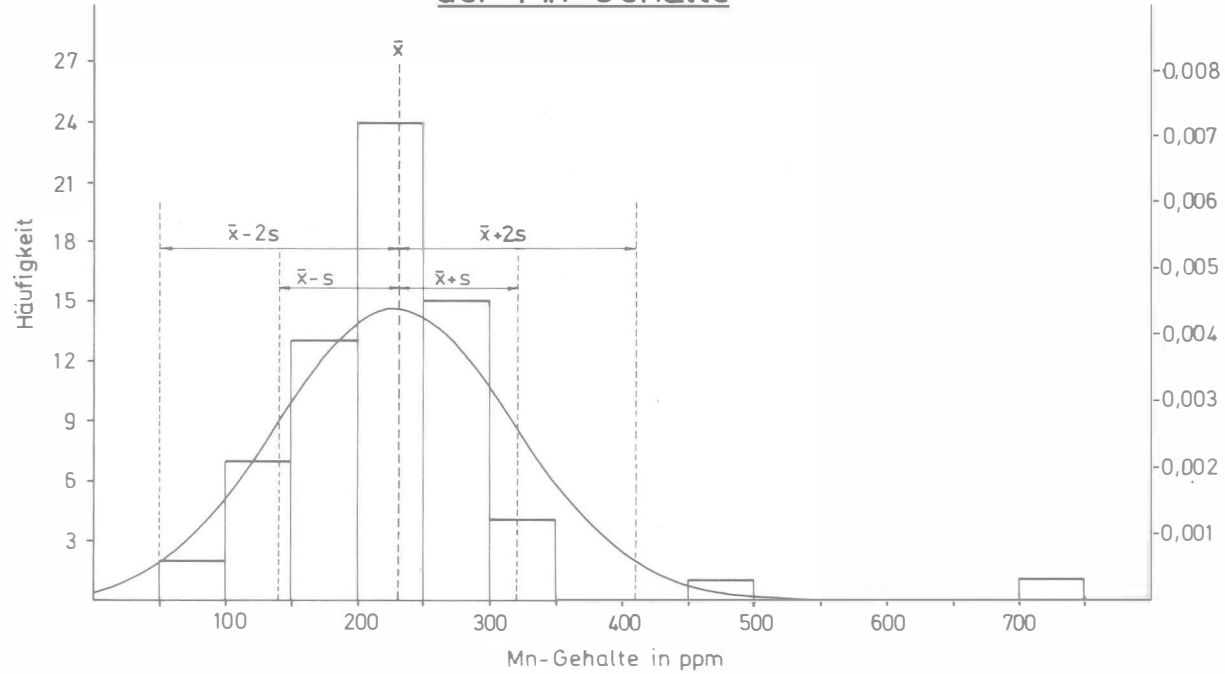
Die Gehalte an Mangan schwanken zwischen 84 ppm und 706 ppm. Der erhaltene Mittelwert von 230 ppm läßt sich gut mit den durchschnittlichen Mn-Gehalten in tonigen Sedimenten mit rund 3 % organischem Anteil vergleichen. Der Vergleichswert stammt von 779 Schwarzschiefer-Proben aus Nordamerika und beträgt 150 ppm (VINE & TOURTELOT, 1970). Der höhere Mittelwert meiner Proben

Tab. 3: Mangangehalte der Stream-Sediment-Proben

Mn-Gehalt in ppm in den Bachsedimenten			
Proben-Nr.	Gehalt (ppm)	Proben-Nr.	Gehalt (ppm)
1	246	35	224
2	282	36	189
3	224	37	146
4	298	38	153
5	285	39	195
6	223	40	198
7	289	41	196
8	224	42	127
9	214	43	205
10	315	44	136
11	207	45	219
12	706	46	301
13	240	47	268
14	333	48	241
15	243	49	250
16	214	50	227
17	244	51	255
18	202	52	195
19	104	53	196
20	219	54	84
21	284	55	89
22	200	56	271
23	209	57	251
24	211	58	246
25	163	59	266
26	175	60	251
27	182	61	259
28	157	62	228
29	136	63	269
30	133	64	257
31	104	65	495
32	194	66	215
33	338	67	245
34	295		

Abb. 3

Histogramm und Normalverteilung der Mn-Gehalte



ist auf eine Vermischung mehrerer lithologischer Einheiten zurückzuführen. Der Mangengehalt in tonigen Sedimenten ist umgekehrt proportional zum organischen Kohlenstoff. Eine Verminderung des C-Anteils in den Tonen auf weniger als 3 % bewirkt ein graduelles Ansteigen des Mn-Gehaltes auf etwa 600 ppm in C-armen Tonen. Kalke bzw. Marmore im Feinstanteil eines Sediments besitzen durchschnittlich 550 ppm Mn.

Die Daten wurden sowohl in Isolinenform graphisch veranschaulicht als auch statistisch ausgewertet. Die Datenmenge wurde in 14 Klassen mit einer Klassenbreite von 50 ppm eingeteilt. Rund 2 % der Daten können als Mammutwerte bezeichnet werden, die als nicht repräsentativ für die Grundgesamtheit gelten.

In der Abb. 3 ist die Verteilung der Werte in Form eines Histogrammes dargestellt. Die auf der Abszisse eingeteilten Klassen berücksichtigen auch die zwei extrem hohen Werte, die den Verlauf der über das Histogramm gezeichneten Normalverteilungskurve insofern beeinflussen, als die Kurve flacher wird. Damit wird auch die Varianz bzw. die Standardabweichung größer, und der Mittelwert verschiebt sich leicht nach rechts.

Wie aus dem ermittelten gewichteten Mittelwert ersichtlich, der nach der Formel

$$\frac{\sum_{i=1}^k f_i m_i}{\sum_{i=1}^k f_i}$$

ermittelt wurde, beträgt jedoch die Differenz zum arithmetischen Mittel nur 1 ppm und ist somit vernachlässigbar klein. In der obigen Formel sind f_i die Häufigkeit der Werte in einer Klasse und m_i der Mittelpunkt der i -ten Klasse. Die Varianz und die Standardabweichung wurden sowohl gewichtet als auch arithmetisch ermittelt.

Tabelle 4 gibt eine Zusammenstellung der Werte für gewichtete und ungewichtete Mittelwerte, Varianz und Standardabweichung.

Tab. 4: Mittelwerte, Varianz und Standardabweichung

	gewichtet	ungewichtet
Mittelwert	229 ppm	230 ppm
Varianz	7 692	8 009
Standardabweichung	88 ppm	90 ppm

Bei der rechnerischen Ermittlung der Anomaliebereiche wurde mit den ungewichteten Daten operiert, um die Anomalien weiter eingrenzen zu können.

Folgt man denselben Methoden, wie sie bei Eisen für die Errechnung einer Anomalie angewendet wurden, so ergeben sich folgende Werte:

	Methode I*)	Methode II**)	Ergebnis aus der Isolinenkarte
Mn-Anomalie	410 ppm	378 ppm	300 ppm
Mn-Schwellenwert	320—410 ppm	291—378 ppm	180—300 ppm
Mn-Background	140—320 ppm	169—291 ppm	ca. 180 ppm

*) Methode I: Anomalie = $\bar{x} + 2s$
Schwellenwert = $(\bar{x} + s)$ bis $(\bar{x} + 2s)$
Background = $(\bar{x} - s)$ bis $(\bar{x} + s)$

**) Methode II: Anomalie = $\bar{x} + 1,645s$
Schwellenwert = $(\bar{x} + 0,675s)$ bis $(\bar{x} + 1,645s)$
Background = $(\bar{x} - 0,675s)$ bis $(\bar{x} + 0,675s)$

Die Werte der 3. Spalte basieren auf subjektiver Interpretation. Der anomale Bereich kann mit 300ppm angenommen werden, wodurch sich eine gute Übereinstimmung mit den Fe-Anomalien zeigt.

6.2.3.2.3. Korrelation zwischen Fe und Mn

Eine Korrelation zwischen Fe und Mn wurde durchgeführt, um die Frage zu klären, ob Fe und Mn zusammen Indikationen für Hoffungsgebiete liefern könnten. Durch Bestimmung der Regressionsgeraden und des Korrelationskoeffizienten zeigte sich, daß Fe mit Mn besser korrelierbar ist als umgekehrt. Somit wäre es künftig möglich, mit Hilfe der errechneten Geradengleichung $x = 0,9517 + 0,0024y$ aus Mn-Gehalten auf Fe-Gehalte zu schließen.

Als Begleitergebnis der Fe : Mn-Korrelation zeigte sich, daß in den Bachsedimenten ein ähnliches Fe : Mn-Verhältnis vorliegt wie im festen Gesteinsverband. Das bedeutet, daß das Verhältnis Eisen zu Mangan durch die Verwitterung nicht beeinflusst wird.

6.3. Geophysikalische Untersuchungen

Von den verfügbaren Verfahren der geophysikalischen Prospektion wurde die Geomagnetik gewählt, weil aufgrund des festgestellten hohen Suszeptibilitätskontrastes zwischen Marmor und Eisenglimmer die Voraussetzung für eine Abtrennung anomaler Bereiche gegeben war. Mit den bekannten geologischen Daten konnten die Profile im Gelände so gelegt werden, daß sie mit größter Wahrscheinlichkeit eine mögliche Fortsetzung der Vererzungen treffen sollten. Mit mehreren Profilen wurde auch die Möglichkeit einer Vererzung im Nebengestein geprüft. Positive Ergebnisse zeigten die Meßprofile im Reiflinggraben, was eine Fortsetzung der dortigen Vererzung indiziert. Darüber hinaus konnte aus dem Erscheinungsbild der Anomalien interpretiert werden, daß im Bereich des Reiflinggrabens voraussichtlich zwei parallele, lagergangartige Vererzungen vorhanden sind.

In den Meßprofilen beim Gehöft Engelberger verschleierte NNE-SSW verlaufende Brüche mögliche Anomalien. Undeutliche Anomaliebereiche könnten z. T. auf Vererzungen zurückzuführen sein. Dafür spräche auch das Auftreten von geringfügigen anstehenden Vererzungen hangaufwärts der Meßprofile.

Die Ergebnisse der im Rahmen des Forschungsschwerpunktes „Geologischer Tiefbau der Ostalpen“ im Kristallin am SW-Rand des Knittelfelder-Fohnsdorfer Beckens durchgeführten gravimetrischen Messungen zeigten keine anomalen Bereiche auf, in denen Eisenglimmer vermutet werden könnte. Eine im Jahre 1899 vermutete Fe-Vererzung zwischen Oberweg und Reiflinggraben wäre nur dann mittels gravimetrischer Detailaufnahmen erkennbar, wenn die Mächtigkeit der Vererzung ausreichend wäre, um ein Schwerehoch zu verursachen.

7. Aufbereitungsversuche

Aufbereitungstechnische Untersuchungen durch den Verfasser sollten das Verhalten des Eisenglimmers bei der Mahlung zeigen und weiters den Aufwand prüfen, mittels welchem hochwertiges Eisenglimmerkonzentrat hergestellt werden könnte. In drei Aufbereitungsgängen wurden die Erzproben gebrochen, gemahlen und in einem FRANTZ-Isodynamic-Scheider in Suszeptibilitätsklassen zerlegt. Schon bei der Grobzerkleinerung zeigte sich das Fehlen einer jeglichen Tendenz zur selektiven Zerkleinerung. Im darauf folgenden Mahlgang auf unter 1 mm ging die

Blättchenstruktur der Eisenglimmer teilweise verloren. Das Feingut wurde in Suszeptibilitätsklassen zerlegt, von denen für die abschließende Auswertung Streupräparate angefertigt wurden. Dabei ergab sich, daß schon bei geringer Erzeugerstromstärke erste Verwachsungen von Pyrit mit Hämatit auftauchten. Hämatit ist größtenteils in Magnetit umgewandelt. Bei steigender Stromstärke nimmt Pyrit zu, und die Umwandlungsprodukte von Hämatit und Magnetit treten zurück.

Aufgrund ähnlicher Trenneigenschaften von Hämatit und Limonit werden die Streupräparate der mittleren Suszeptibilitätsklassen hauptsächlich von diesen beiden Mineralen aufgebaut, wobei der Limonit in steigendem Ausmaß aus der Verwitterung des Pyrits entstand. Die nichtmagnetischen Anteile der Proben bestehen überwiegend aus Pyrit neben vereinzelt auftretendem Quarz. Im Gegensatz zu den Eisenglimmern in Waldenstein fehlen in den Vererzungen vom Reiflinggraben und vom Engelberger Chlorit. Dieser Faktor wird als bedeutsam erachtet, weil das Vorhandensein von Chloriten zu aufbereitungstechnischen Schwierigkeiten führen kann (siehe Waldenstein).

Die Voraussetzung für die Verwendung von Eisenglimmer als Rostschutzpigment ist u. a. eine Blättchenstruktur, die auch unter Feinmahlung auf 63μ erhalten bleibt. Auch diese Bedingung kann von den Reiflinger Erzproben nur zum Teil erfüllt werden. Selbst bei $0,3 \text{ mm}$ Korngröße treten tafelige Eisenglimmer und massige Hämatitkörner auf, die bei weiterer Zerkleinerung Roteisenpigment bilden würden und somit als Rostschutzpigment mit den Vorzügen des Waldensteiner Eisenglimmers nicht in Frage kommen.

Diese Grundbedingung muß bereits in der Erzausbildung in der Lagerstätte vorhanden sein und kann nicht auf aufbereitungstechnischem Weg erreicht werden.

8. Kritische Betrachtung der Prospektionsmethoden

Bei der Entwicklung eines Prospektionschemas, das möglichst für alle vermuteten Eisenglimmerlagerstätten in den Zentralalpen zur Anwendung kommen kann, müssen Antworten auf folgende Fragen vorliegen:

- a) An welche lithologischen Einheiten sind die Vererzungen geknüpft?
- b) Gibt es Spurenelemente, die immer in der Erzparagenese aufscheinen und somit als Leitelemente dienen können?
- c) Besitzt das Erz neben seiner höheren Dichte noch weitere physikalische Eigenschaften (z. B. magnetisch), die durch Prospektionsmethoden angesprochen werden können?
- d) Falls die Vererzung in Begleitung von Magnetit auftritt, ist der Suszeptibilitätskontrast ausreichend hoch, um geomagnetische Anomalien zu verursachen?

Zu a) Vorliegenden Untersuchungen zufolge sind fast immer Marmore Träger der Vererzungen. Nur in wenigen Ausnahmen (besonders bei hydrothermalen Gängen wie auf der Seetaler Alpe) durchdringen die Vererzungen gangartig das Nebengestein. Die Überlegungen in Kapitel 5.1 zeigen, daß eine synsedimentäre Anlage des Eisenglimmers nicht ausgeschlossen werden kann.

Das genetische Modell von Eisenglimmerlagerstätten hat für anzuwendende Prospektionsverfahren nur insofern Bedeutung, als grundsätzlich alle Marmore mit zusammen auftretenden Pegmatiten als potentielle Träger von Hämatitmineralisationen in Frage kommen.

Für die Effizienz der künftigen Prospektionsmethoden wäre es von großer Bedeutung den Chemismus zu klären, der bei der Entstehung von Eisenglimmerlagerstätten vorgeherrscht haben mag.

(Die derzeitige Untersuchung der Eisenglimmerlagerstätte Waldenstein könnte zur Klärung dieser Frage beitragen.)

Ein feldgeologischer Gesichtspunkt für Sucharbeiten ist das Auftreten von großen alpinen Bruchlinien in der Nähe der Vererzungen (z. B. ist die Pölslinie ein dominierendes tektonisches Lineament, dem die Vererzungen in Oberzeiring und Nußdorf zugeordnet werden können).

Waldenstein wird durch Begleitbrüche der gewaltigen Lavanttal-Störung beeinflußt. Hüttenberg schließlich, bzw. St. Martin, grenzt im Westen an die Görtschitztal-Störung: Dort finden sich laut Mitteilung von Herrn Doz. H. WENINGER Quergänge mit 1 m mächtigen Sideriterzen.

Auch eine genauere Kenntnis der Lagerstättenform von Eisenglimmervorkommen kann künftige Prospektionsarbeiten erleichtern.

Zu b) Die bei der geochemischen Prospektion gesammelten Proben wurden ausschließlich auf Fe und Mn analysiert. Künftig jedoch könnte eine Bestimmung der in der Paragenese auftretenden Spurenelemente Leitelemente erkennen lassen, die bessere Hinweise auf Eisenglimmervorkommen geben. Allerdings zeigen Vergleiche mit anderen Hämatitvererzungen der Ostalpen, daß generell verwendbare Leitminerale nicht auftreten, vermutlich werden solche nur für bestimmte einzelne Erzbezirke anwendbar sein: Z. B. könnte für die Lagerstätte Waldenstein eine Analyse auf Sb für das Auffinden neuer Vererzungen erfolgreich sein. Andererseits wurden in den bearbeiteten Vererzungen von Nußdorf oder von der Hansalm keine Antimonerze beobachtet, sodaß Sb hier als Leitelement ausfällt.

Die Analysen auf Fe und Mn im Untersuchungsgebiet zeigten Anomaliebereiche auf, die mit Hilfe von Geophysik und feldgeologischen Untersuchungen weiter untersucht wurden.

Zu c) und d) Zur Frage der geophysikalischen Eigenschaften des Erzes muß bemerkt werden, daß Magnetitanreicherungen als Umwandlungsprodukt von Hämatit durch reduzierende Lösungen ebenfalls nur in räumlich begrenzten Gebieten vorkommen. So etwa in Waldenstein, in Nußdorf und in den Vererzungen des untersuchten Gebietes. Somit kann Magnetik generell nicht zum Einsatz kommen, empfiehlt sich aber dort, wo geologische Untersuchungen Magnetitanreicherung erkennen lassen.

Im Fall von Marmoren als Trägergestein ist auch der entsprechend hohe Suszeptibilitätskontrast zur Vererzung gegeben, wodurch geomagnetische Anomalien hervortreten.

Bei einer geomagnetischen Prospektion muß unbedingt Rücksicht genommen werden auf die Lithologie der umliegenden Bereiche. Amphibolite z. B. können das Erscheinungsbild der magnetischen Vertikalintensität derart bestimmen, daß durch Vererzungen verursachte Anomalien nicht zum Vorschein kommen.

Zusammenfassend ist festzustellen, daß eine Prospektion auf Eisenglimmer im Mittelostalpin der Ostalpen am ehesten zielführend sein wird, wenn

— Marmore in einem ähnlichen Gesteinsverband wie er in den Wölzer Tauern, den Seetaler Alpen, der Saualpe und der Koralpe vorhanden ist, auftreten und genau auskartiert worden sind;

— eine geochemische Übersichtsprospektion vorerst nur mit Fe- und Mn-Analysen durchgeführt wird. Die eventuell später zu analysierenden Leitelemente hängen von den geologischen Erkenntnissen ab;

— bei vorhandenen Suszeptibilitätskontrasten der Einsatz von Geomagnetik gerechtfertigt ist.

Ganz allgemein soll erwähnt werden, daß sämtliche, durch Prospektionsmethoden gewonnene Erzindikationen selbstverständlich einer Verifizierung durch bergmännische Prospektionsarbeiten bedürfen.

9. Auswahl besonders prospektionswürdiger Gebiete

Im Zusammenhang mit der Frage nach Gebieten, in denen auf Eisenglimmer prospektiert werden soll, muß dem wirtschaftlichen Aspekt eine besondere Bedeutung eingeräumt werden. Allerdings ist es unmöglich — ohne den Rahmen dieser Arbeit sprengen zu wollen — auf die einzelnen Parameter detailliert einzugehen. Deshalb soll hier nur eine kurze Zusammenfassung jene Aspekte beschreiben, unter denen eine Prospektion auf Eisenglimmer betrieben werden sollte.

Geographische Lage

Die geographische Lage des zu untersuchenden Gebietes ist für die Beurteilung der Bauwürdigkeit von grundlegender Bedeutung. Ein Vorkommen in einer großen Höhe muß sowohl bessere Abbaubedingungen bieten als auch größere Erzvorräte aufweisen als ein Vorkommen in geringerer Seehöhe und in einem besser zugänglichen Gebiet.

Infrastrukturelle Einrichtungen

Die infrastrukturellen Einrichtungen variieren je nach der geographischen Lage des Vorkommens. Die Entfernung vom nächsten, mit SLKWs befahrbaren Transportweg, spielt eine ebenso große Rolle wie die Frage der Energieversorgung und der Arbeitsmarktsituation.

Bergmännische Aspekte

Bei den bergmännisch wichtigen Faktoren wird die Frage nach Form und dem Lagerstätteninhalt als Funktion der Mächtigkeit der erzführenden lithologischen Einheit im Vordergrund stehen. Weitere Fragen, die vom Geologen zu beantworten sind, beziehen sich auf die Gesteinsbeschaffenheit und Standfestigkeit des Gebirges, die Risiken eines Wassereintrittes u. a. m.

Aufbereitungstechnische Aspekte

Auch in aufbereitungstechnischer Hinsicht drängen sich Fragen auf, die frühzeitig durch geologische und mineralogische Untersuchungen beantwortet werden können. So etwa die Struktur der Hämatite, die sich aus dem besonderen Verwendungszweck des Eisenglimmers als Rostschutzpigment ergibt, die aber sehr wohl bei der Feinmahlung verloren gehen kann, der Verwachsungsgrad und Begleitminerale wie Pyrit, Chlorit und Limonit, die bei bestimmten Aufbereitungsprozessen nicht oder nur sehr kostspielig abgetrennt werden können.

Dieser sicher nicht vollständige Fragenkomplex soll hier nicht in Einzelheiten besprochen werden. Er muß allerdings bei der Auswahl prospektionswürdiger Gebiete berücksichtigt werden. Im Laufe der Prospektion sind immer wieder Rückkoppelungen mit dem Fragenkomplex vorzunehmen, um weitere geplante Arbeiten rechtfertigen zu können.

Im folgenden werden Gebiete beschrieben, die aufgrund der lithologischen Einheiten und der geographischen Lage nach Ansicht des Verfassers für künftige Prospektionsarbeiten in Erwägung gezogen werden sollten.

Wölzer Tauern

Im Bereich der Ortschaft Bretstein treten mächtige Marmore auf, die vorerst genau geologisch kartiert werden müßten. Im Fall von Erzindikationen wäre ein Prospektionsschema zu entwickeln, das in groben Zügen auf den im vorangegangenen Kapitel vorgeschlagenen Arbeitsvorgang aufbauen kann. Das gleiche gilt auch für jene Marmore, die von Oberzeiring entlang der Pölslinie zur Mur ziehen. Am Falkenberg, der in der Fortsetzung der Marmore von Oberzeiring liegt, treten geomagnetische Anomalien auf, die noch einer endgültigen Klärung bedürfen (K. METZ et al., 1978). Weitaus stärkere geomagnetische Anomalien erscheinen am Südabhang des Fohnsdorfer Berges. Beide Gebiete sollen somit näher untersucht werden.

Seetaler Alpen

Aufgrund der Ergebnisse der im Rahmen dieser Arbeiten vom Verfasser durchgeführten Untersuchungen ist die Wahrscheinlichkeit eines Auftretens von bauwürdigen Vererzungen als sehr gering einzustufen.

Saualpe

Prospektionswürdige Gebiete der Saualpe wären die Marmorkörper, soweit sie nicht Träger von Siderit-Vererzungen sind.

Koralpe

Nach Ansicht des Verfassers könnten auch die Marmorzüge W Salla Eisenglimmervererzungen beinhalten. Ein bedeutender Marmorzug streicht in nordöstlicher Richtung von Salla bis in den Raum Übelbach.

In allen genannten Gebieten müßte vor Beginn von geophysikalischen oder geochemischen Untersuchungen eine genaue geologische Kartierung durchgeführt werden, um die nötigen Informationen für Auswahl und erfolversprechende Planung der Prospektionsmethoden zu gewinnen.

Literaturnachweis

- ACKERMAND, D. und HÖRMANN, P. K. (1973): Die Röntgenographische, optische und chemische Untersuchung an Biotiten aus dem Südennde des Krimmler Achentales, Großvenedigerbereich (Westliche Hohe Tauern). — *Tschermaks Mineral. Petrog. Mitt.* 20, 155.
- JANDA, J., SCHROLL, E., SEDLAZEK, M. (1965): Zum Problem der geochemischen Unterscheidung von Para- und Orthoamphiboliten am Beispiel einiger Vorkommen des Waldviertels und der Ostalpen. — *Tschermaks Mineral. Petrog. Mitt.* 10, 552.
- METZ, K. (1976): Der geologische Bau der Wölzer Tauern. — *Mitt. nat.-wiss. Ver. Stmk.* (106), 51—75, Graz.
- METZ, K. und SCHMID, Ch. und WEBER, F. (1978): Magnetische Messungen im Fohnsdorfer-Knittelfelder Tertiärbecken und seiner Umrahmung. — *Mitt. österr. geol. Ges.*, 69, 1976, 49—75, Wien.
- METZ, K., SCHMID, Ch., SCHMÖLLER, R., STRÖBL, E., WALACH, G. und WEBER, F. (1980): Geophysikalische Untersuchungen im Gebiet Seetaler Alpen — Niedere Tauern—Eisenerzer Alpen. — *Mitt. österr. geol. Ges.*, 71/72, 1978/1979, 213—259, Wien.
- PILGER, A. und SCHÖNENBERG, R. (1975): Geologie der Saualpe. — *Clausth. Geol. Abh.*, Sdbd. 1, Verlag Ellen Pilger, Clausthal-Zellerfeld.
- SACHS, L. (1968): Statistische Auswertungsmethoden. — Springer-Verlag, Berlin—Heidelberg—New York.
- VINE, J. D., TOURTELOT, E. B. (1970): Geochemistry of Black Shale Deposits — a Summary Report. — *Ecom. Geol.* 65, 253.
- WALTHER, H. W. (1968): On the Genesis of the Iron Ore of the Hormuz Series Near Bandar Abbas (Cambrian SE-Iran). — 23. *Int. Geol. Congr.*, Abstracts, p224, Prague, 1968.
- WEDEPOHL, K. H. (1978): Handbook of Geochemistry, Vol. II. — Vol. II/3, Springer-Verlag, Berlin—Heidelberg—New York.

ZITZMANN, A. (1977): The Iron Ore Deposits of Europe and Adjacent Areas. — Vol. I, Bundesanstalt f. Geowiss. u. Rohstoffe, Hannover 1977; E. Schweizerbart'sche Verlagsbuchhandlung, Stuttgart.

Anschrift des Verfassers: Mag. rer. nat. Dr. mont. Ferdinand SCHÜSSLER, Institut für Prospektion, Lagerstättenerschließung und Mineralwirtschaft der Montanuniversität, A-8700 Leoben.

Hochgrößen und Kraubath — Teile eines paläozoischen Ophiolit-Komplexes

E. F. STUMPFL und A. EL AGEED

Mit 5 Abb. und 1 Tab.

1. Einleitung

Im Zuge der Erfassung und Untersuchung von Vorkommen mineralischer Rohstoffe in der Steiermark wandte sich auch den möglichen Konzentrationen von Chrom und Nickel besonderes Interesse zu. Diese, durchwegs an ultrabasische Gesteine gebundenen Elemente sind von besonderer strategischer Bedeutung; bauwürdige Vorkommen sind zur Zeit in Österreich nicht bekannt. Hauptproduzenten von Chromerzen sind Südafrika, die Türkei, die Philippinen und die Sowjetunion; Nickelvorkommen werden vorwiegend in Kanada, in Neukaledonien und in der Sowjetunion abgebaut. Voraussetzung für eine sinnvolle Exploration auf diese Elemente ist die detaillierte Kenntnis jener Gesteine, die als Muttergesteine der betreffenden Lagerstätten in Frage kommen.

In diesem Sinne wurde zunächst das ultrabasische Massiv des Hochgrößen bei Rottenmann für eine detaillierte geowissenschaftliche Untersuchung (Beginn: Sommer 1976) ausgewählt; angesichts bedeutender Ähnlichkeiten im geologischen Vorkommen und in der Gesteinszusammensetzung wurden die Untersuchungen dann auch auf das bekannte ultrabasische Massiv von Kraubath ausgedehnt, in dem bis in die zwanziger Jahre dieses Jahrhunderts Bergbau auf Chromerz umging. In den letzten Jahren hat zunehmend die Erkenntnis Gewicht gewonnen, daß rohstoffbezogene Untersuchungen nur dann Hoffnung auf Erfolg haben, wenn sie ein möglichst vielfältiges Spektrum geowissenschaftlicher Disziplinen beinhalten und sich nicht auf diese oder jene Spezialuntersuchung beschränken. So wurde das zum Teil im hochalpinen Gelände liegende Massiv des Hochgrößen zunächst durch eine geologische Detailkartierung erfaßt. Daran schloß sich eine systematische Probenahme in den Ultrabasiten und ihren Hüllgesteinen an. Die besten Aufschlüsse liegen in schwer zugänglichen Bachrinnen, die von der Gipfelregion des Hochgrößen (2119 m) in das Tal von Oppenberg hinunterziehen.

Das aufgesammelte Probenmaterial wurde zunächst einer sorgfältigen petrographischen Untersuchung zugeführt, die Informationen über den Mineralbestand lieferte. Opake Minerale, vor allem Mitglieder der Spinellgruppe, und hier wiederum Chromite, bilden einen wesentlichen Bestandteil der Ultrabasite und sind stellenweise in Schlieren und Bändern konzentriert. Die opaken Phasen wurden im Auflicht untersucht; qualitative Tests ließen bereits Schwankungen im Reflexionsvermögen der Spinelle erkennen. Diese wurden sodann durch qualitative Reflexionsmessungen in monochromatischem Licht weiter ausgebaut.

Eine große Anzahl von Gesteins-Vollanalysen wurde mit der Röntgenfluoreszenz (RFA) durchgeführt. Die Ergebnisse zeigten, daß sich die durchwegs magnesiumrei-

chen Ultrabasite des Hochgrößen als Material des Erdmantels interpretieren lassen. Umfangreiche Analysen der Spurenelemente bekräftigen diesen Befund; zur Klärung der geochemischen und geotektonischen Position dieser Gesteine trugen schließlich mit Neutronenaktivierung durchgeführte Analysen der seltenen Erdgehalte bei. Von besonderem Interesse waren die Ergebnisse von Mikrosondenanalysen in Spinellen; die relativ magnesium- und aluminiumreichen Chromit-Spinelle, die im Hochgrößen-Massiv vorherrschen, entsprechen in ihrer Zusammensetzung den in dem Cumulus-Partien von Ophioliten vorkommenden.

Die hier aufgezeigten Untersuchungsmethoden wurden zu Vergleichszwecken auch auf das ultrabasische Massiv von Kraubath angewendet. Unterschiede zeigen sich vor allem in der Gesteinszusammensetzung (Kraubath: Dunite und Harzburgite; Hochgrößen: Dunite und Gabbros) sowie in der Zusammensetzung der Spinelle und in der Verteilung der seltenen Erd Elemente. Zusammenfassend ist zu sagen, daß auf Grund umfassender geowissenschaftlicher Untersuchungen die ultrabasischen Massiv von Kraubath und Hochgrößen als Teile eines im Zuge tektonischer Vorgänge in einzelne Schuppen und Schollen aufgelösten Ophiolitkomplexes zu interpretieren sind. Dabei entspricht Kraubath dem Residuum, Hochgrößen hingegen dem Cumulatanteil. Im folgenden wird kurz auf die wichtigsten Ergebnisse unserer Arbeiten hingewiesen; weiteres Datenmaterial wurde bzw. wird an anderer Stelle publiziert. (EL AGEED et al. 1979, 1980).

2. Geologie

Die ultrabasischen Massiv von Hochgrößen und Kraubath liegen, zusammen mit einer Anzahl kleinerer ultramafischer Körper, auf einer WNW-streichenden Linie, die nördlich von Graz beginnt und sich bis in die Rottenmanner Tauern fortsetzt (Abb. 1).

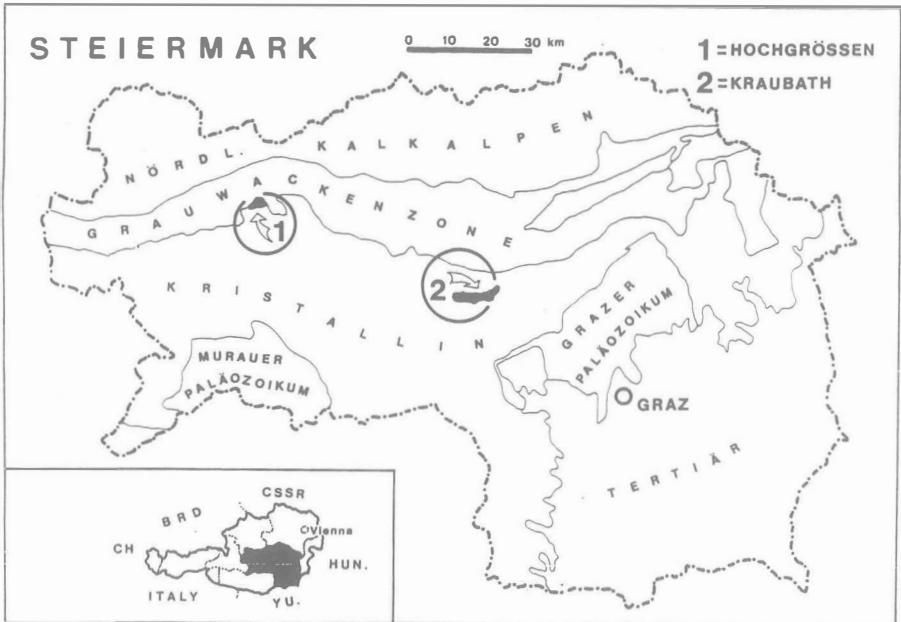


Abb. 1: Geologische Kartenskizze der Steiermark mit der Lage von Hochgrößen und Kraubath.

Das Hochgrößenmassiv, zu dem auch eine Gneis-Amphibolitserie gerechnet wird, ist in tektonischem Kontakt mit paläozoischen Gesteinen verschiedenen Metamorphosegrades, unter denen der Engelberger Gneis und die Rannachserie hervorzuheben sind. Das Ultrabasitmassiv von Kraubath ist in tektonischem Kontakt mit den Gneis-Amphibolitserien der Gleinalm, für die FRANK et al. (1976) ein Alter von 500 ± 45 Millionen Jahren ermittelt haben.

Versucht man, das Vorkommen der Ultrabasite vereinfachend in einen regionalen Rahmen zu stellen, so ist etwa folgendes zu sagen: Sowohl die Rottenmanner-Seckauer Tauern wie auch die Gleinalm lassen sich als metamorphe paläozoische Komplexe mit zentralen Gneisbereichen und darüberliegenden metamorphen vulkano-sedimentären Serien (Schieferhüllen) interpretieren. Die Ultrabasite liegen nun im Bereich dieser Schieferhüllen. Der Mangel an umfangreichen geochronologischen Daten erlaubt bisher noch keine quantitative Korrelation. Von Interesse ist das stete Vorkommen von Amphiboliten und Gneisen, die im tektonischen Kontakt mit den Ultramafiten liegen. Ob hier ein genetischer Zusammenhang vorliegt, wird erst bei der Sichtung der Ergebnisse unserer Überlegungen zu sehen sein.

3. Petrographie

Geologische Kartierung und petrographische Untersuchungen zeigen, daß das Hochgrößen-Massiv aus drei charakteristischen Gesteinstypen besteht: Serpentin-Mylonite, Serpentinite und serpentinisierte Dunit. Diese entsprechen verschiedenen Graden der Tektonisierung und Mylonitisierung eines ursprünglich wohl homogenen Ausgangsgesteines. Mit diesem sind linsenförmige Körper von Granatamphiboliten und Talk-Karbonaten verbunden. Die Serpentin-Mylonite beschränken sich dabei auf Überschiebungszonen. Die Serpentinite dominieren im zentralen Teil des Hochgrößen-Massivs; sie sind intensiv tektonisiert, was unter anderem zur Entstehung eines planaren Gefüges führte. Im Südwestteil des Massivs sind die serpentinierten Dunite verbreitet; auch diese waren einer Tektonisierung ausgesetzt. Tab. 1 zeigt einige typische Gesteinsanalysen von Ultramafiten vom Hochgrößen und

Tab. 1: Gesteinsanalysen vom Hochgrößen und von Kraubath.

	S 116	S 76	S 92	K 35	K 15
SiO ₂	34,00	38,00	39,00	37,50	34,00
Al ₂ O ₃	1,99	0,19	2,42	0,43	1,99
Fe ₂ O ₃	3,48	0,52	2,66	1,81	1,14
FeO	9,57	7,73	11,39	14,32	9,24
MgO	37,52	42,33	33,20	41,50	37,35
CaO	1,98	0,11	—	1,12	0,21
Na ₂ O	0,06	0,06	0,06	0,04	0,06
K ₂ O	0,03	0,04	0,04	0,04	0,04
TiO ₂	0,06	0,06	0,10	0,05	0,10
MnO	0,18	0,11	0,07	0,18	0,10
Cr ₂ O	0,42	0,42	0,48	0,43	0,43
NiO	0,50	0,33	0,36	0,26	0,72
H ₂ O ⁺	11,42	10,95	11,10	2,47	15,66
	101,31	100,85	100,88	100,15	101,04

S 116, K 15: Serpentinisierter Dunit

S 76 : Serpentinite

S 92 : Serpentin-Mylonit

K 35 : Dunit

von Kraubath. Granatamphibolite schließlich treten in Form linsenartiger Massen besonders in den nördlichen und zentralen Teilen des Untersuchungsgebietes auf. Mikrosondenanalysen der Granate zeigten ungewöhnliche Zusammensetzungen im Bereich Almandin-Grossular; derzeit laufende Untersuchungen dienen unter anderem zur Klärung der Beziehungen des Granat-Chemismus zu der komplexen Geschichte der Metamorphose des Gebietes. Eine tektonische Analyse, die im Rahmen dieser Untersuchungen durchgeführt wurde, läßt eine komplexe Entwicklung, an der vier Bewegungs- und Metamorphosephasen teilhatten, erkennen.

4. Erzmineralogie

Dieser wandte sich besonderes Interesse zu, da Spinelle bekanntlich als petrogenetische Indikatoren dienen können (IRVINE 1965, 1967). Am Hochgrößen und in Kraubath kommen Chromite verschiedener Zusammensetzung fein verteilt in Gesteinen und auch in allerdings nicht bauwürdigen Konzentrationen (Bänder, Schlieren etc.) vor. Die sogenannten „Konzentrate“ lassen wiederum zwei Typen unterscheiden:

1. körnige Chromit/Silikat-Aggregate
2. massive Chromit-Aggregate.

Reflectance of SPINELS, Hochgrößen, Austria

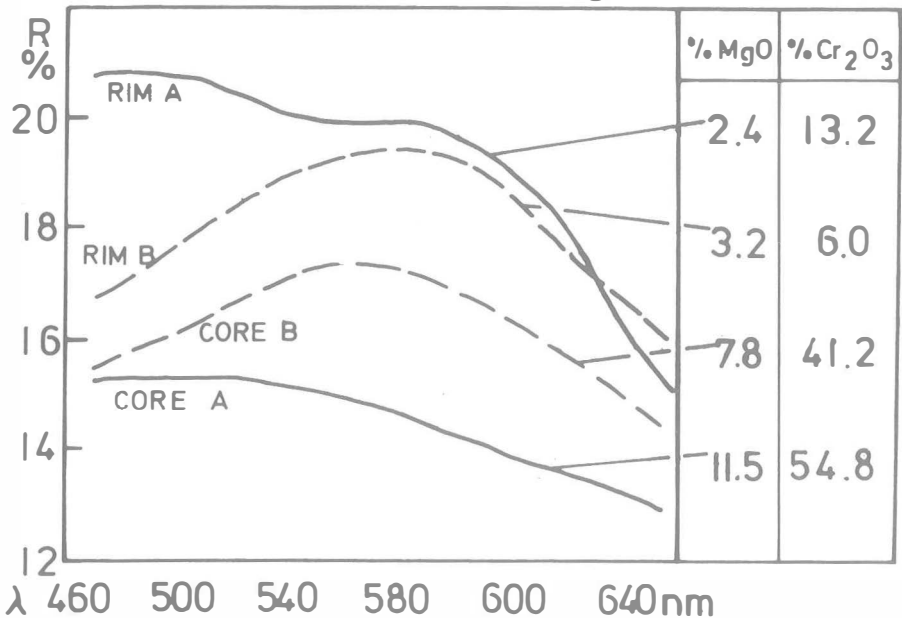


Abb. 2: Spektrales Reflexionsvermögen (R %) von Chromspinellen (A und B) vom Hochgrößen in Korrelation zu quantitativen Mikrosonden-Analysen. „Rim“ = Rand, „Core“ = Zentrum der untersuchten Körner. Im Bereich der Standard-Wellenlänge 589 nm ist die Beziehung der MgO-Gehalte zum Reflexionsvermögen besonders deutlich.

Erzmikroskopische Untersuchungen lassen Chromite von verschiedenem Reflexionsvermögen und damit auch von verschiedener Zusammensetzung erkennen.

Mikrosondenanalysen zeigten dann, daß eine Zunahme im Reflexionsvermögen stets mit zunehmendem Eisen- und Chromgehalten und abnehmenden Magnesium- und Aluminiumgehalten verbunden ist (Abb. 2). Trotz gewisser Schwankungen in der Zusammensetzung von Chromiten aus disseminierten und massiven Vorkommen zeigen die Mikrosondenanalysen im wesentlichen, daß die Chromite des Hochgrößen relativ reich an Magnesium und Aluminium sind. Betrachtet man dies auf Basis der Endglieder der Chromitfamilie, so dominieren $MgAl_2O_4$, $MgCr_2O_4$ und $FeCr_2O_4$ als Hauptkomponenten der primären Chromite sowie Ferritchromit und Magnetit als sekundäre Bildungen. Die Chromite in Konzentraten enthalten etwas höhere $MgAl_2O_4$ -Gehalte als die disseminierten Typen. Im Zuge der Metamorphose und Serpentinisierung kam es zur Umwandlung der primären Spinelle; dies kommt vorzugsweise durch Bildung von Säumen, die aus Ferritchromit wechselnder Zusammensetzungen und zum Teil auch aus Magnetit bestehen, zum Ausdruck.

In Kraubath liegt ein grundsätzlich anderer Typ von Chromiten vor, der sich durch hohe Anteile der $FeCr_2O_4$ - und $FeFe_2O_4$ -Komponente auszeichnet. Vergleichsweise liegen die Gehalte an $MgAl_2O_4$ und $MgCr_2O_4$ niedriger. Es handelt sich somit um „metallurgische“ Chromite, wie sie zur Gewinnung von Ferrochrom verwendet werden.

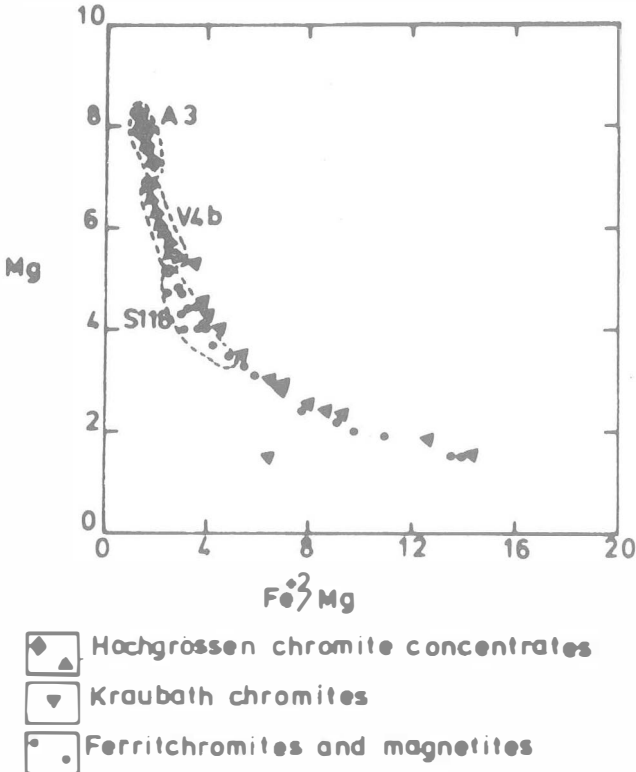


Abb. 3: Mikrosonden-Analysen von Chromiten im Diagramm Fe^{2+}/Mg -Mg. Die höheren Fe- und niedrigeren Mg-Gehalte der Kraubather Chromite treten deutlich hervor.

Abb. 3 bringt ausgewählte Chromitanalysen in Übersicht. Dabei entsprechen die Chromite von Kraubath jenen aus dem Residuum von Ophiolitkomplexen, die

Chromite vom Hochgrößen deren Cumulus-Anteilen. Obwohl ein detaillierter Überblick über die Sulfidvererzung beider ultrabasischen Massive an anderer Stelle gegeben wird, so sei hier doch zusammenfassend gesagt, daß sowohl am Hochgrößen wie in Kraubath neben den primären Sulfiden Pyrrhotit (Fe_9S_8) und Pentlandit (Fe, Ni) $_9\text{S}_8$ eine umfangreiche sekundäre Paragenese nachgewiesen werden konnte. Mikrosondenanalysen zeigten, das Pentlandite vom Hochgrößen eisenärmer als solche von Kraubath sind; hier liegt eine Parallele im geochemischen Charakter von Oxyden und Sulfiden vor, die sich gut in das entsprechende petrogenetische Schema einfügt. Die sekundären Sulfide werden verschiedenen Stadien der Metamorphose und Serpentinisierung zugeschrieben. Vor allem sind hier Heazlewoodite (Ni_3S_2), Millerit (NiS), Makinawatite ($(\text{Fe}, \text{Ni}, \text{Co})_{1-3}\text{S}$), Vallerit ($\text{Cu}_3\text{Fe}_4\text{S}_7 \cdot \text{Mg}(\text{OH})_2$) und gediegen Kupfer zu nennen. Am Hochgrößen konnte außerdem auch Gersdorffit (NiAsS) und Arsenkies (FeAsS) bestimmt werden. Die Bedeutung der Serpentinisierung für die Neubildung von Sulfiden ist bereits in verschiedenen Arbeiten erwähnt worden (RAMDOHR, 1967; RUCKLIDGE, 1977). Unter günstigen Umständen kann es zur Freisetzung des in den Silikaten (Olivin) fixierten Nickels und zu dessen Wiederabsatz in Form von aufbereitungstechnisch leicht zugänglichen Nickelsulfiden führen. Unsere Untersuchungen zeigten jedoch, daß die Nickelgehalte der Massive von Kraubath und Hochgrößen nur teilweise in Sulfidform übergeführt worden sind. Gewinnung von Nickel aus Silikaten erfordert höhere Gehalte (einige % Ni) und einen beträchtlichen aufbereitungstechnischen Aufwand, der bisher nur in tropischen Nickel-Laterit-Lagerstätten (Neukaledonien, Zentral-Amerika) zu wirtschaftlichem Erfolg geführt hat.

Zusammenfassend ist für die opaken Minerale zu sagen, daß besonders der Unterschied in der Zusammensetzung der Spinelle am Hochgrößen und in Kraubath für weitere Überlegungen von Interesse ist. Die Chromite vom Hochgrößen sind eindeutig als „refractory“, die von Kraubath als metallurgisch zu bezeichnen. Von diesen praktischen Erwägungen abgesehen, sind diese Unterschiede auch genetisch gesehen von Bedeutung.

5. Geochemie

Umfangreiche Arbeiten wurden durchgeführt, um, mit verschiedenen Methoden, ein möglichst umfassendes Bild über die Zusammensetzung des Hochgrößen-Massivs zu erhalten. Hier kamen Gesteinsanalysen, Mineralanalysen mit der Mikrosonde, Spurenelementanalysen und Bestimmungen der seltenen Erde mittels Neutronenaktivierung zur Anwendung. Parallel dazu lief ein auch von der Steiermärkischen Landesregierung durch die Vereinigung für Lagerstättenforschung in Leoben gefördertes Projekt zur Untersuchung der Hauptelemente und der Nickelverteilung in Kraubath, dessen Ergebnisse inzwischen vorliegen (HADITSCH et al., 1981). Es ist von Interesse, daß die Gesteinsanalysen von Ultramafiten vom Hochgrößen und von Kraubath (Tab. 1) in den Hauptelementen keine wesentlichen Unterschiede zeigen. Im allgemeinen fügen sich Analysenwerte gut in den durch metamorphe Peridotite weltweit gegebenen Rahmen (COLEMAN, 1977). Die sehr hohen Magnesium-Gehalte weisen auf eine Herkunft aus dem Mantel hin. Sie entsprechen den Werten von metamorphen Peridotiten und Duniten sowie dem von Kumulaten aus ophiolitischen Komplexen. Olivine vom Hochgrößen sind mit Fo_{90-95} überaus magnésiumreich.

Sechs charakteristische Spurenelemente, nämlich Ni, Co, Cr, Cu, Mn und Ti wurden ausgewählt, um womöglich eine geochemische Charakterisierung der Gesteine vom Hochgrößen und von Kraubath zu ermöglichen. Ein erster Vergleich

der Ergebnisse mit den von COLEMAN (1977) für ophiolitische Gesteinsvergesellschaftungen angegebenen, zeigen beträchtliche Ähnlichkeiten. Diese umfassen vor allem die deutliche Anreicherung in Nickel, Cobalt und Chrom und eine Verarmung an Titan und Kupfer.

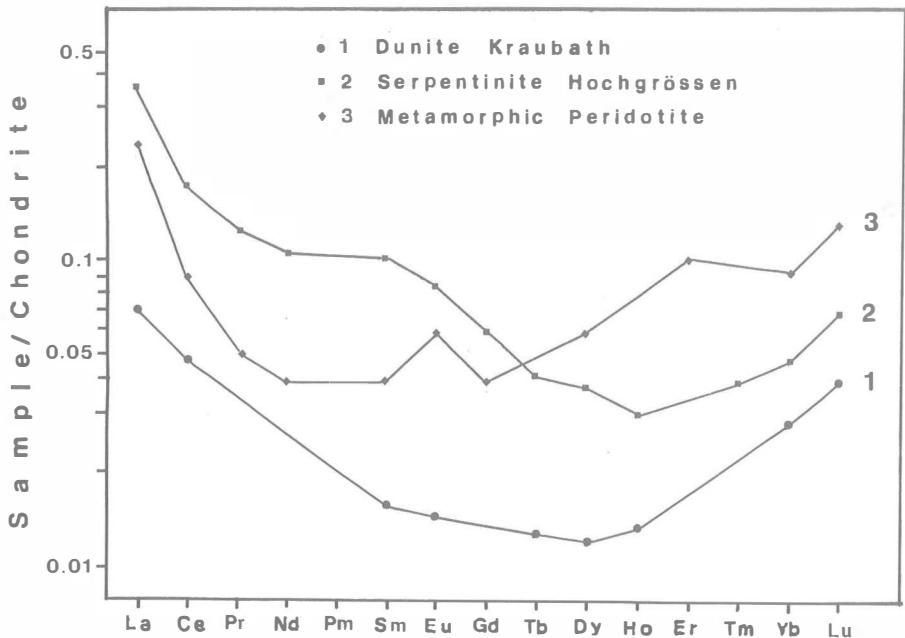


Abb. 4: Verteilung der Seltenen Erden (SEE) in den Ultramafiten von Kraubath und Hochgrößen. Zum Vergleich sind die Werte für einen typischen metamorphen Peridotit (COLEMAN, 1977) eingetragen. Die Werte für Hochgrößen liegen deutlich höher und entsprechen denen von Kumulat-Anreilen der Ophiolite.

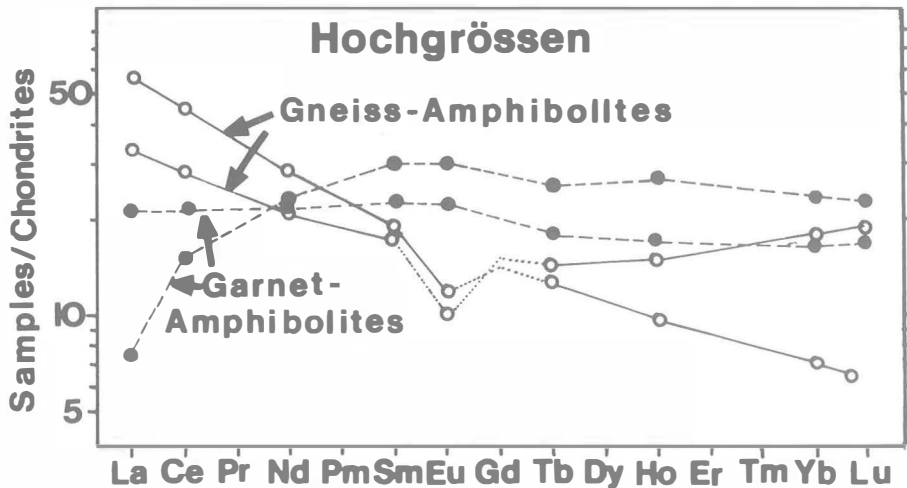


Abb. 5: Verteilung der Seltenen Erden (SEE) in den Granat- und Gneiss-Amphiboliten des Hochgrößen. Erstere entsprechen den „Upper Level Gabbros“, letztere den Plagiograniten typischer Ophiolit-Abfolgen.

Die Ergebnisse von Neutronenaktivierungsanalysen der seltenen Erden sind in Abb. 4 und Abb. 5 zusammengefaßt. Von besonderem Interesse ist dabei die Tatsache, daß die Ultramafite von Kraubath deutlich niedrigere SEE-Gehalte zeigen; die der Ultramafite vom Hochgrößen liegen im Durchschnitt um das Vierfache höher. Dies kann dahingehend interpretiert werden, daß die Hochgrößen-Ultramafite Fraktionierungsprodukte einer an seltenen Erden verarmten Silikatschmelze sind.

Neutronenaktivierungsanalysen wurden auch von den mit den Hochgrößen-Ultrabasiten assoziierten Granatamphiboliten durchgeführt. Diese zeigen 29mal höhere Werte als die Ultramafite vom Hochgrößen und eine 110fache Zunahme verglichen mit den Ultramafiten von Kraubath. Falls man annimmt, daß die beiden Massive petrogenetisch in Beziehung stehen, und falls man sie auf gemeinsames primitives Mantelmaterial bezieht, so können die Kraubather Gesteine als „refractory residue“ und die Hochgrößen-Ultramafite als Kumulatanteile interpretiert werden. Die Granatamphibolite und die Gneisamphibolite würden sich entsprechend aus einer an seltenen Erden weiter angereicherten Schmelze gebildet haben und damit den basaltischen bis dacitischen Anteilen eines Ophiolit-Komplexes entsprechen.

Zusammenfassend ist zu sagen, daß eine umfassende geowissenschaftliche Untersuchung der Ultramafite vom Hochgrößen und von Kraubath darauf hinweist, daß es sich hier um tektonisch voneinander getrennte Teile eines paläozoischen Ophiolith-Komplexes handelt. Besonders die Zusammensetzung der Spinelle und die Verteilung der Seltenen Erden (SEE) zeigen, daß sowohl das Residuum (Kraubath) wie das Kumulus-Material (Hochgrößen) erhalten sind. Diese Ergebnisse werfen neues Licht auf die Bedeutung der Plattentektonik im Paläozoikum der östlichen Zentralalpen — nur im Rahmen von Sub- und Obduktions-Vorgängen kann es ja zur Einschuppung von Ophiolitkomplexen (ozeanische Kruste) in kontinentale Kruste kommen. An dem Hochgrößen und Kraubath verbindendem tektonischem Lineament sind weitere, allerdings kleinere, Ultramafite bekannt. Einer davon, der Komplex des Lärchkogel bei Hohentauern, wird zur Zeit in Fortführung des hier beschriebenen Projektes untersucht.

Die Chromvererzung des Hochgrößen ist ebenso wie die von Kraubath auf unregelmäßig verteilte Schlieren und Bänder im Dezimeter- bis Meter-Maßstab beschränkt. An eine wirtschaftliche Chromgewinnung ist zur Zeit nicht zu denken. Ähnlich ist die Situation was Nickel betrifft; trotz intensiver Serpentinisierung ist es nicht zur Entstehung dispersiver sulfidischer Nickelerze gekommen. Eine derartige natürliche „Voranreicherung“ würde eine Gewinnung der in beiden Ultramafiten zwischen 0,2 und 0,4% liegende Ni-Gehalte wesentlich erleichtern.

Danksagungen

Der Steiermärkischen Landesregierung danken wir für die großzügige Förderung der Geländearbeiten im Rahmen des Projektes „Steirische Rohstoff-Reserven“ und für die Einrichtung eines Mikrosonden-Labors am Mineralogischen Institut der Montan-Universität. Einer von uns (A.E.A.) ist dem Deutschen Akademischen Auslands-Dienst (DAAD) für ein Doktoranden-Stipendium überaus dankbar. Den Herren H. STOSCH (Institut für Kernchemie der Universität Köln) und H. MÜHLHANS (Institut für Mineralogie, Montanuniversität Leoben) danken wir für die Hilfe bei den Neutronenaktivierungs- und Mikrosonden-Analysen.

Literatur

COLEMAN, R. G., 1977: Ophiolites. — Springer-Verlag, Berlin-Heidelberg-New York, 229 S.
EL AGEED, A., SAAGER, R. & STUMPFL, E. F., 1979: The Hochgrössen Ultramafic Rocks and

- Associated Mineralization, Rottenmann Tauern, Austria. — *Verh. Geol. B.-A.* (Third Ismida volume), 13—22.
- EL AGEED, A., SAAGER, R. & STUMPFL E. F., 1980: Pre-Alpine Ultramafic rocks in the Eastern Central Alps, Styria, Austria. — *Proc. Int. Ophiolite Symposium*, Nicosia, Cyprus, 601—606.
- HADITSCH, J. G., PETERSEN-KRAUSS, D. & YAMAC, Y., 1981: Beiträge für eine geologisch-lagerstättenkundliche Beurteilung hinsichtlich einer hydrometallurgischen Verwertung der Kraubather Ultramafitmasse. — *Mitt. Abt. Geol. Paläont. Bergb. Landesmuseum Joanneum*, Heft 42, Graz.
- IRVINE, T. N., 1965: Chromian Spinel as a petrogenetic indicator. Part I. Theory. — *Can. J. Earth Sci.* 2, 648-672.
- IRVINE, T. N., 1967: Chromian spinel as a petrogenic indicator. Part II. Petrologic applications. — *Can. J. Earth Sci.* 4, 71—103.
- RAMDOHR, P., 1967: A widespread mineral association, connected with serpentinization. — *N. Jb. Min. Abh.* 107 (3), 241—265.
- RUCKLIDGE, J. C. und PATTERSON, G. C., 1977: The role of chlorine in serpentinization. — *Contr. Mineral. Petrol.* 65, 39—44.

Anschrift der Verfasser: Univ.-Prof. Dr. E. F. STUMPFL, Institut für Mineralogie der Montanuniversität, A-8700 Leoben und Dr. A. EL AGEED, Department of Geology, University of Khartoum, Khartoum, Sudan.

Das Projekt Bau- und Dekorationsgesteine der Steiermark

Von Erich J. ZIRKL

Die in nächster Zukunft drohende Verknappung an verschiedenen Rohstoffen betrifft nicht nur Erdöl, Erdgas und Erze — wie hinlänglich bekannt ist —, sondern auch verschiedene Gesteine, von denen man allgemein annimmt, daß sie noch immer in für Jahrhunderte ausreichenden Mengen vorhanden sind. Das trifft in manchen Gebieten bereits für guten Bausand und Kies zu, aber viel mehr noch für Bau- und Dekorationsgesteine mit guter Qualität bei gleichzeitig ansprechenden schönem Aussehen.

Vorkommen solcher Gesteine erschöpfen sich nicht nur dadurch, daß ihre Lagerstätten im Laufe der Zeit total ausgeräumt wurden und werden (die Marmore von Pentelikon bei Athen z. B. gewinnt man schon seit Jahrtausenden!), sondern auch dadurch, daß man in der modernen Zeit an die Gesteinsvorkommen ganz neue Ansprüche stellt. Im Steinbruch müssen reichlich große und rissefreie Blöcke von mindestens 1 m³, besser 2—3 m³ Größe anfallen, die möglichst rechtwinklig begrenzt sein sollten, damit sie rationell zu dünnen Platten verarbeitet werden können. In früherer Zeit, als man vorwiegend Werksteine von mehreren dm Dicke herstellte, haben kleine Risse und Sprünge (sog. „Stiche“) keine so große Rolle gespielt, wie heutzutage beim Schneiden zwei oder drei Zentimeter dicker Dekorationsgesteinsplatten.

Deshalb, aber auch aus anderen Gründen (z. T. auch wegen der hohen Lohnkosten in den Industrieländern) wurden in den letzten Jahrzehnten — etwa ab dem 1. Weltkrieg — in Österreich eine Reihe von Steinbrüchen stillgelegt. Es ist erstaunlich, wie schnell dadurch viele Gesteinsvorkommen vollständig in Vergessenheit gerieten und sich ebenso schnell die alten Anlagen durch Bewuchs, Verschüttung oder Bebauung bis zur totalen Unkenntlichkeit verändert haben.

Es ist daher eine unumgängliche Notwendigkeit, alle alten und noch in Betrieb befindlichen Steinbrüche und sonstigen Abbaue genau zu erfassen, zu dokumentieren und zu untersuchen.

Das Institut für Technische Geologie, Petrographie und Mineralogie mit seiner Abteilung für Technologie der Gesteine hat unter anderem diese Aufgabe im steirischen Raume übernommen und versucht nicht nur möglichst viele geographische, geologische, petrographische und technische Daten zusammenzutragen, sondern vor allem die Gesteine selbst in möglichst vielen Mustern zu sammeln. Dazu wird jedoch von der bisher üblichen kleinformatigen Handstücksammlung prinzipiell und wesentlich abgegangen. Von allen erreichbaren steirischen Gesteinen werden einseitig polierte oder zumindest fein geschliffene Musterplatten im

einheitlichen Format von 20 × 30 cm angefertigt und in der „Litbothek“ des Institutes aufbewahrt.

Durch die bisherige Arbeit auf diesem Gebiet konnten bereits eine Reihe von aufschlußreichen Einzelheiten gefunden werden. So z. B. war man bisher der Meinung, daß die Fußböden mit schwarz-weißem Schachbrettmuster in zahlreichen Kirchen und Schlössern aus weißem Salla oder Kainacher Marmor mit schwarzen Kalken des Grazer Paläozoikums bestünden. Sehr häufig jedoch stammen die dunklen Steine aus der Kainacher Gosau. Es sind dies ganz feinkörnige tonige Sandsteine und stark sandige Bitumenmergel vom Typus St. Pankrazen, die sich in recht dünnen Platten erzeugen ließen und ganz sicher schon in der Mitte des 18. Jahrhunderts, aber wahrscheinlich schon wesentlich früher in Verwendung standen. Auch die Verbreitung ist nicht nur auf die unmittelbare Umgebung nördlich und nordwestlich von Graz beschränkt (Rein, Straßengel, Stiwohl, St. Pankrazen, Geistthal usw.), sondern auch in der Kirche von Stainz sind sie verlegt worden. Leider entfernt man in allerjüngster Zeit fast überall und oft unnötigerweise diese stilvollen Pflasterungen, um Fußbodenheizungen verlegen zu können.

Zusätzlich hat man aus den Bitumenmergeln auch Grabplatten und Inschriftentafeln erzeugt, eine ovale Platte aus barocker Zeit befindet sich z. B. über dem Haupteingang zum Prunksaal des Eggenberger Schlosses. Es kann vermutet werden, daß so manche Steinmetzarbeit aus schwarzem Material, die man auf den ersten Blick für „Schupbach-Marmor“ (eine rein schwarze Art der Lahnmarmore aus Nassau) hält, zumindest im Grazer Raum, aus Bitumenmergel der Kainacher Gosau angefertigt wurde.

Die Gesteine der Kainacher Gosau sind — so wie in vielen anderen Gebieten, wo Sedimente der Gosauformation abgelagert wurden — in Farbe und Struktur sehr variabel. So gibt es von ganz groben Brekzien und Konglomeraten über Sandsteine alle Übergänge bis zu feinen Tönen und den schon erwähnten Bitumenmergeln; wobei fast alle Typen in früherer Zeit irgendwie genutzt wurden. Bei Kleinkainach gab es sogar einen unterirdischen Abbau von grauem Quarzsandstein, der zu Schleif- und Mühlsteinen, aber auch für Pflasterplatten, Tür- und Fenstergewände bis etwa zum 1. Weltkrieg verwendet wurde. Gut bekannt ist die Verarbeitung der Zementmergel von St. Bartholomä. Weniger bekannt dagegen ist die große bis in unser Jahrhundert reichende Beliebtheit der sehr dichten und festen Gesteine mit grobklastischer Struktur.

Es sind dies sehr dichte, gelbliche Quarzsandsteine, die in großen Quadern bis $\frac{3}{4}$ m³ für Uferschutzbauten und Brückenwiderlager (auch in Graz) durchaus geeignet waren.

Ähnliche gelbliche Sandsteine und Konglomerate mit vielen schwarzen (kieseligen) Komponenten waren sehr beliebte Bausteine. Die neue Pfarrkirche von St. Bartholomä an der Lieboch (1845 von Carl SCHAUMBURG erbaut) ist ein bezeichnendes Beispiel dafür.

Von mehr lokaler Bedeutung sind die bunten Konglomerate aus reichlich schwarzen Lyditen, roten Sandsteinen und grünen Schiefem vom Römaskogel, die mit nur geringer Verkittung und daher sehr poröser Beschaffenheit als Baustein bei alten Bauernhäusern, Scheunen und Mühlen im Kainach- und Liebochtal ein ausreichend festes und gut wärmeisolierendes, daher recht günstiges Baumaterial dargestellt haben.

Neben diesen Forschungsergebnissen aus der näheren Umgebung von Graz gibt es eine ganze Reihe neuer Erkenntnisse und z. T. auch solche, die einen unmittelbar praktischen Nutzen bringen können. Die neuerliche Untersuchung des Hiefbauer

Konglomerates — im Waaggraben bei Hieflau — z. B. beweist, daß es in der Steiermark noch immer möglich sein müßte, alte Steinbrüche mit Erfolg wieder in Betrieb zu setzen.

Abgesehen davon, daß im Waaggraben noch genügend Gestein zur Gewinnung vorhanden ist, hat die Prüfung der technischen Eigenschaften des Hieflauer Konglomerates und der derzeitigen Marktlage erfolgversprechende Resultate gezeigt. Es ist fast für alle Zwecke am Bau sowohl für Innen- als auch für Außenarbeiten geeignet, da es über eine ausreichende Festigkeit, Witterungs- und Frostbeständigkeit verfügt. Außerdem ist die dezent bunte Farbe und die löcherige Struktur gerade jetzt in unserer Zeit besonders beliebt. Das Gestein ist deshalb für die Herstellung von Fassaden- und Portalverkleidungen, aber auch für Stufen, Fenster- und Türgewände, Gesimse, Fensterbänke, Blumentröge, Tischplatten, Wege- und Terrassenbeläge und vieles mehr bestens geeignet.

Nachdem das Granitvorkommen von Stubenberg in den nächsten Jahren zu Ende gehen wird, ist in der nördlichen Oststeiermark ein empfindlicher Mangel an Hartgesteinen für Brechschotter-, Splitt- und Brechsandkörnungen zu erwarten. Sowohl in diesem Gebiet, aber auch in der Obersteiermark sind Vorkommen vorhanden, deren bisherige technische Prüfungen zu berechtigten Hoffnungen Anlaß geben, daß diese Gesteine für den Wege- und Straßenbau durchaus brauchbar sein werden.

Die Arbeiten auf dem Sektor Bau- und Dekorationsgesteine werden vom Institut für Technische Geologie, Petrographie und Mineralogie der Technischen Universität Graz intensiv fortgesetzt, wofür seit 1978 von der Vereinigung für Angewandte Lagerstättenforschung Leoben eine materielle Förderung in dankenswerter Weise geleistet wird.

Anschrift des Verfassers: Prof. Dr. Erich J. ZIRKL, Technische Universität Graz, Institut für Technische Geologie, Petrographie und Mineralogie, 8010 Graz, Rechbauerstraße 12.

Das Hieflauer Konglomerat vom Praunseisbruch bei Hieflau, Steiermark

Von Erich J. ZIRKL

Mit 1 Taf. und 4 Abb.

Zusammenfassung

Das Konglomeratvorkommen im Waaggraben bei Hieflau, im besonderen der Praunseisbruch, wird beschrieben. Die technischen Daten des Gesteines wurden neu geprüft. Die geologischen, petrographischen und technischen Untersuchungsergebnisse lassen einen neuerlichen Abbau und eine Verwendung des Hieflauer Konglomerates für alle Bau- und Dekorarbeiten als sehr erfolgversprechend erscheinen.

Inhalt

1.	Einleitung	175
2.	Historisches	176
3.	Die Bezeichnung des Gesteines	177
4.	Die Lage des Steinbruches	177
5.	Die alten Steinbrüche	179
5.1.	Detailbeobachtungen	179
5.2.	Die Klüftung.	184
6.	Die Gesteine.	184
6.1.	Das Hieflauer Konglomerat.	184
6.2.	Die Sandsteine.	186
6.3.	Der Lehm	186
7.	Technische Eigenschaften	187
8.	Beobachtungen an alten Bauwerken	191
9.	Vergleiche und Beurteilung	191

1. Einleitung

Seit dem frühesten Mittelalter wurden österreichische Konglomerate als beliebte Bausteine verwendet. Neben dem geringen Gewicht aufgrund der Porosität, den für fast alle Bauzwecke ausreichenden Festigkeitseigenschaften und der Witterungs- bzw. Frostbeständigkeit ist es vor allem das lebhafteste Aussehen, daß für unsere Konglomerate auch heute noch eine ständig wachsende Nachfrage besteht: Die Salzburger Nagelfluh (das *Torrener Konglomerat*) ist in der Stadt und im Land Salzburg an unzähligen alten und neuen Bauwerken anzutreffen: Das *Ternitzer Konglomerat* (Ternitz, südlich von Wiener Neustadt) wurde in jüngster Zeit in Nürnberg in großer Menge verwendet; das *Konglomerat von Kremsmünster* schmückt mit ganz origineller Oberflächenbearbeitung die Fassade eines Großbauwerkes in Stuttgart; und schließlich sei erwähnt, daß einige tausend

Quadratmeter des *Lindabrunner Konglomerates* die Wiener U-Bahn-Stationen schmücken.

Nur das steirische Konglomeratvorkommen in der nächsten Umgebung von Hieflau wird derzeit nicht abgebaut, obwohl es in keiner Weise den anderen Konglomeraten Österreichs nachsteht. Es liegt daher nahe, im Rahmen einer Erforschung der verfügbaren Rohstoffe Österreichs, im besonderen Steiermarks, mit Hilfe einer eingehenden Untersuchung der geologischen, petrographischen und technischen Gegebenheiten die wirtschaftlichen Möglichkeiten einer Verwendung dieses Gesteinsvorkommens darzulegen.

2. Historisches

Sicher schon im 18. Jahrhundert, wahrscheinlich aber schon wesentlich früher, wurden in den eng beisammen liegenden Steinbrüchen an den Hängen des Elfer- und Zwölferkogels südlich bzw. südwestlich von Hieflau Mühlsteine, aber auch Werksteine gewonnen.

Einen gewaltigen Aufschwung nahmen die Betriebe in der Zeit von 1869 bis 1872, als die Gesäusestrecke der k. u. k. Rudolfsbahn gebaut wurde. Neben der Mühlsteingewinnung sind damals einige 1000 Kubikmeter zu Quadern und Werksteinen verarbeitet worden. In der Umgebung von Hieflau sind aus dieser Zeit Stützmauern, Uferbefestigungen, Brücken, Widerlager, Durchfahrten, Durchlässe u. ä. aus Konglomerat in bestem Zustand erhalten. Etwas älter sind wahrscheinlich Konglomeratstufen, Randsteine und Pfeiler vor dem „Kettenhaus“ (Haus Nr. 55) am nördlichen Ende des Ortes. Auch die Grundmauern der gotischen Kirche von Hieflau sind aus der „Nagelfluh“ vom „Mühlsteinbruch auf der Waag“ errichtet.

Wie gut und dauerhaft dieser Stein ist, geht aus den angeführten Verwendungsbeispielen hervor, aber auch A. HANISCH und H. SCHMID schreiben im Jahre 1901: „100 Jahre alte exponierte Werkstücke zeigen keine Spur von Frostrissen.“

Nach 1900 ging die Produktion allerdings stark zurück. A. HANISCH und H. SCHMID geben nur mehr die Erzeugung von 36 Stück Mühlsteinen (im Jahre 1901) an, wobei „Mühlsteine pro 1 cm Durchmesser 2 K“ (= Kronen) und „1 m³ Quadersteine circa 20—40 K“ gekostet haben. Damals bestand ein Pachtvertrag zwischen „der k. k. Gutsverwaltung Eisenerz nomine des allerhöchsten kaiserlichen Privatfondes und dem Heimarbeiter Franz ZWANZ in Hieflau“ (abgeschlossen am 22. Dezember 1897), der einen jährlichen Pachtzins von 120 Gulden = 240 Kronen bezahlen mußte. Bemerkenswert für die damalige Zeit ist ein Passus im Pachtvertrag, der zeigt, wie sorgfältig auf die Schonung des Gesteinsvorkommens geachtet wurde: „§ 2. Der Pächter verpflichtet sich, die Gewinnung der Mühlsteine ohne Anwendung von Sprengmitteln mit Brechgeschirr in einer die zukünftige Ausnützung nicht gefährdenden Art, mit höchstens 3 Hilfsarbeitern zu vollziehen und unterwirft sich in dieser Beziehung den Anordnungen der k. k. Gutsverwaltung Eisenerz.“

Der Pachtvertrag wurde alle 5 Jahre bis 1922 immer wieder verlängert, wobei ab 1908 nur mehr 2 Hilfsarbeiter beschäftigt werden durften, dafür aber nur 160 Kronen Pachtschilling erlegt werden mußte.

1923 kommt die Mühlsteinproduktion zum Erliegen. Der Pächter Franz ZWANZ konnte keinen Hilfsarbeiter mehr beschäftigen, und infolge der katastrophalen Inflation hatte er „80.000 Kronen Zuschlag pro 1923“ zu entrichten. Erst gegen Ende der dreißiger Jahre bis 1940 und von 1953 bis 1955 bestanden kurze Abbauperioden

durch die Firma Franz GREIN in Graz. Blöcke bis 10 Kubikmeter Größe ließen sich durchaus gewinnen. Unter anderem wurde das Gestein in der Diele des ehemaligen Kaffeehauses Herrenhof (Graz, Herrengasse), beim Sender Dobl und beim Haus Nr. 1 in der Fischer-von-Erlach-Gasse in Graz verwendet. Ein interessantes Detail am Rande zeigt sich an einer der Platten am Portal des Hauses in der Jungferngasse: Die zum Sägen mit dem Gatter verwendeten Stahlschrotkörner wurden nicht restlos abgewaschen und sind fest an das Gestein angerostet.

Natürlich sind auch die beiden Wasserschlösser auf der Waag des Hieflauer Ennskraftwerkes und Teile des Krafthauses, Türgewände, Fensterbänke, Kaminverkleidungen u. a. aus dem dekorativen Stein des Praunseisbruches hergestellt worden.

Mit der erfreulichen Zunahme des Interesses der Bauwirtschaft an heimischen Natursteinen hat sich die Grazer Firma Ernst GREIN, Inhaber Ing. Heinz PETRASCH, entschlossen, den Steinbruch 1971 abermals in Betrieb zu nehmen. Jedoch 1976, nach Ablauf des fünfjährigen Pachtvertrages, erfolgte neuerlich die Stilllegung, obwohl diese kurze Abbauperiode den Beweis erbrachte, daß auch in unserer Zeit mit modernen — allerdings schonenden — Methoden eine rationelle, wirtschaftliche Gewinnung des Hieflauer Konglomerates möglich ist und sogar Exportchancen in größerem Ausmaß durchaus gegeben sind. Im Gegensatz zum Abbau in früheren Zeiten war von vornherein eine Verwendung für Dekorationszwecke, also für Plattenverkleidungen u. ä., vorgesehen; damit war das Hauptaugenmerk auf die Erzeugung von großen Blöcken gerichtet.

Aus dieser letzten Produktionsphase stammen einige bedeutende Bauten, z. B. die rund 1000 m² umfassende Außenverkleidung des neuen Rathauses von Leoben, eine Bank in Deutschfeistritz mit ca. 150 m² feingeschliffenen Platten außen und polierten Platten innen.

3. Die Bezeichnung des Gesteines

Da in früherer Zeit der Mühlsteinbruch bei Hieflau nach dem Vulgonamen eines nahe gelegenen Gehöftes allgemein als „*Praunseisbruch*“ bekannt war (die Mühlsteine waren wegen ihrer hohen Qualität sehr geschätzt und deshalb in der Obersteiermark weit verbreitet), ist der Name auch auf das Gestein übertragen worden, so daß man in älterer Literatur verschiedentlich die Bezeichnung „*Praunseisstein*“ bzw. auch „*Braunseisstein*“ vorfindet (A. HANISCH und H. SCHMID 1901).

Wegen der großen Ähnlichkeit unseres Gesteines mit dem Salzburger Konglomerat vom Mönchsberg und von Torren bei Golling hat sich bis jetzt auch die Bezeichnung „*Hieflauer Nagelflub*“ erhalten, glücklicherweise aber nicht durchgesetzt. Vom petrographischen Standpunkt ist jedoch der allgemein verständliche Name Hieflauer Konglomerat allen anderen vorzuziehen, da er nicht nur petrographisch richtig ist, sondern gleichzeitig auch eine deutliche Charakterisierung des Gesteines beinhaltet.

4. Die Lage des Steinbruches

Der „*Praunseisbruch*“ befindet sich 1,7 km genau südlich von Hieflau in einer Höhe zwischen 660 und 680 m am Hang, der vom Elfer- bzw. Zwölferkogel nach Norden zum Waaggraben abfällt. Deshalb wird oft auch die Ortsangabe „Auf der Waag“ verwendet. Er ist über einen Fahrweg leicht erreichbar. Strenggenommen

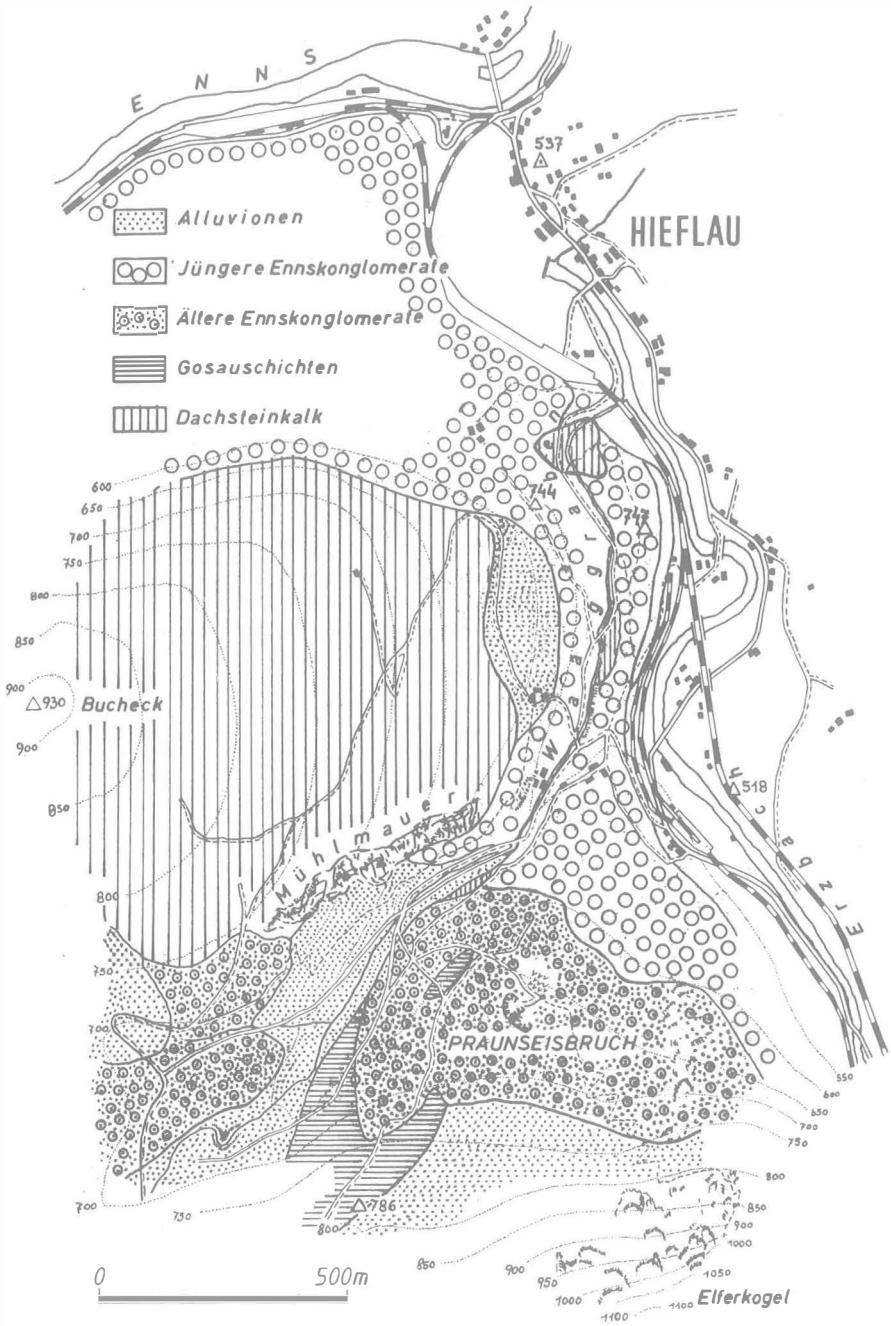


Abb. 1: Geologische Lageskizze der Umgebung des Praunseisbruches bei Hieflau.

besteht das Abbauterrain aus drei schräg übereinander liegenden Steinbrüchen, die im Laufe der Zeit zusammengewachsen sind.

Die genaue Lage ist aus der geologischen Skizze (Abb. 1) ersichtlich.

Die Steinbrüche sind inmitten einer mächtigen Aufschüttung der diluvialen „älteren Ennskonglomerate“, die im Waaggraben einerseits diskordant alle mesozoischen Gesteine (Dachsteinkalk und Gosauschichten) der nächsten Umgebung überlagern, andererseits von den wenig verfestigten „jüngeren Ennskonglomeraten“ (besonders im Norden) und von ganz jungen Alluvionen teilweise überdeckt werden, angelegt.

Aber nicht nur an dieser Stelle, sondern auch am orographisch linken Hang des Waaggrabens (südwestlich der Mühlmauer) und ebenso nördlich der Enns beim „Scheibenbauer“ treten die Hieflsruer Konglomerate auf.

5. Die alten Steinbrüche

Der untere, wahrscheinlich in jüngerer Zeit angelegte Steinbruch hatte eine in fast Nord-Süd-Richtung verlaufende Abbaufont von ca. 50 m Breite und einer maximalen Höhe von rund 10 m. Es sind mindestens drei verschieden mächtige Gesteinsbänke angeschnitten, deren Gesteinsbestand sich sowohl in der Schichtung, als auch in der Farbe und den sonstigen Eigenschaften etwas unterschiedlich verhält. Die unterste, vier Meter mächtige Bank hat deutlich Schräg- und Kreuzschichtung. Darüber folgt eine zwei bis drei Meter mächtige, recht bunt gefärbte Bank. Die beiden oberen haben eine etwas bessere Qualität aufgrund ihrer stärkeren Kornbindung. Die oberste Lage läßt sich nach Südosten bis in die unteren Bereiche des zweiten (oberen) Steinbruches verfolgen. Feinkörnige Konglomerate bzw. Sandsteine schieben sich linsen- und keilförmig an mehreren Stellen zwischen die einzelnen Bänke ein.

Das Hangende bzw. den Abraum bildet eine dünne, höchstens bis 1 m anschwellende Bodenschichte.

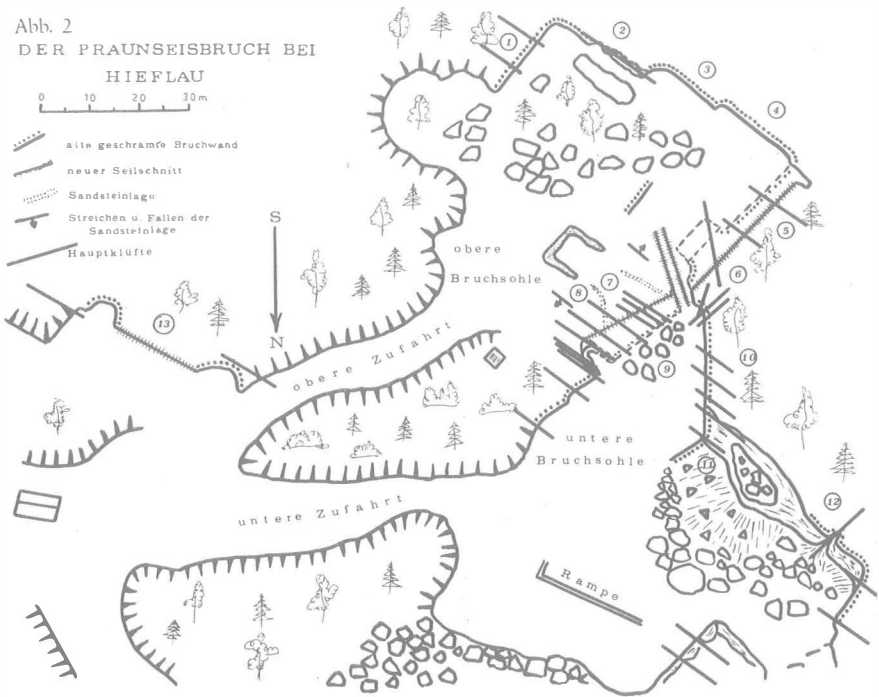
Der obere Steinbruch hat eine SO-NW-gerichtete Hauptabbaufont von mindestens 50 m Breite und 15 bis 20 m Höhe. Die Wand weist durchwegs deutliche Schrämspuren von der alten händischen Abbauweise auf. Zwei 5 und 6 m mächtige Konglomeratbänke beherrschen das Gesamtbild der Anlage. Eine nur 3,5 m dicke Lage von etwas schlechterer Qualität befindet sich in mittlerer Höhe der fast senkrechten Bruchwand. Tonig-sandige Lagen von 3 bis 4 m Länge und 10 cm Dicke sowie z. T. herausgewitterte Tonflatschen oder größere Linsen unterstreichen die Schräg- und Kreuzschichtung. Auch die Größe der schlecht gerundeten Komponenten im Konglomerat schwankt hier stark zwischen 1 und 15 cm. Die Löcher und Poren scheinen etwas geringer zu sein als in den Bänken des unteren Bruches und können auf 15 bis 20 Vol.-% geschätzt werden.

Aus der Kompaßvermessung der alten durch Schrämarbeit erzeugten Bruchwände geht deutlich hervor, daß sie eine ziemlich genau übereinstimmende Vortriebsrichtung von N 40—60° E gemeinsam haben, so daß die Abbaufonten etwa N 130° E verlaufen. Diese Richtungen wurden in früherer Zeit nicht willkürlich gewählt, sondern hängen auf das engste — wie anschließend gezeigt wird und aus der Kartenskizze hervorgeht — mit einer der Hauptkluftrichtungen zusammen. Sie sollte auch bei einem zukünftigen Abbau ganz besonders berücksichtigt werden.

5.1. Detailbeobachtungen

Das ganze Areal des Praunseisbruches besteht im wesentlichen aus drei alten, ineinander übergehenden Abbaubereichen, die in zwei verschiedenen Höhen angelegt

Abb. 2
DER PRAUNSEISBRUCH BEI
HIEFLAU



sind, so daß man auch derzeit noch von einer oberen und einer unteren Bruchsohle sprechen kann (Abb. 2).

Die im Steinbruch beobachtbaren Einzelheiten werden im Folgenden unter der in der Skizze angegebenen Ziffer im Kreis kurz beschrieben.

① Alte geschrämte Bruchwand, etwa senkrecht zum Hang verlaufend und deshalb immer höher werdend

An ihrem südwestlichen Ende erreicht diese Wand eine Gesamthöhe von 12 bis 13 m. Wegen der Oberflächennähe sind die Gesteinsbänke bereits in mehrere kubikmetergroße Blöcke zerlegt. Zwei etwa N 120—130° E streichende und steil nach Nordosten einfallende Klüfte sind durch die Verwitterung stark aufgeweitet, ebenso die fast horizontal liegenden Schichtflächen. Von diesen ist besonders die mittlere Schichtfuge bemerkenswert, da sie zwei mächtige Konglomeratbänke von guter Qualität voneinander trennt. Im Folgenden wird die hangende als Kongl.-Bank I und die liegende als Kongl.-Bank II bezeichnet. Vorgreifend soll jetzt schon betont werden, daß die Kongl.-Bank II aller Voraussicht nach eine der besten Gesteinspartien darstellt.

An der Umbiegung von ① in die Bruchwand ② sind von der Kongl.-Bank II etwa 4 m Mächtigkeit sichtbar. Es ist aber anzunehmen, daß sie nach unten hin noch größer ist, jetzt aber von altem Verwitterungsschutt und Abraum verdeckt wird.

② Etwa N 120° E verlaufende Wand

Im linken (südöstlichen) Teil der Wand sind noch die Schrämspuren des früheren Abbaues sichtbar. Der rechte (nordwestliche) Teil der Wand wird von einer

Kluftfläche gebildet. Da die ehemalige Bruchwand unmittelbar vor und etwa parallel zur Kluft angelegt wurde, ist das Gestein entlang der Störung abgerissen und liegt nun am Fuß der Wand, wobei ein Großteil der Kongl.-Bank II verdeckt wird.

Die Kongl.-Bank I spaltet in zwei weniger mächtige Bänke auf.

③ Alte geschrämte Bruchwand, N 120° E verlaufend, senkrecht angelegt

Da diese Wand schon viel tiefer in den Berg vorgetrieben ist, sind die oberen Gesteinsbänke wesentlich weniger von jungen Rissen zerstückelt.

Die Kongl.-Bank II ist hier besonders mächtig. Ihre untere Begrenzung ist jedoch wegen der Schuttbedeckung nicht sichtbar. Die Mächtigkeit kann deshalb nur geschätzt werden, beträgt aber wahrscheinlich mehr als 10 m.

④ Alte senkrecht angelegte und N 120° E verlaufende Schrämwand

Die Schichtflächen aller Gesteine fallen ungleich flach mit 10—20° nach Westen, damit wird die Kongl.-Bank II immer dünner. Aber auch ihre Qualität scheint gleichzeitig, zumindest in den oberen Partien, schlechter zu werden. Die hangende Kongl.-Bank I gewinnt dagegen an Mächtigkeit, sie hat sich bereits in drei Lagen aufgelöst, und diese wiederum zeigen eine Schichtung in dm-Rhythmus. Die Kongl.-Bänke I und II sind deutlich durch eine lehmige Sandsteinlage markiert. Die Gesamtbreite der Wandabschnitte ②, ③ und ④ beträgt rund 50 m und 15—20 m Höhe.

⑤ und ⑥ Moderner Seilschnitt über die ganze alte Steinbruchwand

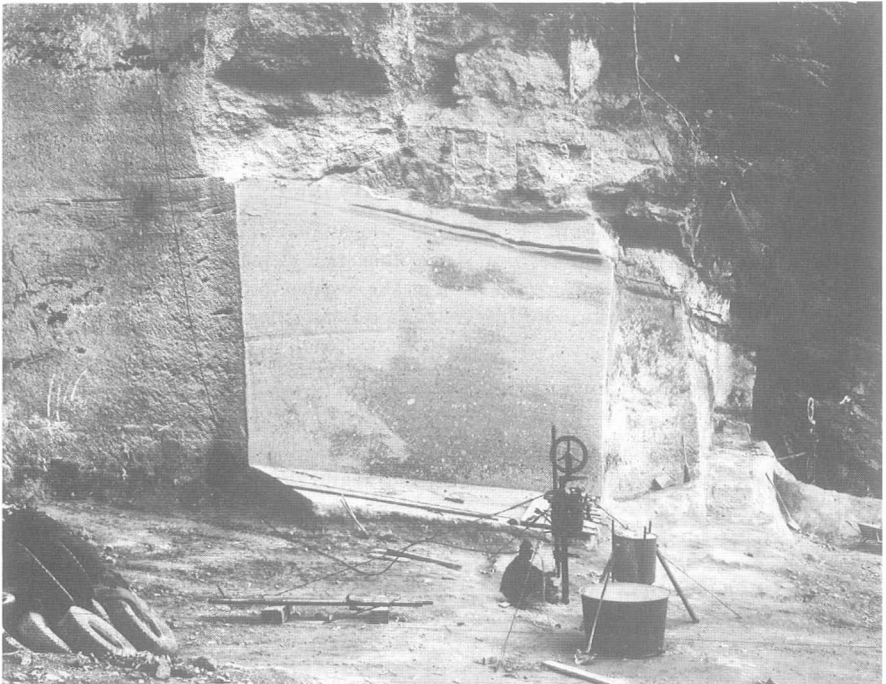


Abb. 3: Erster Seilschnitt durch das Konglomerat nach der Wiederinbetriebnahme des Praunseisbruches bei Hiefiau, 1971.

Fast $\frac{2}{3}$ der Wand scheinen aus gesundem Stein zu bestehen. Zwei Klüfte mit steilem nordöstlichen Einfallen und einem Streichen von N 130° E sind offensichtlich die Fortsetzung der Klüfte von ①. Die Kongl.-Bank II ist in ihrem unteren (sichtbaren) Teil von sehr guter Beschaffenheit. Im oberen Teil setzt eine schlechte Zone taschenförmig, mit Schrägschichtung, frühdiagenetischen Setzungserscheinungen, Tonlinsen, Hohlräumen nach ausgeschwemmten Tonlinsen und mit schlechter Kornbindung ein.

Der moderne Seilschnitt ist gegenüber der alten Schrämwand um ca. 2 m zurückversetzt. Er verläuft in Richtung N 40° E, hat eine Breite von 33 m und eine maximale Höhe von 12 m. Allein an dieser Wand konnten während der letzten Abbauperiode etwa 800 m³ Gestein abgetrennt und wahrscheinlich an die 500 bis 600 m³ einer Verarbeitung zugeführt werden.

Bei ⑥ wurde am Beginn der letzten Abbauperiode der 1. Seilschnitt (Abb. 3) ausgeführt, der eine Ausbeute von etwa 100 m³ Konglomerat aus der unteren Bank brachte. Auch hier tritt ein Riß in der schon wiederholt gemessenen Richtung N 120° E auf.

⑦ Südwestlicher Ausbiß der Sandsteinlage

Auf der oberen Bruchsohle, an der sich die alten Steinbruchwände des oberen und unteren Abbaubereiches verschneiden, befindet sich der Ausbiß einer 10 bis 20 cm mächtigen Sandsteinlage. Sie ist die liegende Begrenzung der Kongl.-Bank II. Man kann sie einige Meter nach Südosten in der oberen Bruchsohle bis zu einer alten Vertiefung verfolgen. Hier streicht die Sandsteinlage etwa N 130° E und fällt nach Südwesten mit etwa 20–30°.

Daraus läßt sich schließen, daß die gute Kongl.-Bank II höchstwahrscheinlich in südwestlicher Richtung nach unten hin an Mächtigkeit zunimmt und daß hier im Bereich zwischen dem Sandsteinausbiß und der alten Bruchwand ③ bzw. ④ ausgezeichnetes Material gewinnbar ist, sofern man beim Abbau die Hauptkluftrichtungen entsprechend berücksichtigt.

⑧ Nordöstlicher Ausbiß der Sandsteinlage

Die unter der Kongl.-Bank II liegende Sandsteinschicht bildet einige Meter hindurch die obere Bruchsohle, um dann aber bei gleichzeitiger Änderung des Einfallens von SW nach NE unterzutauchen. Die Sandsteinschicht ist somit auch an der Bruchwand ⑤ im Ausbruch für die Seilsäge kurz aufgeschlossen.

⑨ Alte Bruchwand der unteren Bruchsohle, etwa N 55° E bzw. neuer Seilschnitt N 70° E

Der untere, ca. 5 m hohe Teil der Wand zeigt eine ruhige Lagerung und läßt eine gute Gesteinsqualität erwarten. Durch die ganze Wand ziehen jedoch mindestens vier Klüfte (Stiche), mit der bereits wiederholt gemessenen Hauptrichtung N 120–130° E und fast senkrechtem Einfallen, in Abständen von 1 bis 1,5 m. Im oberen Teil der Wand zeigt sich intensive Schräg- und Kreuzschichtung mit deutlich größeren (eigroßen) Komponenten im Sedimentgestein.

Der nordöstliche Ausbruch für die Seilsäge ist in einer Zerrüttungszone angelegt, durch die gleich mehrere Klüfte laufen. Aus zerbrochenen Tropfsteinen und Sinterbildungen läßt sich mit Sicherheit schließen, daß hier noch in allerjüngster Zeit kleine Bewegungen stattgefunden haben. Von dieser Wand sind an die 300 bis 350 m³ abgebaut worden.

⑩ Alte geschrägte Bruchwand mit fast Nord-Süd-Verlauf (ca. 50 m breit, ca. 10 m hoch)

Die unteren $\frac{2}{3}$ bilden die westliche Fortsetzung der Gesteinsbänke von ⑨. Auch hier ist Schräg- und Kreuzschichtung kräftig ausgebildet. Deshalb muß eine häufig und stark wechselnde Qualität des Materials erwartet werden. Die bei ⑨ sichtbaren Risse und Klüfte setzen sich genau in der gegenüberliegenden Wand ⑩ fort. Am Beginn des oberen Drittels der Bruchwand setzt starker Bewuchs mit Bäumen und Sträuchern ein. Hier streicht die unter der Kongl.-Bank II liegende Sandsteinlage nach Westen weiter. Darüber ist die gute Kongl.-Bank II noch sichtbar, aber bereits wesentlich weniger mächtig. Am rechten (nördlichen) Ende dieser Wand ist sie nur mehr 1,5 m dick. Trotzdem scheint auch hier die Qualität immer noch gut zu sein. „Stiche“ sind nicht zu sehen.

Das Hangende ist dünn gebankt, stark zerrüttet und somit unbrauchbarer Abraum.



Abb. 4: Praunseisbruch „Auf der Waag“ bei Hieflau, 1972.

⑪ Alte, stark verstürzte Wand

Im oberen Teil der Wand ist das nördliche Auskeilen der Kongl.-Bank II gut zu beobachten. Auch die unmittelbar darunter liegenden 3 bis 4 m scheinen gute Qualität

zu besitzen und sind damit wohl abbauwürdig, wenn man bei der Gewinnung die Klüftungsrichtung berücksichtigt.

Der untere Teil der Wand ist verschüttet.

⑫ Vollkommen zerrütteter und verwachsener Steinbruchteil

Vielleicht ist das der älteste Teil des ganzen Steinbruchgeländes. Wegen des starken Bewuchses und wegen der Verstürze kann über die Güte der hier anstehenden Gesteine kaum eine Aussage gemacht werden. Die Verwitterung greift tief ins Konglomerat. Auslaugung einerseits und Sinterbildung andererseits sind auf engstem Raum nebeneinander vorzufinden.

⑬ Alte Bruchwand und moderner Seilschnitt

Südlich der Hütte an der Umbiegung der Zufahrtsstraße bzw. an der Gabelung von unterer und oberer Zufahrt befand sich eine alte rund 40 m breite Schrämwand, von der durch einen modernen Schnitt mit der Seilsäge eine etwa 2 m dicke Gesteinsplatte abgetrennt wurde. Der Seilschnitt ist ca. 6×18 m in festem Gestein. Darüber liegt mindestens 6 m Abraum.

An diesen Hauptbruchkomplex schließt in südwestlicher Richtung eine ganze Reihe von zum Teil stark verwachsenen Abbaustellen kleinerer Ausmaße. Ihre Zufahrtswege sind bis zur Unkenntlichkeit verrutscht.

Das sichtbare anstehende Konglomeratmaterial ist an einigen dieser Stellen von offenbar guter Qualität, z. T. aber auch tiefgründig verwittert.

5.2. Die Klüftung

Das gesamte Gelände des Praunseisbruches läßt auf der natürlichen Oberfläche und auf den künstlich in früherer sowie in neuester Zeit angelegten Steinbruchwänden eine Reihe von etwa hangparallel in Nordwest-Südost-Richtung ($N 120-130^\circ E$) verlaufende Hauptklüfte erkennen. Die Klüfte sind in Hangnähe häufiger, dichter beisammen und durch kleinere Hangbewegungen stärker aufgeweitet. Ihre Häufigkeit nimmt aber beim Vordringen in den Berg rasch ab. Schon ein horizontales Vordringen von nur 10 bis 15 m läßt ihre Abstände voneinander auf 3 bis 5 m anschwellen.

Neben dieser Hauptrichtung sind — aber wesentlich weniger häufig — die Richtungen $N 5-15^\circ E$ und $N 40-60^\circ E$ anzutreffen. Die letzte Kluftrichtung findet sich im Verlauf der Bruchwand ① und im Seilschnitt ⑤ bzw. ⑥ wieder.

Aufgrund der Weitständigkeit der Klüfte müßte es daher mit schonenden Abbaumethoden möglich sein, Blockgrößen von mehreren Kubikmetern zu gewinnen.

6. Die Gesteine

6.1. Das Hiefflauer Konglomerat

6.1.1. **Charakterisierung:** Das Hauptgestein des Praunseisbruches ist aufgrund der petrographischen Untersuchung als grob- bis großporiges bzw. *löcheriges polymiktes Kalkkonglomerat mit kalkigem und teilweise tonigem Bindemittel* zu bezeichnen.

6.1.2. **Farbe:** Im feingeschliffenen oder polierten Zustand macht das Gestein einen sehr lebhaft bunten Eindruck. Während die Hauptmenge der Komponenten graue bis gelblich- oder bräunlichgraue Farbe haben, gibt es daneben noch reichlich anders

gefärbte Komponenten. Bis auf blaue Tönungen sind praktisch alle Nuancen von Weiß, Gelb, Rot, Braun und Grün vorhanden. (Siehe Taf. 1)

6.1.3. Zusammensetzung: Das Konglomerat besteht zum größten Teil aus Kalkgeröllen, einen kleineren Anteil stellen meist hellgefärbte Dolomite dar. Aufgrund der Salzsäurelöslichkeit sind rund 85 Gew.-% Karbonat enthalten (Karbonatanteil des Verkittungsmaterials mitgerechnet). Auffallend sind die mehr oder weniger großen Löcher im Gestein, die vorwiegend durch vollständig herausgelöste Gerölle entstanden sind oder aber von den für diluviale Konglomerate charakteristischen hohlen Geröllen stammen.

In den Löchern sitzen meist farblose oder weiße, oft schön glitzernde Kalzitkristalle.

Etwa 1/10 des Gesteines besteht aus Geröllen, die nicht zu den Karbonatgesteinen zu rechnen sind. Auffällig sind vor allem lebhaft grüne Serpenterölle, dann rötliche Quarzsandsteine (wahrscheinlich triassische Werfener Sandsteine), graue, gelbe und braune Quarzsandsteine. Hin und wieder lassen sich verschieden struierte Glimmerschiefer und Gneise feststellen. Nur ganz vereinzelt kommt reiner Quarz neben einigen anderen Gesteinen vor.

Die zwickelartigen Hohlräume zwischen den Komponenten sind nur zum Teil von der verkittenden Zementsubstanz erfüllt, sodaß zu den großen Löchern noch eine Reihe kleiner und kleinster Porenräume hinzukommt. Der gesamte Porenraum der makroskopisch sichtbaren Hohlformen kann auf 10—15 Vol.-% geschätzt werden.

Der Zement des Gesteines ist ein grauer bis gelblicher, toniger Kalk, der alle Geröllkomponenten mit einer mehr oder weniger dünnen Haut ummantelt und die primäre Verkittung des ehemaligen Schotterkörpers verursacht. Später kam infolge von Lösungsumsatz oder zirkulierenden kalziumkarbonathaltigen Lösungen eine weitere Verkrustung durch kleine Kalzitkriställchen hinzu. Dadurch werden die Festigkeitseigenschaften des Gesteines wesentlich erhöht.

In manchen, besonders in grobkörnigen Lagen des Konglomerates, fehlt die Kalzitverkrustung. Dadurch sinkt die Festigkeit sofort weit unter die Durchschnittswerte und die Frostbeständigkeit geht verloren.

6.1.4. Korngrößen der Komponenten und Schichtung: Im Steinbruch können alle Korngrößen von etwa 1 mm bis 20 cm Durchmesser (manchmal auch mehr) festgestellt werden. Die Schichtung des Gesteines wird vorwiegend durch einen rhythmischen Wechsel in den Korngrößen der Komponenten verursacht. Die im Mittel 5 bis 16 cm dicken Schichten beginnen (unten) in der Regel mit größeren Geröllkomponenten. Nach oben hin wird die Korngröße allmählich immer kleiner, bis sich mit einem plötzlichen Sprung im Korngrößendurchmesser der Beginn der nächsten Schichte deutlich abzeichnet. Es ist dies das charakteristische Bild einer sogenannten *gradierten Schichtung*, wie sie weltweit im Lauf oder im Mündungsbereich (Delta) eines Flusses durch die jahreszeitlich wechselnden Wassermengen und durch deren ebenso rhythmisch schwankenden Transportkräfte zustande kommt. Damit besteht die Möglichkeit, an einem Werkstein nachträglich noch seine ursprüngliche Lagerung (seine Ober- und Unterseite) zu bestimmen.

Die Gerölldurchmesser in den grobkörnigen Teilen der gradierten Schichten sind im Mittel etwa 1 bis 5 cm, in den feinkörnigen Partien 1 bis 3 mm. Als *durchschnittliche Korngröße* kann 0,5 bis 2 cm angenommen werden. Der Sortierungsgrad oder Ungleichförmigkeitsgrad (nach HAZEN) der Komponenten ist mit „schlecht sortiert“ beziehungsweise „sehr ungleichkörnig“ zu bezeichnen.

6.1.5. **Abrollungsgrad (Kornrundung):** Der Abrollungsgrad der einzelnen Komponenten ist im allgemeinen sehr gut. Vor allem die Gerölle mit größerem Durchmesser zeigen fast nur konvexe, kaum noch ebene oder konkave Oberflächenformen (Rundungstyp IV bis VI nach DAL VESCO bzw. 3 bis 5 nach PETTJOHN).

6.1.6. **Mikroskopische Untersuchung:** Die mikroskopische Untersuchung von mehreren Dünnschliffen liefert hauptsächlich eine Bestätigung der makroskopischen Beobachtungen. Deutlich ist die Ummantelung der Gerölle mit einer kalkig-tonigen Haut und die spätere Verkrustung durch Kalzitkristalle zu sehen. Weiters läßt sich durch Form und sonstige optische Eigenschaften beweisen, daß die Kristalle der Verkrustung und die Kristalle in den hohlen Geröllen gleichzeitig in der jüngsten Zementationsphase gebildet wurden.

An den Gesteinen, die die Komponenten aufbauen, lassen sich eine Reihe von petrographischen Details beobachten, die für die technische Verwendung des Hiefbauer Konglomerates jedoch ohne Belang sind. Etwa der Fossilreichtum mancher Kalke, die dadurch an Rhätkalke erinnern. Fossilreich sind weiters auch aus Hornstein bestehende Komponenten, die man möglicherweise bei den jurassischen Radiolariten einreihen muß. Von den metamorphen Komponenten sind einige noch völlig frisch und unverwittert, andere wieder zeigen stärkste Zersetzungs- und Umwandlungserscheinungen.

Erwähnenswert ist noch, daß die Kalzitanteile der Zementsubstanz (und selbstverständlich auch in den hohlen Geröllen) nur ganz selten eine Zwillingslamellierung zeigen. Somit ist das Gestein seit seiner Verfestigung keinerlei Tektonik oder anderen mechanischen Beanspruchungen ausgesetzt gewesen.

6.2. Die Sandsteine

Es wurde bereits erwähnt, daß sowohl im unteren als auch im oberen Bruch — stellenweise sogar sehr mächtige — Sandsteinlagen und Sandsteinlinsen auftreten, deren durchschnittliche Korngrößen weit unter 2 mm absinken. Durch ihre Feinkörnigkeit wirken sie einheitlich gelblichgrau und weit weniger porös als das Konglomerat. Gelegentlich werden sich aus dem Sandstein größere Werksteine gewinnen und verarbeiten lassen, da die Qualität der Sandsteine kaum jener des Konglomerates nachsteht.

Die petrographische und vor allem die mikroskopische Untersuchung der Sandsteine hat gegenüber dem Konglomerat keine nennenswerten Unterschiede ergeben. Der Porenraum kann auf etwa 10 Vol.-% geschätzt werden. Der Anteil an Quarzkörnern ist höher als im Konglomerat und beträgt rund 30 Gew.-% des Gesteines. Interessant sind kugelige Mikrofossilreste aus kieseliger Substanz, weiters vollkommen frische Feldspatbruchstücke und einzelne schlecht abgerundete Zirkonkristalle.

Bei der Steingewinnung erscheint ein Aushalten von dünnen Sandsteinlagen daher nicht unbedingt erforderlich. Außer es wird vom Käufer keine Abweichung von der konglomeratischen Zeichnung des Gesteines erwünscht. Eine Qualitätsverminderung des Hiefbauer Konglomerates tritt durch die Sandsteinlagen jedenfalls nicht ein.

6.3. Der Lehm

Zwischen den einzelnen Bänken und Schichten des Konglomerates kann man fast überall mehr oder weniger dünne Lagen eines feinkörnigen Sedimentes von hellgelber bis bräunlichgelber Farbe (im feuchten Zustand) vorfinden. Bei entsprechender Feuchtigkeit ist es schmierig und knetbar, ausgetrocknet dagegen hart und kaum mit

den Fingern zu zerreiben. In größere Hohlräume, in Klüfte und in Spalten des Konglomerates ist es durch sekundäre Umlagerung eingeschwemmt bzw. angereichert worden. Durch Witterungseinflüsse wird es nicht nur leicht ausgewaschen, sondern übt beim Frieren und dem damit verbundenen Quellvorgang auch eine nicht zu vernachlässigende Sprengwirkung auf das Konglomerat aus. Somit sollten keine mit größeren tonigen Anteilen verunreinigten Konglomeratpartien zu Dekorationsplatten verarbeitet werden. Oder aber es müßte der Lehm zuerst mit einem scharfen Wasserstrahl ausgespült und dann die entsprechenden Löcher mit Zementmörtel verkittet werden.

Ob dieses Sediment ein Lößlehm oder Aulehm oder aber ein durch Verwitterungs- und Lösungsvorgänge entstandener Residualton aus dem Konglomerat ist, müßte durch eine genauere Untersuchung ermittelt werden. Eine durchgeführte DTA (Differentialthermoanalyse) spricht dafür, daß die Hauptmenge der Tonfraktion ein Mineral aus der Illitgruppe ist. Die Nebenbestandteile sind Quarz und Dolomit.

7. Technische Eigenschaften

Von den im Praunseisbruch vorkommenden Gesteinsvarianten wurde nur das Konglomerat den technischen Prüfungen zugeführt. Das Material stammt aus dem unteren Steinbruch.

Alle Bestimmungen, mit Ausnahme der Schleiffestigkeit, sind nach den Vorschriften der einschlägigen ÖNORMEN ausgeführt worden.

7.1. Raumgewicht = Rohdichte r

Das Raumgewicht wurde nach ÖNORM B 3121 an mehr als fünfzig 5-cm-Probewürfeln und an mehreren großen (bis 16 kg schweren) Gesteinsstücken bestimmt. Die Einzelwerte schwanken zwischen 1,91₆ und 2,33₆ g/cm³. 50% aller Meßwerte streuen jedoch um den engen Bereich von 2,046 und 2,148 g/cm³.

Der Mittelwert für das Raumgewicht ist aus allen Messungen

$$r = 2,12_5 \text{ g/cm}^3$$

7.2. Spezifisches Gewicht = Reindichte s

Die Bestimmung erfolgte nach ÖNORM B 3121 mit dem Pyknometer an zerkleinertem Material von 0,1 bis 0,2 mm. Ausgangsmenge waren fünf etwa 1 kg schwere, von verschiedenen Stellen entnommene Konglomeratstücke. Die bestimmten Einzelwerte sind:

$$2,72_8; 2,73_4; 2,73_4; 2,73_6; 2,74_2 \text{ g/cm}^3.$$

Daraus ergibt sich der Mittelwert für das spezifische Gewicht mit:

$$s = 2,73_3 \text{ g/cm}^3$$

7.3. Dichtigkeitsgrad d

Aus dem Raumgewicht r und dem spezifischen Gewicht s ergibt sich der Dichtigkeitsgrad

$$d = 0,7770_2$$

7.4. Porenvolumen oder wahre Porosität u

Das Porenvolumen oder die wahre Porosität ist dann

$$u = 22,28 \text{ Vol.-%}$$

7.5. Wasseraufnahme

Die Wasseraufnahme wurde nach ÖNORM B 3122 an zehn 5-cm-Würfeln sowohl bei normalen Bedingungen als auch nach mehrmaligem Kochen bis zur Gewichtskonstanz bestimmt. Die Werte streuen von

$$\begin{aligned} A_g &= 2,74 \text{ bis } 3,44 \text{ Masse-\%, das sind} \\ A_r &= 5,82 \text{ bis } 7,31 \text{ Vol.-%, und} \\ A_{dg} &= 3,81 \text{ bis } 4,77 \text{ Masse-\%, das sind} \\ A_{dr} &= 8,10 \text{ bis } 10,14 \text{ Vol.-%.} \end{aligned}$$

Die Mittelwerte sind jedoch

$$\begin{aligned} A_g &= 3,26 \text{ Masse-\%, d. i.} \\ A_r &= 6,93 \text{ Vol.-%, und} \\ A_{dg} &= 4,24 \text{ Masse-\%, d. i.} \\ A_{dr} &= 9,01 \text{ Vol.-%.} \end{aligned}$$

Die wahre Porosität von rund 22 Vol.-% und die Wasseraufnahme nach dem Kochen von nur 9 Vol.-% zeigt den immer wieder an grobporigen oder groblöcherigen Gesteinen beobachteten starken Unterschied dieser beiden Werte, weil sich immer nur in den Mikroporen Wasser über längere Zeiträume erhalten kann, während das Wasser aus den großen Löchern sofort abfließt.

Der aus A_g und A_{dg} errechnete Sättigungsbeiwert von $s = 0,769$ gestattet das Gestein als „theoretisch frostbeständig“ zu bezeichnen.

7.6. Würfeldruckfestigkeit D_{tr} ; D_w ; D_{tr}

Die Prüfung der Druckfestigkeit wurde nach ÖNORM B 3124 an 5-cm-Würfeln vorgenommen, die orientiert aus größeren Blöcken herausgeschnitten wurden. Die Prüfung erfolgte sowohl senkrecht als auch parallel zur Schichtung ($\perp s$; $\parallel s$). Es ergaben sich folgende Einzel- und Mittelwerte:

Druckfestigkeit D_{tr} an bei 105° C getrockneten 5-cm-Würfeln		Druckfestigkeit D_w an wassersatten 5-cm-Würfeln	
$\perp s$	$\parallel s$	$\perp s$	$\parallel s$
Einzelwerte		Einzelwerte	
28,21 N/mm ²	26,55 N/mm ²	20,12 N/mm ²	16,44 N/mm ²
27,43	27,14	18,86	16,56
28,81	29,02	18,76	21,35
29,99	28,30	16,90	20,00
26,72	27,44	17,24	18,27
Mittelwerte		Mittelwerte	
28,23 N/mm ²	27,69 N/mm ²	18,39 N/mm ²	18,52 N/mm ²

Die Unterschiede zwischen den gemessenen Werten senkrecht und parallel zur Schichtung sind so minimal, daß man sie ohne Bedenken vernachlässigen kann.

Der Abfall der Würfeldruckfestigkeit von trockenen zu wassergesättigten Gesteinsproben beträgt allerdings

$$\begin{aligned} &\text{senkrecht zur Schichtung } 34,8 \text{ \% und} \\ &\text{parallel zur Schichtung } 33,1 \text{ \%} \end{aligned}$$

und ist damit als sehr groß zu bezeichnen. Vernünftiger wäre jedoch, nicht von einem Abfall von trocken zu wassersatt zu sprechen, sondern die Unterschiede in den Druckwerten als Festigkeitszunahme beim Austrocknen des Konglomerates aufzufassen. Üblicherweise wird diese Erscheinung als Aushärten bezeichnet.

Die Würfeldruckfestigkeit wurde weiters an 50mal bei -20°C gefrosten und wieder aufgetauten Proben nach ÖNORM B 3123 geprüft:

Druckfestigkeit $D_{fr, w}$ an 50mal gefrostenen wassergesättigten 5-cm-Würfeln		Druckfestigkeit $D_{fr, tr}$ an 50mal gefrostenen und wieder ausgetrockneten 5-cm-Würfeln	
$\perp s$	$\parallel s$	$\perp s$	$\parallel s$
Einzelwerte		Einzelwerte	
14,25 N/mm ²	14,48 N/mm ²	24,68 N/mm ²	20,25 N/mm ²
12,80	10,22	20,67	24,25
14,37	13,77	21,24	25,00
11,75	11,56	21,18	20,13
14,47	14,85	22,55	20,47
Mittelwerte		Mittelwerte	
13,53 N/mm ²	12,97 N/mm ²	22,06 N/mm ²	22,02 N/mm ²

Nach dem 50maligen Frosten ist der Abfall der Druckfestigkeit gegenüber dem ungefrostenen und ausgetrockneten Gestein 52,08 % senkrecht und 53,14 % parallel zur Schichtung. Lässt man gefrorene Druckwürfel nochmals bei 105° im Trockenschrank (also verhältnismäßig rasch) austrocknen, beträgt der Abfall nur mehr 21,84 % senkrecht und 21,99 % parallel zur Schichtung.

7.7. Biegezugfestigkeit

Die Biegezugfestigkeit wurde nach ÖNORM B 3124 an je fünf Prismen $4 \times 4 \times 16$ cm senkrecht und parallel zur Schichtung geprüft, wobei die Schichtflächen immer in den Längsachsen der Prismen verliefen.

$\perp s$	$\parallel s$
Einzelwerte	
3,04 N/mm ²	2,88 N/mm ²
3,61	3,07
3,48	3,66
3,14	3,81
3,53	2,79
Mittelwerte	
3,36 N/mm ²	3,24 N/mm ²

7.8. Schleiffestigkeit

Die Abnutzung durch Schleifen wurde nach den Vorschriften DIN DVM 2108 an Prüfkörpern ca. $7 \times 7 \times 4$ cm festgestellt:

Probe	Schleiffläche	Gewichtsverlust	Schleifverlust
1	51,55 cm ²	78,26 g	36,5 cm ³ /50 cm ²
2	51,26	96,95	45,5
3	51,12	79,32	37,3
4	51,41	76,68	35,8
5	51,48	82,90	38,7
6	52,09	68,06	31,4

Mittelwert des Schleifverlustes:

37,5 cm³/50 cm²

Dichte Kalke, Kalkkonglomerate und Kalksandsteine liefern Abnutzungszahlen zwischen 15 und 40 cm³/50 cm². Somit ist das Hiefbauer Konglomerat bei den „weichen“ Gesteinen dieser Gruppe einzureihen.

7.9. Frostbeständigkeit

Die Prüfung der Frostbeständigkeit erfolgte nach den Bestimmungen der ÖNORM B 3 123. Danach wurden wassergesättigte 5-cm-Würfel im vorgeschriebenen Rhythmus bei -20°C durchgefroren und im warmen Wasser von $15-20^{\circ}\text{C}$ wieder aufgetaut.

Nach 25maligem Frost-Tau-Wechsel zeigt sich keinerlei nachteilige Veränderung an den Probewürfeln. Somit kann das Gestein als frostbeständig bezeichnet werden.

Tonige (lehmige) Verunreinigungen wittern allerdings schon nach 5maligem Frost-Tau-Wechsel heraus. Die an tonig-lehmigen Stellen angrenzenden Konglomeratkomponenten werden jedoch gleichzeitig mitabgesprengt.

Ab dem 30maligen Frosten brechen verschiedentlich kleine Splitter an Ecken und Kanten, besonders an Würfeln mit gröberkörniger Struktur aus.

Probekörper mit Korngrößen der Komponenten um 1—2 cm zeigen auch nach 50maligem Frost-Tau-Wechsel keine auffälligen Veränderungen.

Man kann daher nur die feineren Partien des Hiefbauer Konglomerates als hochfrostbeständig bezeichnen. Lagen mit Korngrößen der Geröllkomponenten über 3 cm Durchmesser können etwas anfälliger gegen Frosteinwirkung sein.

7.10. Wetterbeständigkeit

Erwärmung durch Sonnenbestrahlung und Abkühlung durch winterlichen Frost kann maximale Temperaturunterschiede bis 60°C bringen. Einige Male wiederholte Temperaturwechselversuche wurden vom Hiefbauer Konglomerat ohne jeglichen Schaden überstanden. Weiters zeigten die bei der Frostprüfung verwendeten Würfel keinerlei Verfärbung, vor allem ein „Rosten“ konnte nirgends festgestellt werden.

Im Verein mit den übrigen physikalischen Eigenschaften des Hiefbauer Konglomerates kann das Gestein als wetterbeständig bezeichnet werden.

7.11. Säurelöslichkeit

Das Hiefbauer Konglomerat ist als Karbonatgestein natürlich in allen anorganischen und fast allen organischen Säuren mehr oder weniger leicht löslich. Eine analysenfein gemahlene Durchschnittsprobe ergab 84,7 Gew.-% in verdünnter Salzsäure lösliche Anteile, die man etwa dem Karbonatgehalt gleichsetzen kann.

Die naßchemische Bestimmung des CaO- und MgO-Gehaltes von

44,5 Gew.-% CaO und

2,4 Gew.-% MgO

erlaubt die Berechnung von

79,2 Gew.-% CaCO_3 und

5,0 Gew.-% MgCO_3

84,3 Gew.-% Karbonate

Damit stimmen beide Ergebnisse mit genügender Genauigkeit überein. Der Gehalt an Dolomit — $\text{CaMg}(\text{CO}_3)_2$ — ist daher nicht ganz 10 Gew.-% des Gesteines.

7.12. Schleifbarkeit, Polierbarkeit

Das Gestein ist mit modernen Maschinen und Werkzeugen leicht zu bearbeiten. Es nimmt beim Polieren einen für Konglomerate guten Glanz an, der allerdings, den Witterungseinflüssen ausgesetzt, nicht sehr lange hält.

8. Beobachtungen an alten Bauwerken

Das Hiefflauer Konglomerat wurde bereits im 19. Jahrhundert beim Bau der Ennstalbahn (früher Rudolfsbahn, Bauzeit 1869—1872) reichlich verwendet. In Hiefflau selbst und in der nächsten Umgebung sind Stützmauern, Brückenpfeiler, Widerlager, Fundamente, Uferbauten und andere Bauteile seit mindestens 80 Jahren dem Frost und der Witterung ausgesetzt. Das Haus Nr. 55 in Hiefflau, das sogenannte „Kettenhaus“, hat Stufen vor dem Eingang, Pflastersteine auf dem Gehsteig und Pfeiler, in denen Eisenketten verankert sind, aus Hiefflauer Konglomerat. Die Bauzeit dieses Hauses fällt sicher ebenfalls in das vergangene Jahrhundert. Das älteste Bauwerk, bei dem unser Gestein verwendet wurde, ist zweifellos die gotische Kirche von Hiefflau. Ihre Fundamente sind zur Gänze aus Hiefflauer Konglomerat. Nirgends sind stärkere Verwitterungsschäden zu beobachten. Lediglich beim Missionsaltar an der Außenseite der Kirche sind an den Bodenplatten Aushöhlungen durch Tropfwasser entstanden.

Weiters ist erwähnenswert, daß im oberen Steinbruch „auf der Waag“ seit Jahrzehnten quaderförmige Werksteine liegen, die zum größten Teil schon von Moosen überwuchert sind, welche das darunterliegende Gestein auch im Sommer feucht halten. Deshalb sind diese Blöcke sehr vielen Frost-Tau-Wechseln ausgesetzt gewesen. Trotzdem aber sind die ursprünglichen Kanten fast noch unversehrt erhalten.

9. Vergleiche und Beurteilung

In Österreich existiert ein weiteres Gestein, das man mit dem Hiefflauer Konglomerat unmittelbar vergleichen kann: nämlich das Torrener Konglomerat (von Torren bei Golling in Salzburg). Dieses Gestein ist sowohl dem geologischen Alter nach als auch in bezug auf Gefüge und Zusammensetzung dem Hiefflauer Gestein so ähnlich, daß man Handstücke davon durchaus verwechseln könnte. Vom Torrener Konglomerat werden folgende Druckfestigkeitswerte angegeben:

$D_{tr} = 23,0 \text{ N/mm}^2$ (230 kp/cm^2 , bestimmt zwischen 1939 und 1941) und $30,8 \text{ N/mm}^2$ (308 kp/cm^2 , bestimmt 1955); $D_v = 25,0 \text{ N/mm}^2$ (250 kp/cm^2 , bestimmt 1950); D_{fr} rund 20 % kleiner als D_v ; Wasseraufnahme = 2,18 %. Es zeigte sich „nur an einem Probewürfel nach 20 Frösten ein Absprengen eines kleinen Splitters“ (A. KIESLINGER 1964).

Ansonsten scheinen die technischen Daten sehr ähnlich zu liegen. Es dürfte allgemein bekannt sein, daß das Torrener Konglomerat (Nagelfluh) den mannigfaltigsten Verwendungszwecken zugeführt wurde, wie z. B. zum Bau von Autobahnbrücken, Säulen, Wand- und Fassadenverkleidungen, Bodenplatten usw.

Die Salzburger Nagelfluh (aus dem Raum der Stadt Salzburg) und das Kremsmünsterer Konglomerat (Weiße Nagelfluh, Wolfgangstein) sind zwar dem Aussehen nach ebenfalls unserem Hiefflauer Konglomerat sehr ähnlich, wegen des höheren geologischen Alters ist ihre Verfestigung und die Kornbindungsfestigkeit doch schon besser. Ihre Würfeldruckfestigkeiten werden mit $D_{tr} = 42,4 \text{ N/mm}^2$ (424 kp/cm^2); $D_v = 24,0 \text{ N/mm}^2$ (240 kp/cm^2) bzw. $D_{fr} = 35 \text{ N/mm}^2$ (350 kp/cm^2) angegeben. Auch hier ist ein Abfall von D_{tr} zu D_v beachtlich. Trotzdem aber haben sich beide Gesteine durch Jahrhunderte hindurch bestens bewährt.

Betrachtet man nun das Hiefflauer Konglomerat kritisch in bezug auf seine Verwendungsmöglichkeiten, so muß zuerst *Farbe* und *Gefüge* herausgestrichen

werden. Beide Faktoren bewirken ein sehr gefälliges, lebhaftes, doch nicht zu buntes Aussehen, so daß große Flächen in ansprechender Weise aufgelockert werden.

Das *Raumgewicht* von rund $2,1 \text{ g/cm}^3$ ist um etwa $\frac{1}{4}$ geringer als das von dichten Kalken und Marmoren. Gesägte Platten aus Hieflauer Konglomerat von 3,5 bis 4 cm Dicke sind daher ungefähr gleich schwer, wie Platten aus dichten Kalken oder Marmoren von 2,5 bis 3 cm Dicke.

Die große *Löcherigkeit* wird vorwiegend von offenen und miteinander verbundenen Großporen erzeugt. Ihre Wirkung auf die Wärmedämmung des Gesteines wird deshalb nicht allzugroß, aber immerhin merkbar sein.

Die *Wasseraufnahme* ist trotz der großen Löcher im Gestein als sehr gering zu bezeichnen. Da sich nur in den Mikroporen Wasser längere Zeit hindurch halten kann, ergibt sich zwangsläufig eine große Differenz zwischen wahrer Porosität und Wasseraufnahme (scheinbarer Porosität). Der (oft kritisierte) Sättigungsbeiwert von $S = 0,769$ erlaubt, das Gestein als „theoretisch frostbeständig“ zu bezeichnen; die gute Frost- und Witterungsbeständigkeit der bei vielen Bauwerken in früherer Zeit im Freien verlegten Steine aus Hieflauer Konglomerat spricht aber eindeutig dafür, daß die Hauptmasse der Werksteine hochfrostbeständig ist.

Die *Würfeldruckfestigkeit* senkrecht und parallel zur Schichtung ist nur sehr wenig voneinander verschieden, so daß man die Differenz vernachlässigen kann.

Bemerkenswert ist die starke Zunahme der Festigkeit von rund 40 % durch das Austrocknen (Aushärten). Es ist dies eine Beobachtung, die bei vielen klastischen Karbonatgesteinen immer wieder gemacht wird und zweifellos als großer Vorteil für Gewinnung, Verarbeitung und Verwendung gewertet werden muß.

Die *Druckfestigkeit* entspricht der eines guten Mauerziegels und ist somit für die allermeisten Bauzwecke ausreichend.

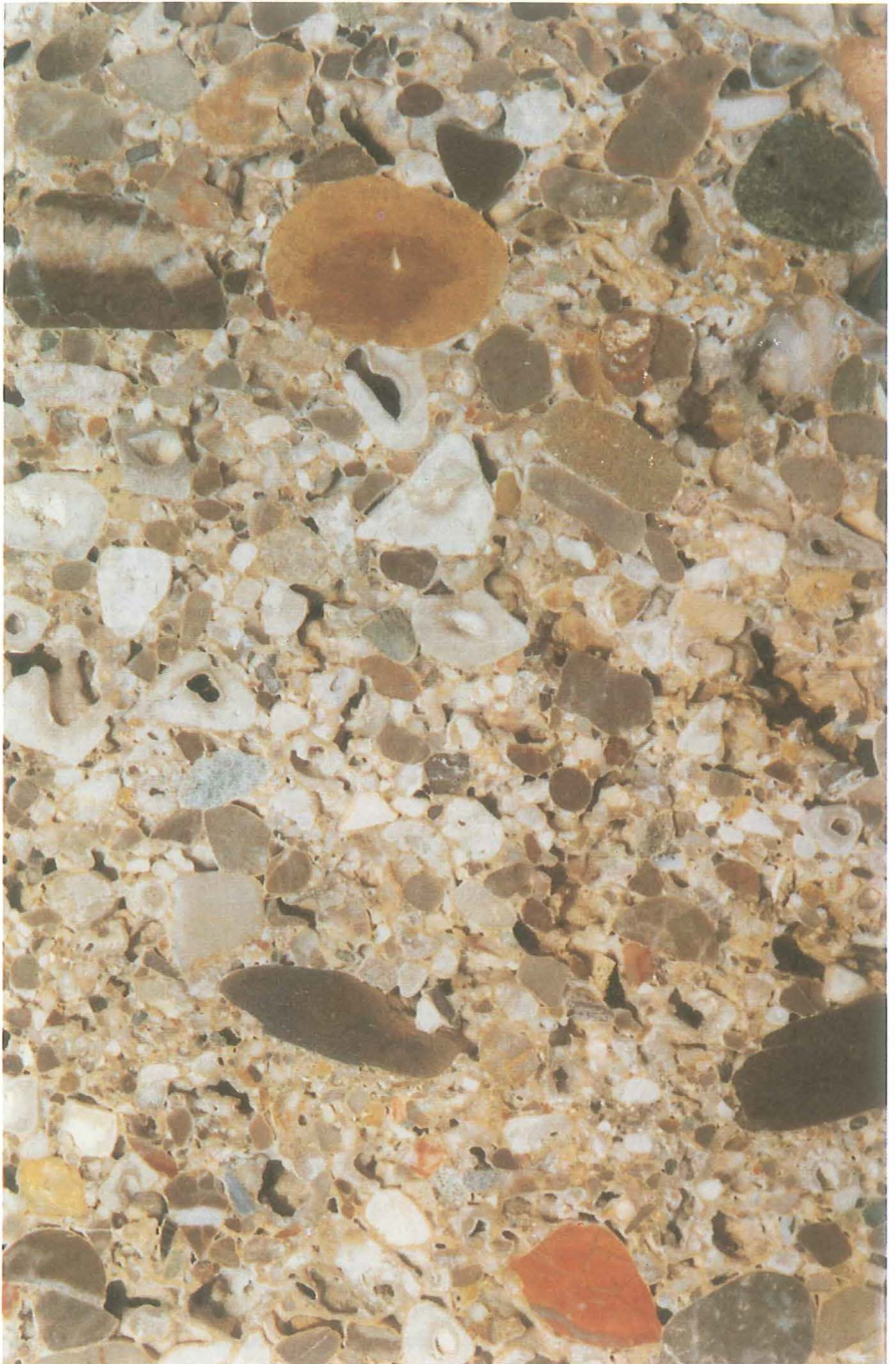
Die *Biegezugfestigkeit* ist etwas geringer, als z. B. beim Konglomerat von Kremsmünster, liegt aber immer noch im Mittelfeld des Streubereiches von löcherigen Konglomeraten, Sandsteinen und Tuffen.

Die *Schleiffestigkeit*, bzw. die Abnutzung durch Schleifen entspricht der geringen MOHS'schen Härte der Kalkkomponenten im Verein mit der Grobporigkeit des Gesteines. Sie bringt bei den meisten Bearbeitungsvorgängen mancherlei Vorteile, wirkt sich am Bauwerk aber kaum nachteilig aus.

Ein zweifellos heikler Faktor bei der Beurteilung des Gesteines ist die *Frostbeständigkeit*. Viel sicherer als jeder labormäßige Prüfvorgang ist die Beobachtung von Verwitterungserscheinungen an Blöcken und Bauwerken, die bereits entsprechend lange dem Wetter ausgesetzt waren. Solche Beobachtungen müssen — mit geringen Einschränkungen — zugunsten des Hieflauer Konglomerates ausfallen. Nicht verwendbar sind allerdings: Blöcke und Platten mit hohem Anteil an lehmiger Porenfüllung oder lehmigen Lagen, Blöcke und Platten mit grobkörnigen Schichten, die nur eine sehr geringe Kornbindungsfestigkeit aufweisen.

In moderner Zeit, eigentlich seit der Verwendung des Ternitzer Konglomerates für die Säulen des Städtischen Amtshauses in Wien (neben dem Rathaus) durch August KIRSTEIN (Bauzeit 1913—1918), haben sich grobkörnige, löcherige Konglomerate stets wachsender Beliebtheit bei den Architekten erfreut. Und obwohl es in Österreich seit altersher einige sehr leistungsfähige Konglomeratsteinbrüche (Lindabrunn bei Baden, Ternitz bei Wr. Neustadt, Kremsmünster, Torren bei Golling usw.) neben einigen weniger bekannten kleineren Vorkommen gibt, werden zur Zeit

Taf. 1: Hieflauer Konglomerat, angeschliffene Platte. Maßstab ca 1:1, Foto E. ZIRKL.



alle verfügbaren Kapazitäten nicht restlos ausgenützt. Bei entsprechender Werbung könnten besonders in Deutschland und in den nordeuropäischen Ländern unsere Konglomerate in weit größeren Mengen abgesetzt werden. Während der letzten kurzen Abbauperiode von 1971—1976 hat sich gezeigt, daß gerade das Hieflauer Konglomerat mit seinen sehr kräftigen bunten Komponenten von Architekten, Bauherren und dem Publikum anderen Gesteinen gegenüber bevorzugt wird.

Bei einer neuerlichen Inbetriebnahme des Praunseisbruches und schonenden Abbaumethoden mit Seilsägen müßte man jährlich zwischen 300 und 500 m³ gesundes Konglomerat in großen Blöcken gewinnen, aber auch verarbeiten und absetzen können. Vorräte sind allein im Praunseisbruch für viele Jahrzehnte vorhanden. Die Morphologie des Geländes ist günstig und eine Ausdehnung des Steinbruches in westlicher und südwestlicher Richtung ist ohne Schwierigkeiten möglich.

Allein der Verkauf von Rohblöcken müßte einen Erlös von mehreren Millionen Schilling jährlich, und die Verarbeitung zu Platten oder anderen Bauteilen ein Vielfaches davon erbringen, wobei durch Export etwa $\frac{1}{3}$ bis $\frac{1}{2}$ in Devisen herein kämen. Gleichzeitig bekämen je nach Ausbauvolumen 5—10 Arbeiter im Steinbruch und ebensoviele im Werk eine gesicherte Beschäftigung.

Diese Untersuchungen wurden in großzügiger und dankenswerter Weise durch die Steiermärkische Landesregierung finanziell gefördert.

Literatur

- AMPFERER, O., 1927: Beiträge zur Geologie der Umgebung von Hieflau. — Jb. geol. B.A., Bd. 77, S. 149—164.
HANISCH, A. & SCHMID, H., 1901: Österreichs Steinbrüche. — S. 234.
HAUSER, A. & URIBEGG, H., 1951: Die bautechnisch nutzbaren Gesteine Steiermarks. 6. Heft, S. 48.

Anschrift des Verfassers: Prof. Dr. ERICH J. ZIRKL, Institut für Technische Geologie, Petrographie und Mineralogie, Technische Universität Graz, 8010 Graz, Rechbauerstraße 12.

Bisher sind folgende Mitteilungshefte erschienen:

- Heft 1: F. Heritsch: Neue Versteinerungen aus dem Devon von Graz. Graz 1937.
- Heft 2: E. Haberfelner: Die Geologie des Fisenerzer Reichenstein und des Polster. Graz 1935 (vergriffen).
- Heft 3: K. Murban: Die vulkanischen Durchbrüche in der Umgebung von Feldbach. Graz 1939.
- Heft 4: W. v. Teppner: Tiere der Vorzeit. Graz 1940.
- Heft 5: M. Loehr: Die Radmeister am steirischen Erzberg bis 1625.
- E. Ehrlich: Aus den Werfener Schichten des Dachsteingebietes bei Schladming. Graz 1946.
- Heft 6: W. v. Teppner: Das Modelleines steirischen Flösfens im Landesmuseum Joanneum, Abteilung für Bergbau und Geologie. Graz 1941.
- Heft 7: K. Murban: Riesen-Zweischaler aus dem Dachsteinkalk. Graz 1952.
- Heft 8: M. Mottl: Steirische Höhlenforschung und Menschheitsgeschichte. Graz 1953 (vergriffen).
- Heft 9: Die Bärenhöhle (Hermann-Bock-Höhle) im kleinen Brieglersberg, Tores Gebirge.
- I. K. Murban: Geologische Bemerkungen zum Bau des Südostteiles des Tores Gebirges. — II. M. Mottl: Ergebnisse der Befahrung und Untersuchung der Höhle. Graz 1953 (vergriffen).
- Heft 10: W. Fritsch: Die Gumpeneckmarmore. — W. Fritsch: Die Grenze zwischen den Ennstaler Phylliten und den Wölzer Glimmerschiefern. Graz 1953.
- Heft 11: Eiszeitforschungen des Joanneums in Höhlen der Steiermark. K. Murban: Geologische Bemerkungen. — M. Mottl: Die Erforschung der Höhlen. Graz 1953.
- Heft 12: A. Schouppé: Revision der Tabulaten aus dem Paläozoikum von Graz. Die Favositiden. Graz 1954.
- Heft 13: M. Mottl: *Hipparion*-Funde der Steiermark. *Dorcatherium* im Unterpliozan der Steiermark. Graz 1954.
- Heft 14: O. Homann: Der geologische Bau des Gebietes Bruck a. d. Mur—Stanz. Graz 1955.
- Heft 15: M. Mottl: Neue Säugetierfunde aus dem Jungtertiär der Steiermark. — M. Mottl: Neue Grabungen in der Repolsthöhle bei Peggau in der Steiermark. (Mit einem Vorwort von K. Murban.) Graz 1956.
- Heft 16: W. Stipberger: Schrifttum über Bergbau, Geologie mit Karstforschung und Heilquellen, Hydrogeologie, Mineralogie, Paläontologie, Petrographie und Speläologie des politischen Bezirkes Liezen, Steiermark, von 1800 bis 1956. Graz 1956.
- Heft 17: H. Flügel: Revision der ostalpinen *Heliolitina*. Graz 1956.
- Heft 18: G. Kopetzky: Das Miozän zwischen Kainach und Laßnitz in Südweststeiermark. Graz 1957.
- Heft 19: M. Mottl: Neue Säugetierfunde aus dem Jungtertiär der Steiermark. — A. Papp: Bemerkungen zur Fossilführung von Jagerberg bei St. Stefan in der Oststeiermark. Graz 1958.
- Heft 20: A. Thurner: Die Geologie des Pleschaitz bei Murau. Graz 1959.
- Heft 21: A. Thurner: Die Geologie der Berge nördlich des Wölzertales zwischen Eselsberg und Schönberggraben. Graz 1960.
- Heft 22: M. Mottl: Neue Säugetierfunde aus dem Jungtertiär der Steiermark. VI. Neue Säugetierfunde aus dem Glanzkohlenbergbau von Fohnsdorf. Die *Dorcatherien* (Zwerghirsche) der Steiermark. Graz 1961.
- Heft 23: H. Flügel: Die Geologie des Grazer Berglandes. Graz 1961 (vergriffen).
- Heft 24: E. Flügel und E. Flügel-Kahler: Mikrofazielle und geochemische Gliederung eines obertriadischen Riffee der nördlichen Kalkalpen (Sauwand bei Gußwerk, Steiermark, Österreich). Graz 1962.
- Heft 25: F. Worsch: Geologie und Hydrologie des Aichfeldes. Graz 1963.
- Heft 26: M. Mottl: Bärenphylogese in Südostösterreich. Graz 1964.
- Heft 27: A. Fenninger und H. Hörtzl: Die Hydrozoa und Tabulozoa der Tressenstein- und Plassenkalke (Ober-Jura). Graz 1965.
- Heft 28: M. Mottl: Neue Säugetierfunde aus dem Jungtertiär der Steiermark VII—IX. Graz 1966.
- Heft 29: W. Stipberger: Almanach des steirischen Berg- und Hüttenwesens. Graz 1968.
- Heft 30: A. Alker — H. Haas — O. Homann: Hangbewegungen in der Steiermark. Graz 1969.
- Heft 31: M. Mottl: Die jungtertiären Säugetierfaunen der Steiermark, Südostösterreichs. Graz 1970.
- Heft 32: E. Worsch: Geologie und Hydrologie des Murbodens. Graz 1972.
- Heft 33: K. Metz: Beiträge zur tektonischen Baugeschichte und Position des Fohnsdorf-Knittelfelder Tertiärbeckens. — F. Ebner: Die Conodontenfauna des Devon/Karbon-Grenzbereiches am Elferspitz (Karnische Alpen, Österreich). Graz 1973.
- Heft 34: F. Ebner: Foraminiferen aus dem Paläozoikum der Karnischen Alpen. Graz 1973.
- SH 1: H. W. Flügel: Die Geologie des Grazer Berglandes, 2., neubearb. Aufl. Graz 1975.
- Heft 35: Festschrift K. Metz. Graz 1975.
- Heft 36: F. Weber: Beiträge zur Anwendung geophysikalischer Methoden bei Problemen der Angewandten Geologie. Graz 1976.
- Heft 37: F. Ebner: Das Silur/Devon-Vorkommen von Eggenfeld — ein Beitrag zur Biostratigraphie des Grazer Paläozoikums. — G. Pločinský: Die Brachiopoden des Silur/Devon-Grenzprofils von Eggenfeld (Grazer Paläozoikum). Graz 1976.
- Heft 38: Themenheft „Steirische Rohstoffreserven“. Graz 1977.
- Heft 39: Festschrift L. Bernhart. Graz 1978.
- Heft 40: Rohstoffforschung und Rohstoffversorgungssicherung. Graz 1980.
- Heft 41: 3. Jahrestagung der ÖGG. Graz 1980.



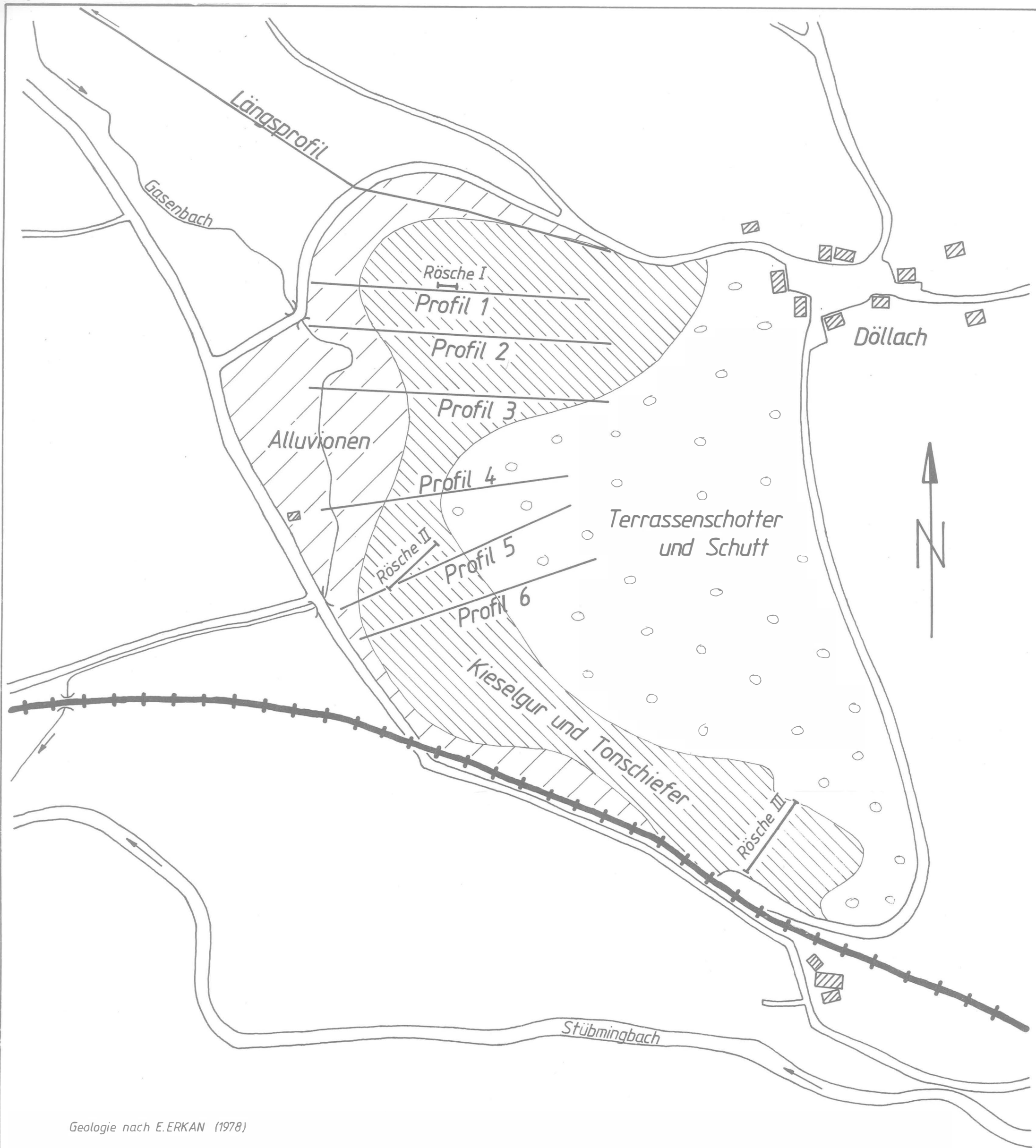
GEOELEKTRISCHE WIDERSTANDSKARTIERUNG $a=10m$
ISOHMENKARTE DÖLLACH-AFLENZ

Oktober 1979
M.: 1:2880

Ch. SCHMID

BEILAGE 8





Geologie nach E. ERKAN (1978)

GEOELEKTRISCHE WIDERSTANDSKARTIERUNG AFLENZ $a=10\text{ m}$
LAGEPLAN DER DETAILPROFILE

Oktober 1979

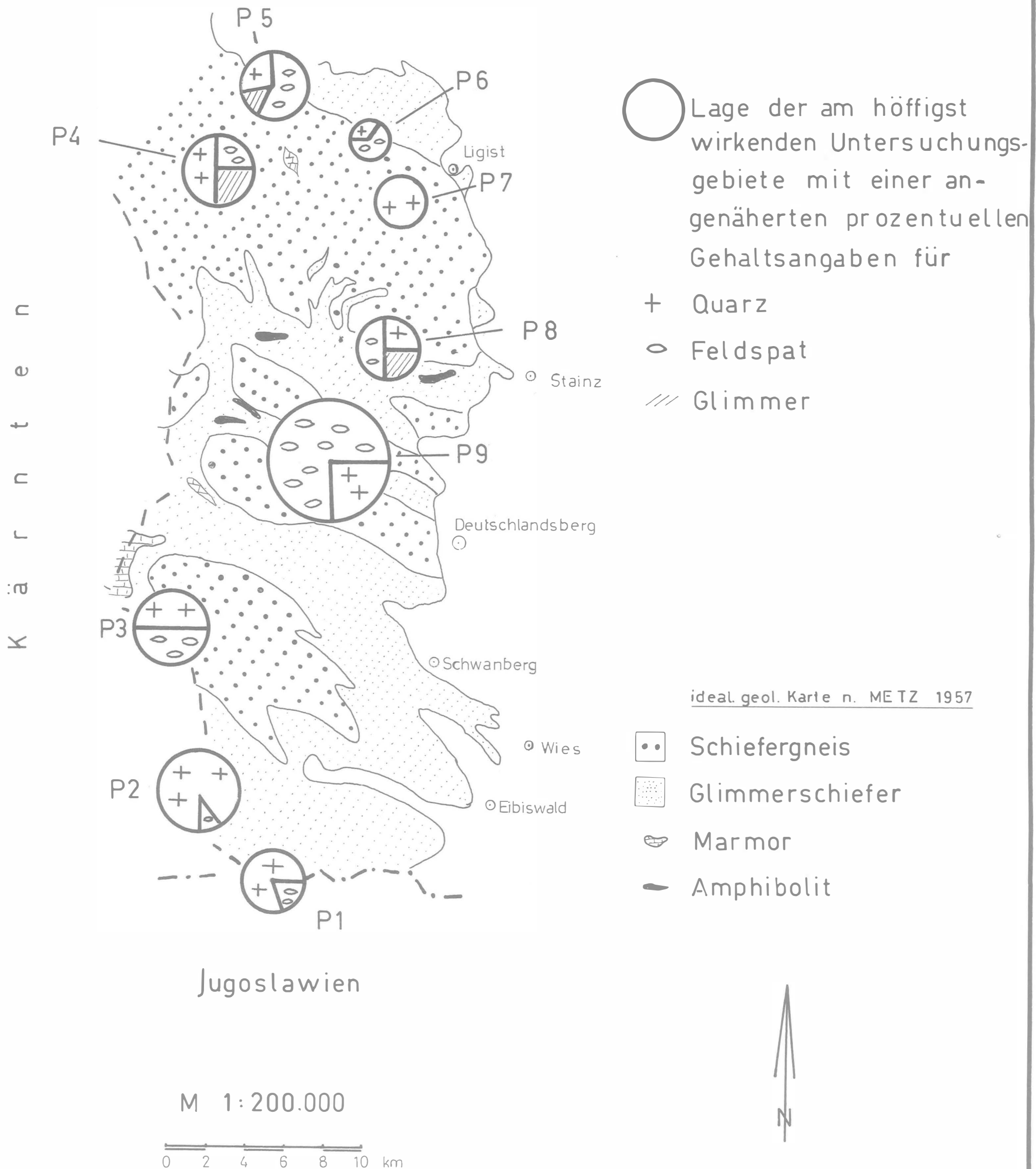
Ch. SCHMID

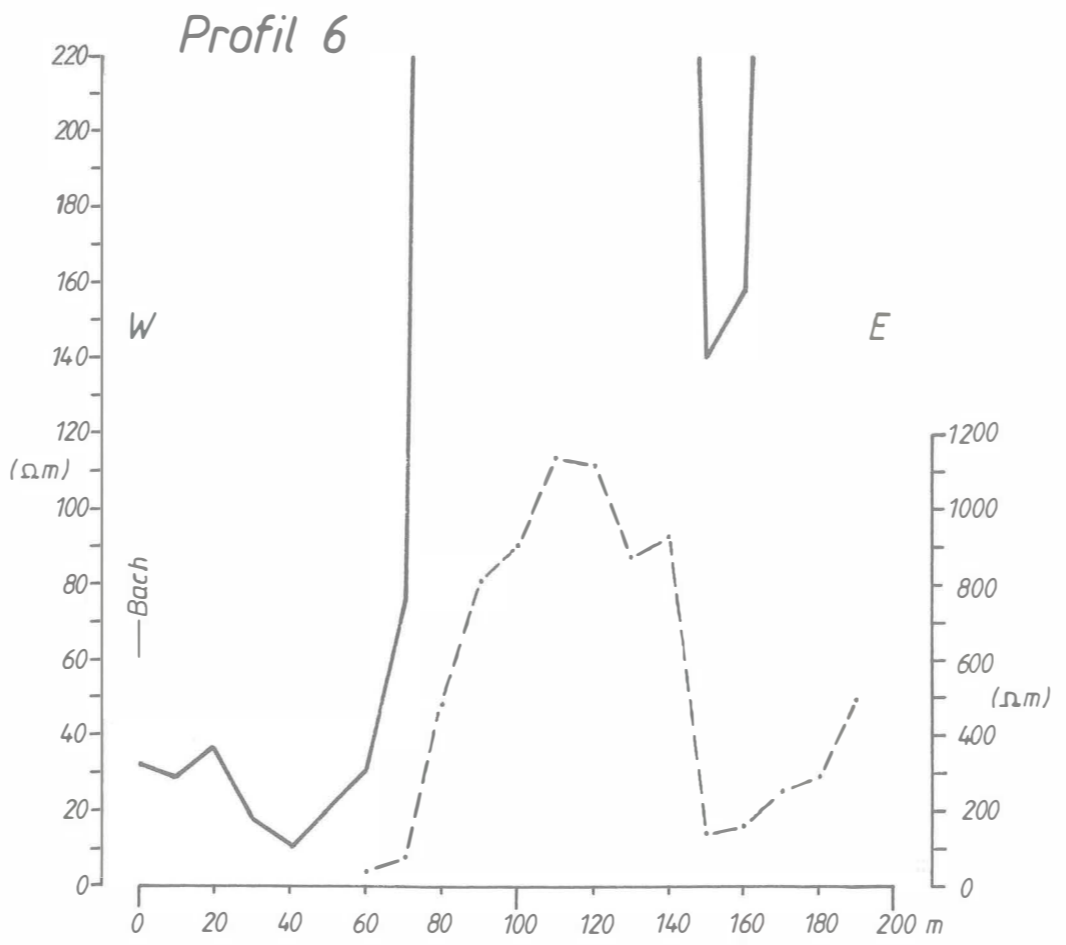
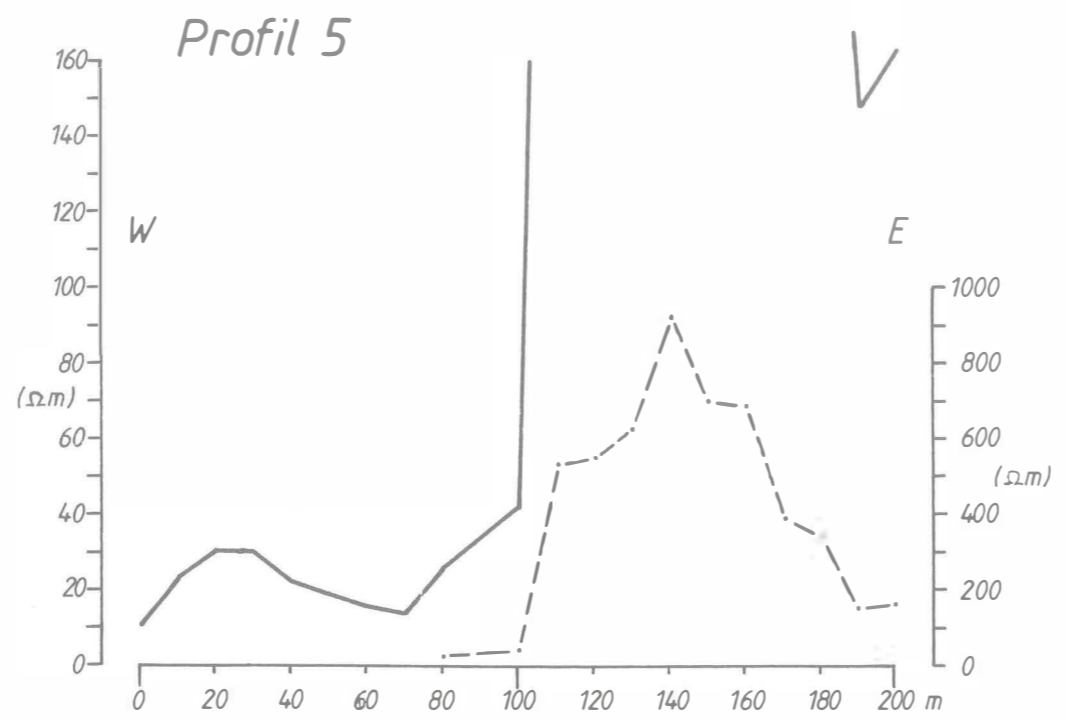
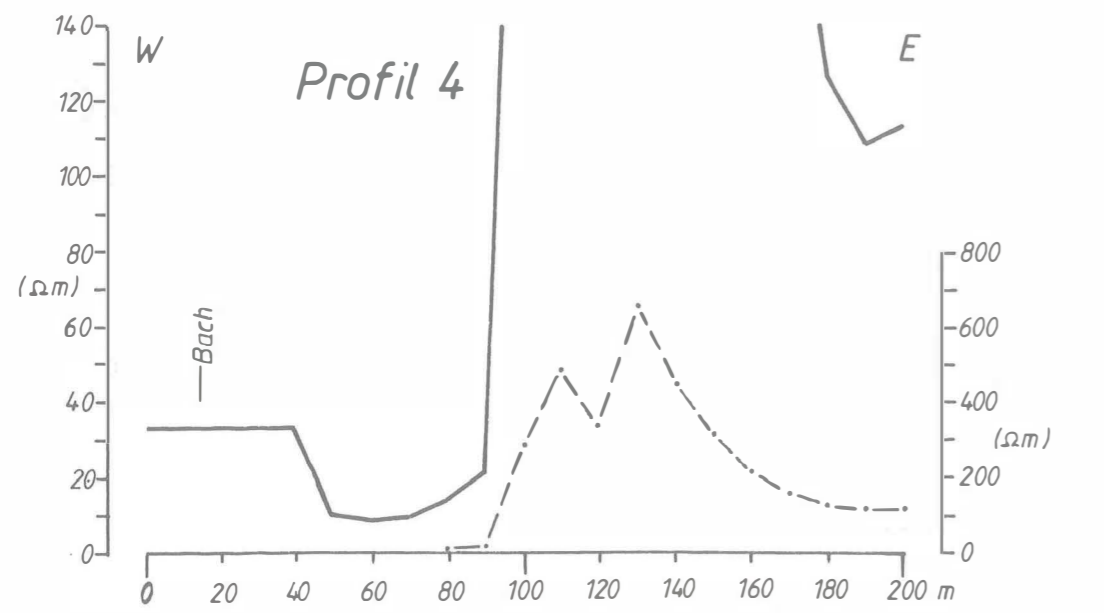
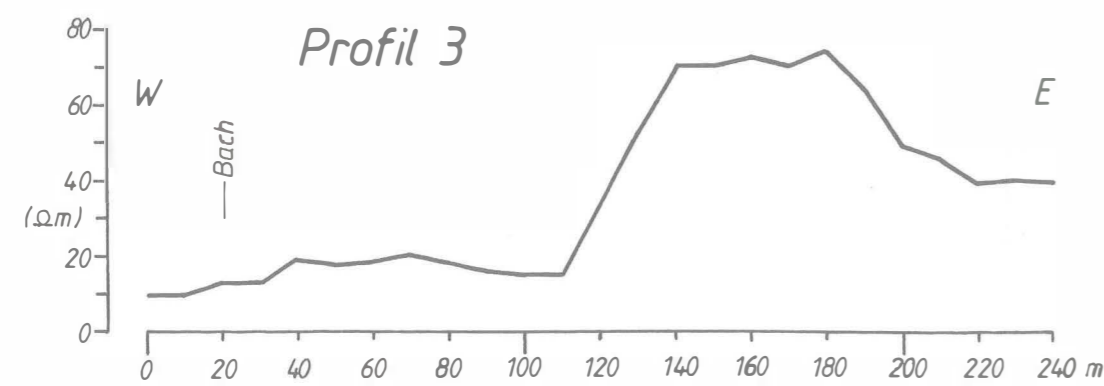
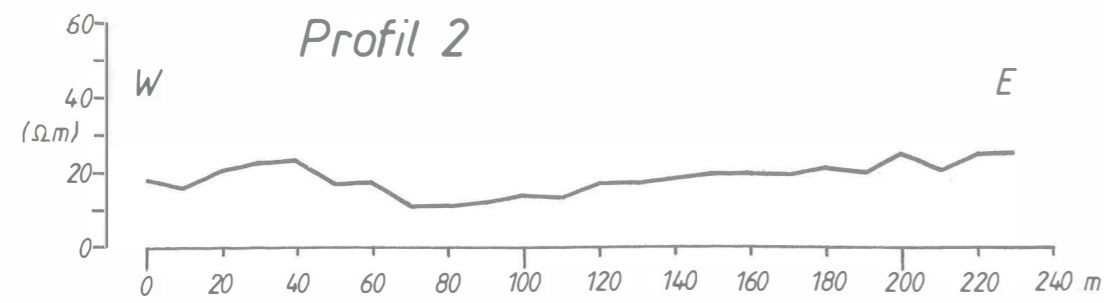
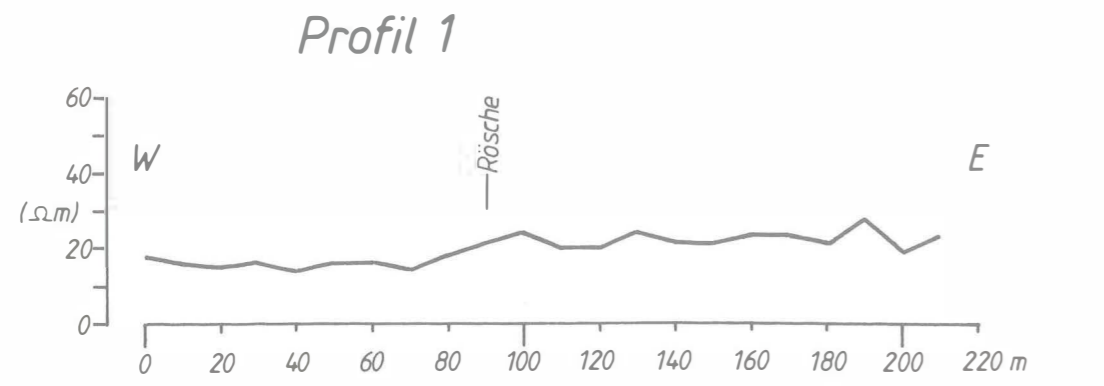
M.: 1:2880

BEILAGE 6



Industriemineralprospektion im steir. Anteil der Koralpe





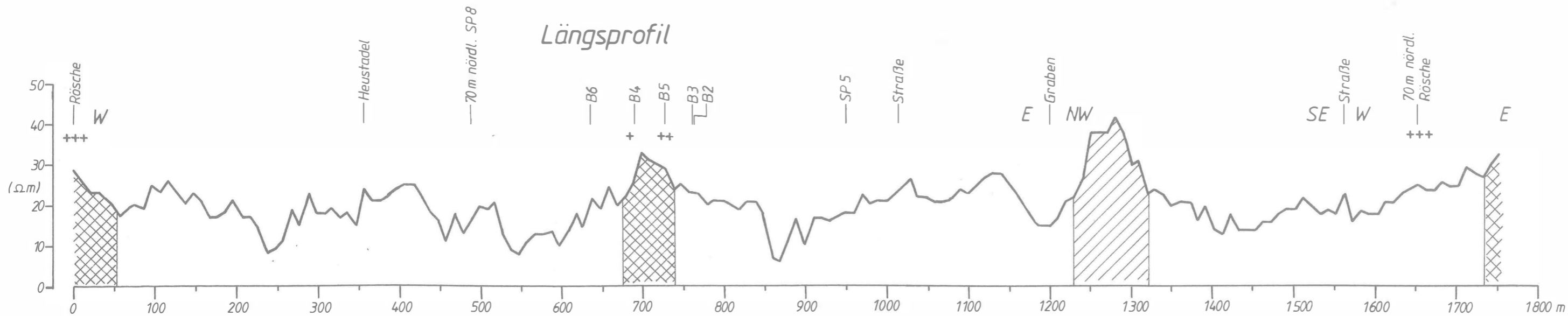
GEOELEKTRISCHE WIDERSTANDSKARTIERUNG $a=10\text{ m}$
DETAILPROFILE DÖLLACH-AFLENZ

Oktober 1979
M.: 1:2000

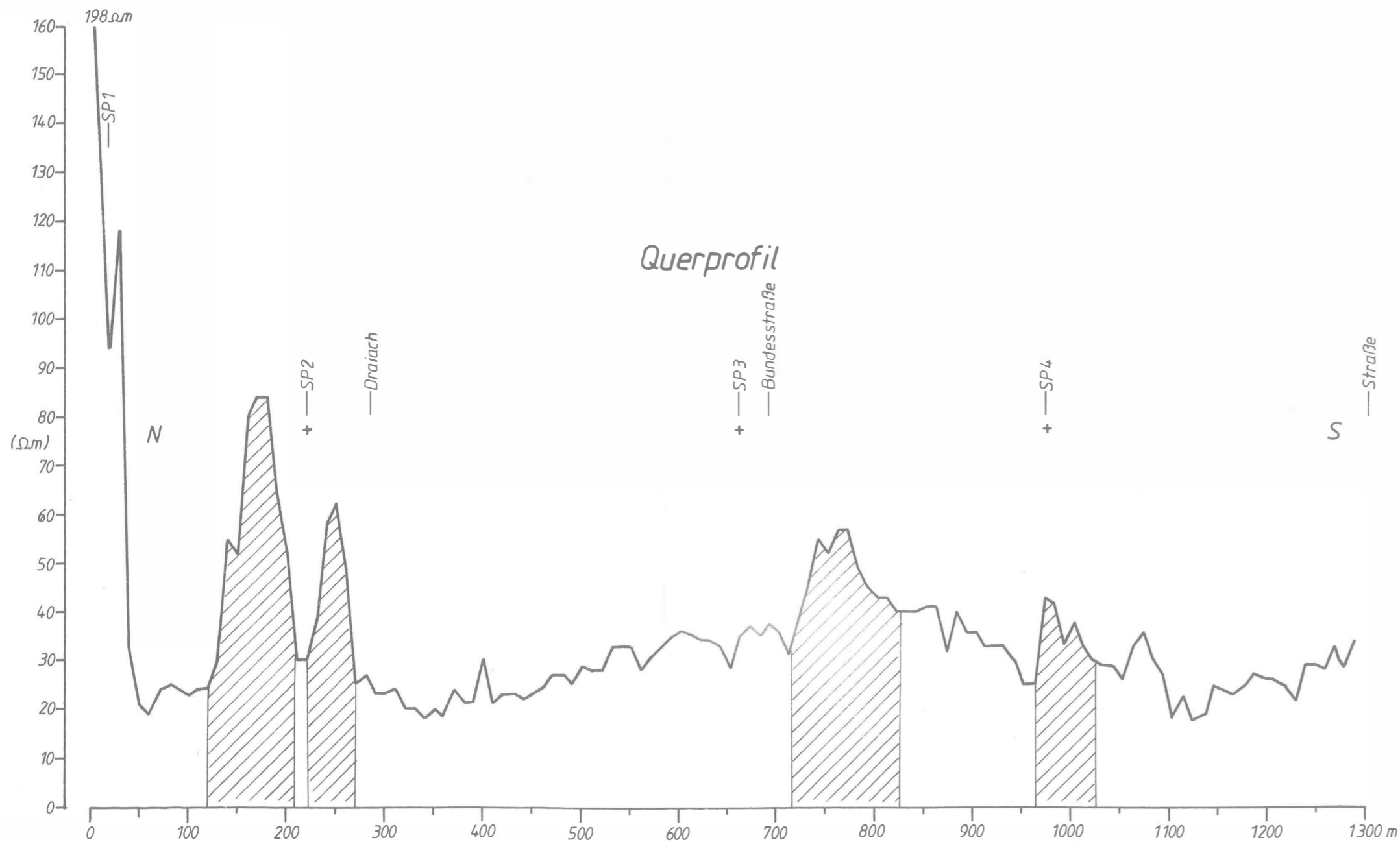
Ch. SCHMID

BEILAGE 7

Längsprofil



Querprofil



- kieselgureiche Tone erbohrt
- kieselgureiche Tone möglich?
- + 0 - 25 % Diatomeen
- ++ 25 - 60 % Diatomeen
- +++ > 60 % Diatomeen
- B4 Handbohrung
- SP5 refraktionsseismischer Schußpunkt

GEOELEKTRISCHE WIDERSTANDSKARTIERUNG AFLENZ LÄNGS- und QUERPROFIL a=10 m

Oktober 1979

Ch. SCHMID

M.: 1:5000

BEILAGE 5



Refraktionsseismisches Querprofil durch das Aflenz Becken

Stand: Juni 1979

R. SCHMÖLLER

M.: 1: 5000



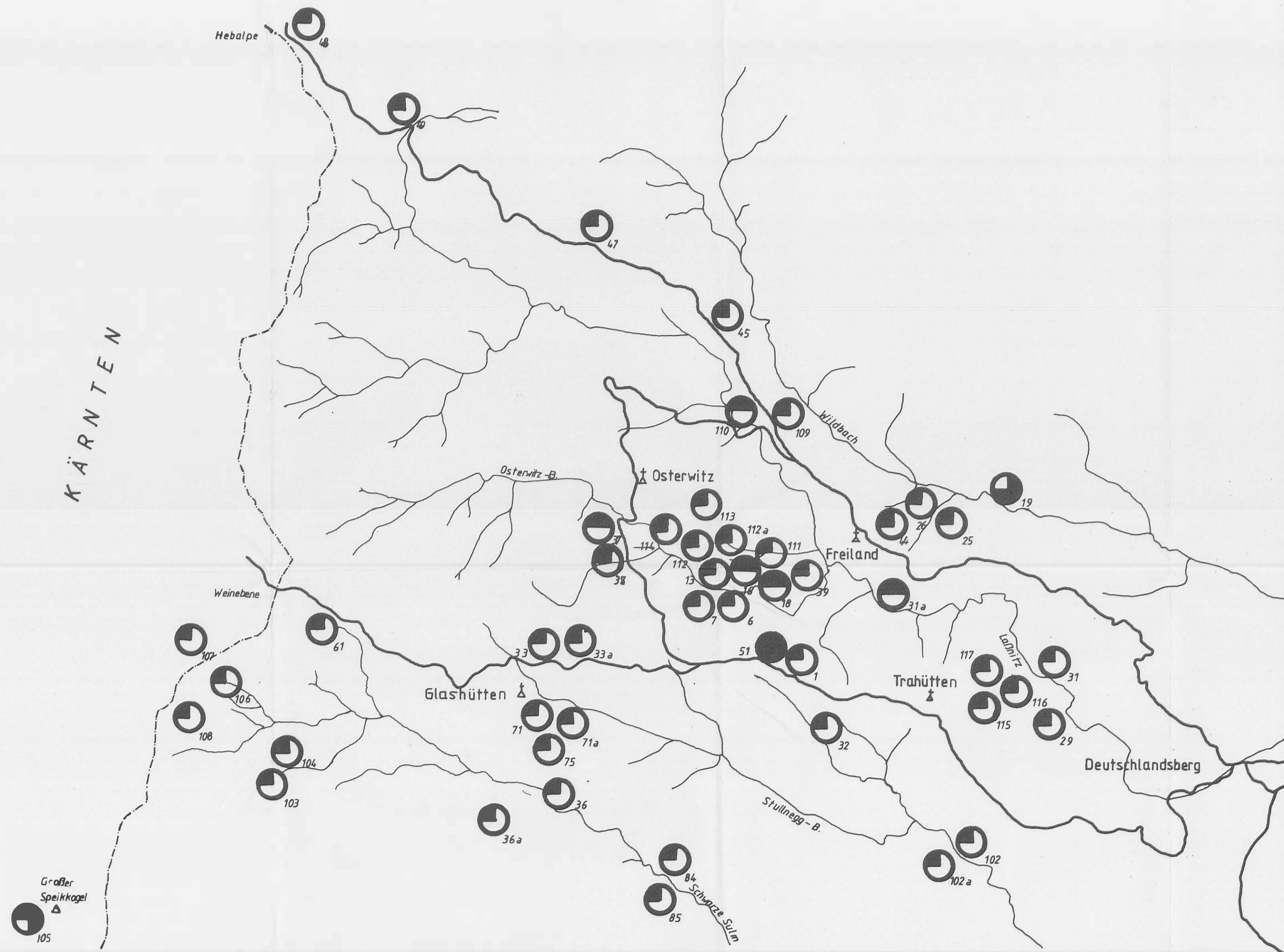
GEOLOGISCHE ÜBERSICHTSKARTE DES KRAUBATHER ULTRAMAFITITES ÖSTLICH DER MUR



FUNDPUNKT - ANOMALIEN - KARTE

ANOMALIEN SEKUNDÄRER URAN - MINERALISATIONEN IM MITTELTEIL DER KORALPE

KÄRNTEN



LEGENDE :

Fundpunkte \bigcirc (MIT ANGABE DES BACKGROUNDS)

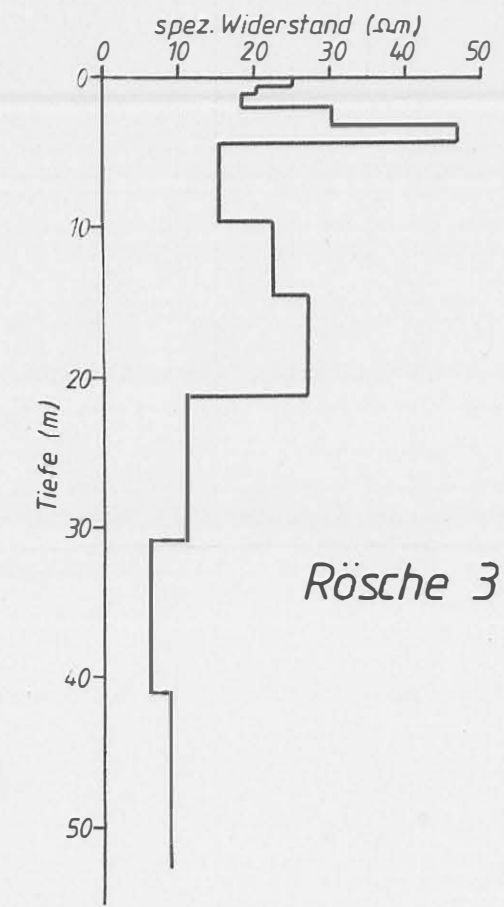
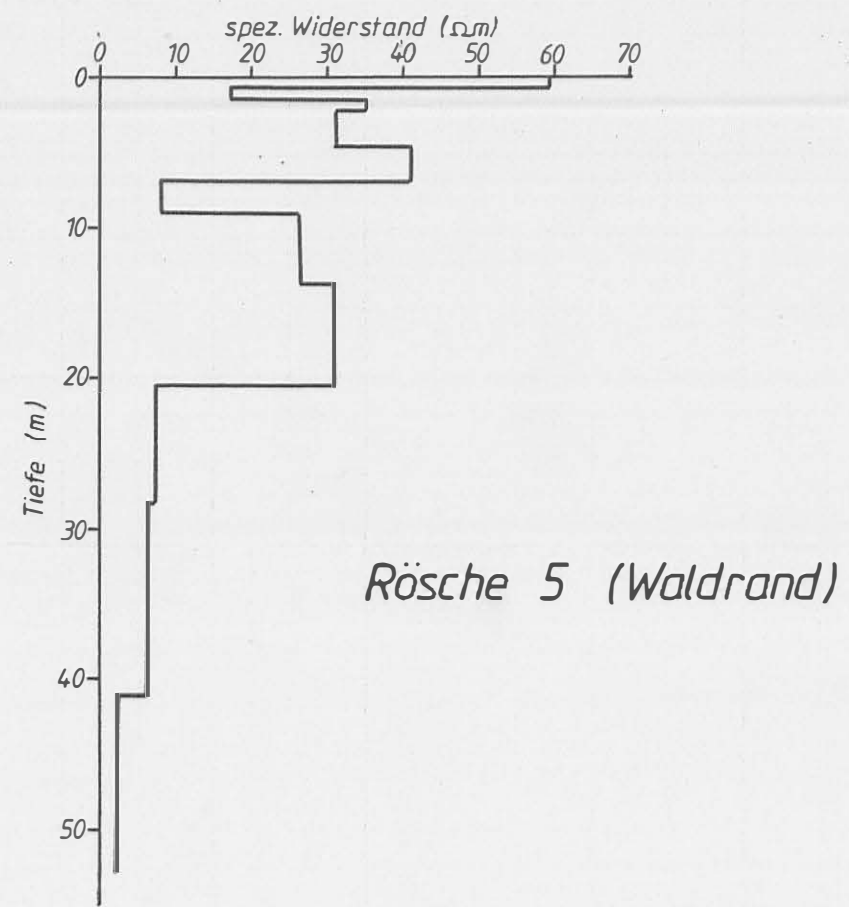
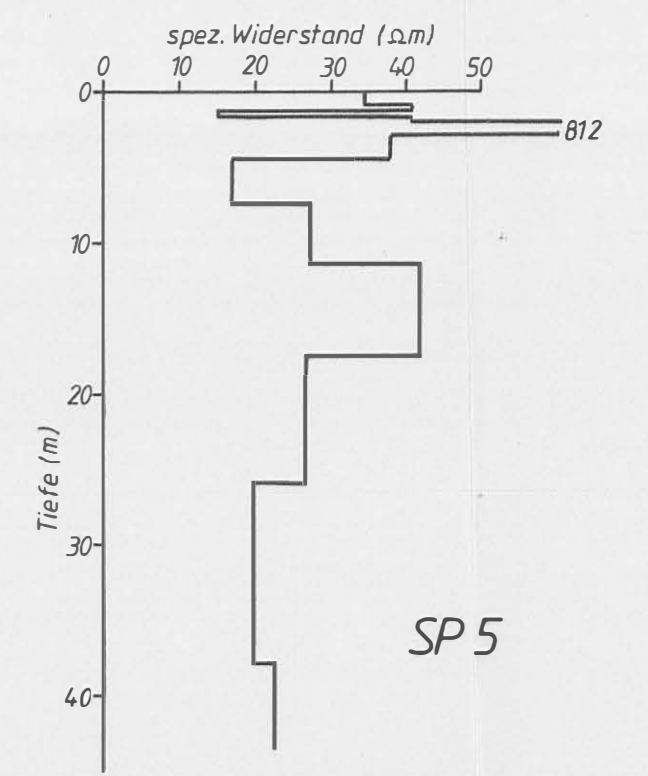
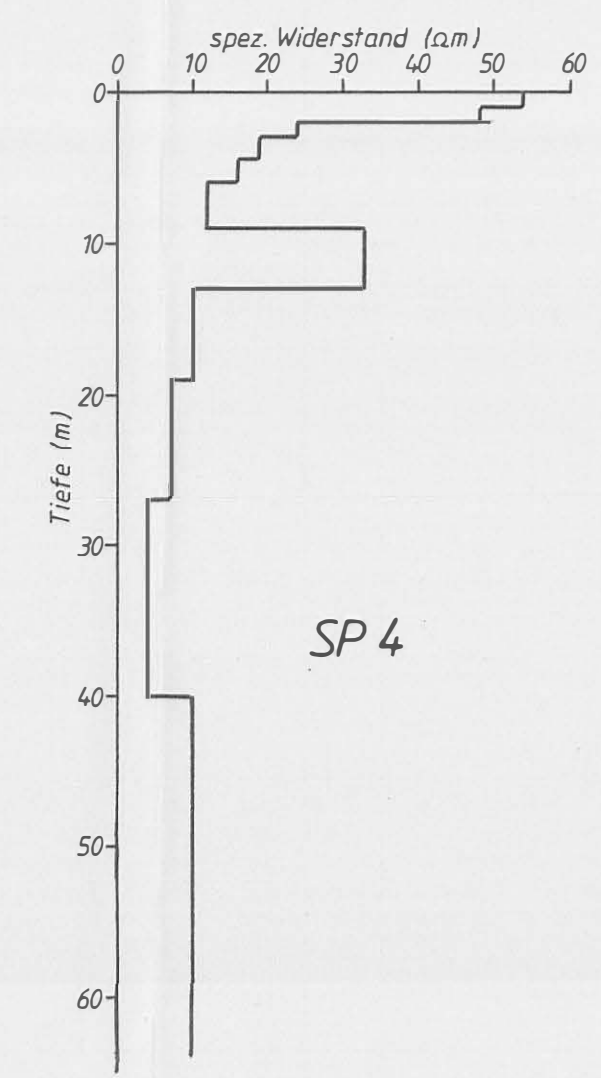
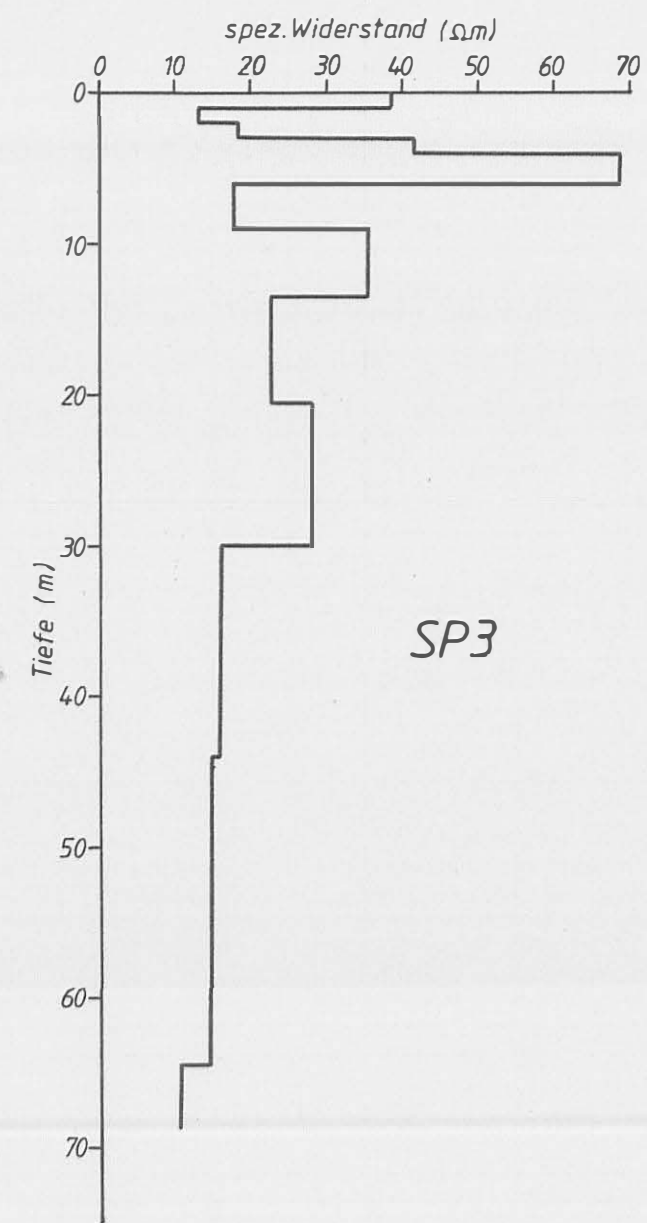
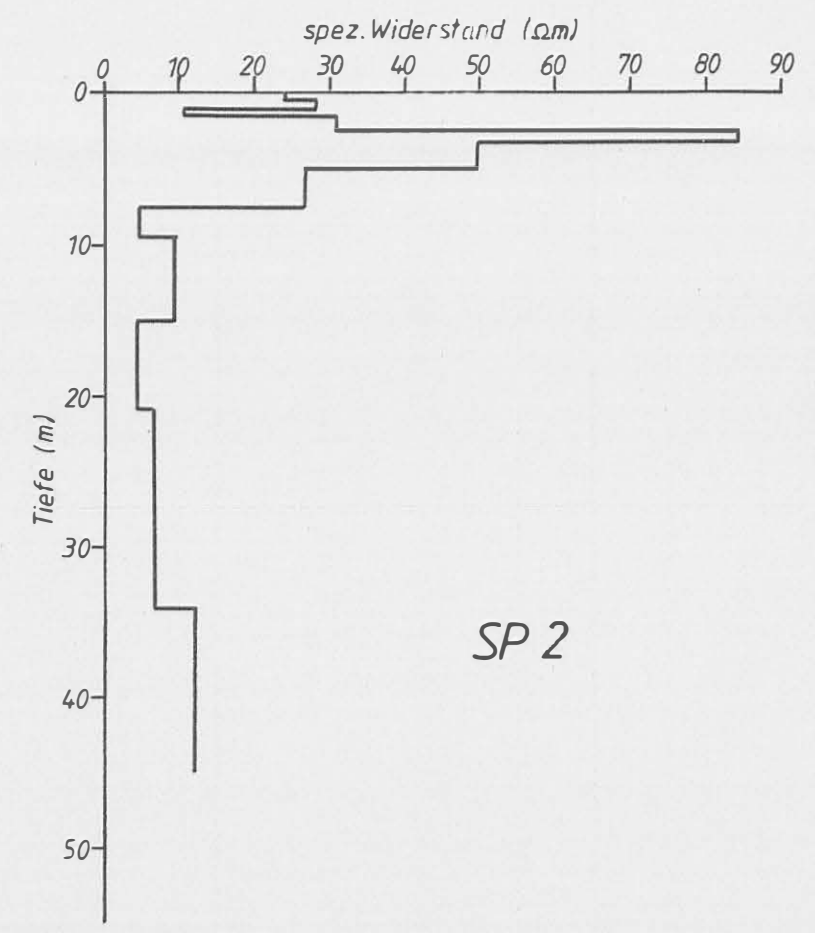
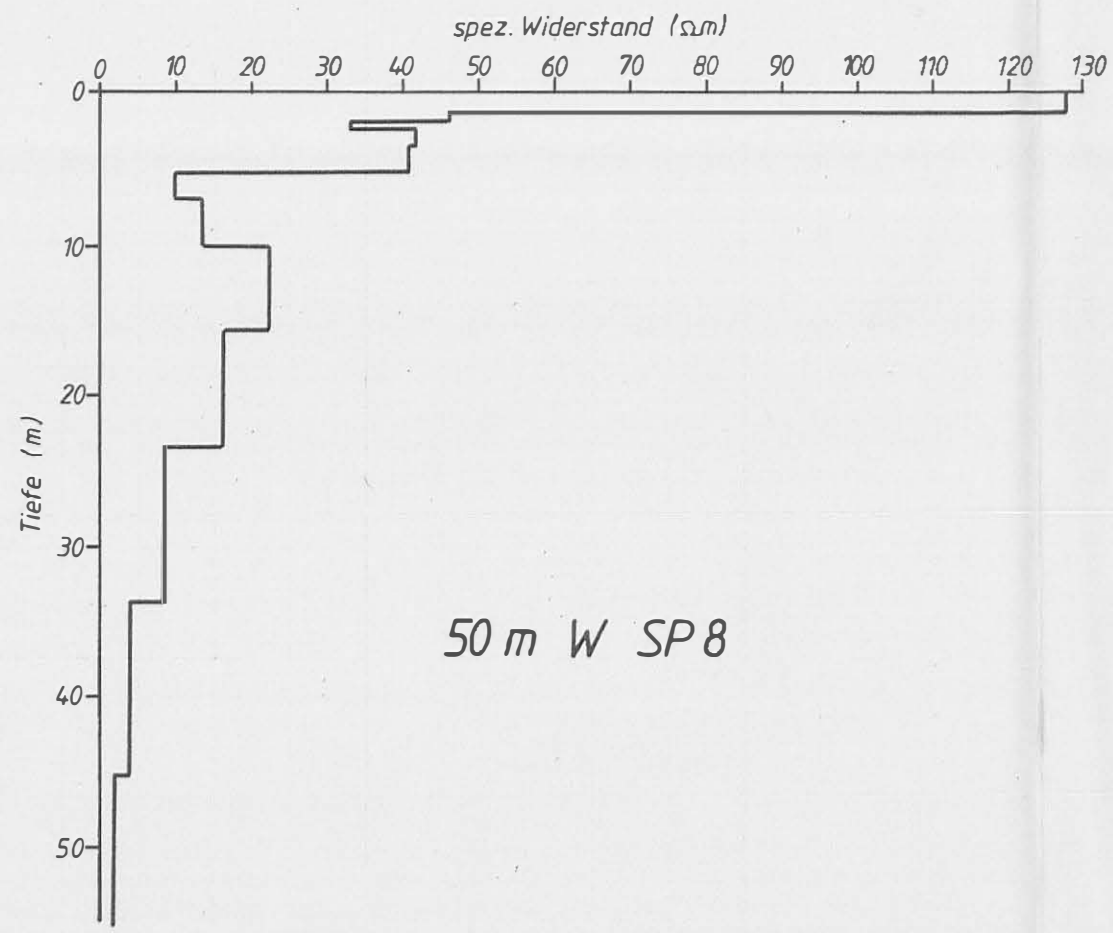
- \bigcirc EINFACHER BACKGROUND
- \bigcirc ZWEIFACHER BACKGROUND
- \bigcirc DREIFACHER BACKGROUND
- \bigcirc VIERFACHER BACKGROUND

80 - 120 C/s : Einfacher Background



0 5000 m

MASSSTAB 1: 50.000



GEOELEKTRISCHE WIDERSTANDSKARTIERUNG AFLENZ
WIDERSTANDS-TIEFEN-PROFILE $a=10 m$

Oktober 1979

Ch. SCHMID

BEILAGE 4

GEOELEKTRISCHE TIEFENSONDIERUNG und
REFRAKTIONSSEISMIK AFLENZ
LÄNGS- und QUERPROFIL

Oktober 1979
HM.: 1:2000
VM.: 1:1000

Ch. SCHMID
R. SCHMÖLLER

BEILAGE 3

