

Ilvait, Ferroantigorit und Greenalith als Begleiter oxidisch-sulfidischer Vererzungen in den Oberhalbsteiner Serpentiniten

Autor(en): **Dietrich, Volker**

Objektyp: **Article**

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

Band (Jahr): **52 (1972)**

Heft 1

PDF erstellt am: **21.07.2024**

Persistenter Link: <https://doi.org/10.5169/seals-40597>

Nutzungsbedingungen

Die ETH-Bibliothek ist Anbieterin der digitalisierten Zeitschriften. Sie besitzt keine Urheberrechte an den Inhalten der Zeitschriften. Die Rechte liegen in der Regel bei den Herausgebern.

Die auf der Plattform e-periodica veröffentlichten Dokumente stehen für nicht-kommerzielle Zwecke in Lehre und Forschung sowie für die private Nutzung frei zur Verfügung. Einzelne Dateien oder Ausdrucke aus diesem Angebot können zusammen mit diesen Nutzungsbedingungen und den korrekten Herkunftsbezeichnungen weitergegeben werden.

Das Veröffentlichen von Bildern in Print- und Online-Publikationen ist nur mit vorheriger Genehmigung der Rechteinhaber erlaubt. Die systematische Speicherung von Teilen des elektronischen Angebots auf anderen Servern bedarf ebenfalls des schriftlichen Einverständnisses der Rechteinhaber.

Haftungsausschluss

Alle Angaben erfolgen ohne Gewähr für Vollständigkeit oder Richtigkeit. Es wird keine Haftung übernommen für Schäden durch die Verwendung von Informationen aus diesem Online-Angebot oder durch das Fehlen von Informationen. Dies gilt auch für Inhalte Dritter, die über dieses Angebot zugänglich sind.

Ilvait, Ferroantigorit und Greenalith als Begleiter oxidisch-sulfidischer Vererzungen in den Oberhalbsteiner Serpentiniten

Von *Volker Dietrich* (Zürich)*)

Mit 3 Figuren und 4 Tabellen im Text, 7 Photos (Fig. 4–10) auf Tafeln I–IV

Abstract

The serpentinites (paragenesis: lizardite/chrysotile) of the Oberhalbstein (Grisons) ophiolite suite contain several localities of sulfide-oxide mineralizations. Irregular developed fissure-zones are filled with pyrrhotite, chalcopyrite (incl. cubanite), linneite, pentlandite, bravoite, violarite, sphalerite and magnetite. These minerals are accompanied by ilvaite (rhomb. and monocl.), ferro-antigorite, greenalite, diopside, actinolite, andradite and chlorite.

The mineralogy of these rare associations is described. It is concluded that the ore solutions were derived from the ultrabasics during an earlier event of regional metamorphism and deformation. In tectonized zones the sulfide-oxide-silicate-parageneses were formed under variable f_{S_2} , f_{H_2} , f_{O_2} , f_{CO_2} and f_{H_2O} . During the young regional central-alpine metamorphism the sulfides reequilibrated and fissure-silicates were formed.

VORKOMMEN

In den Oberhalbsteiner Serpentiniten (Ophiolithe der oberpenninischen Platta-Decke s. l.) finden sich an ca. zwei Dutzend Lokalitäten reichere oxidische und sulfidische Vererzungen. Von sechs bauwürdigen Vorkommen existieren geschichtliche Überlieferungen eines zeitweiligen Abbaues, der bis ins 14. Jahrhundert zurückreicht. Die teilweise verfallenen Stollen weisen auf eine recht beträchtliche Menge abgebauter Eisen- und Kupfererze hin, die am Abbauort in Pochhütten aufbereitet und in einigen kleinen Öfen im Tale verhüttet wurden.

Die Vererzungen liegen immer in stark tektonisierten Serpentiniten und Ophicalciten, vorzugsweise an Störungen gebunden. Diese Störungen laufen

*) Institut für Kristallographie und Petrographie ETH, Sonneggstrasse 5, CH-8006 Zürich.

meist konkordant zu den grösseren tektonischen Überschiebungshorizonten. Innerhalb der Störungszonen können die vererzten Horizonte sehr mächtig werden (max. 20–30 m), die Form von Boudins und Platten annehmen (horizontale Erstreckung max. 200 m), dann aber bis auf einige Millimeter auskeilen oder sich in unzählige, Millimeter mächtige Horizonte aufspalten. Meistens sind diese Horizonte noch von faserigem *Chrysotil*, blättrigem *Antigorit* und *Greenalith* sowie von *Aktinolith* (in nephritischer Ausbildung), *Diopsid*, *Andradit*, *Ilvait*, *Talk* und *Chlorit* ausgefüllt.

Die reichhaltigsten Vorkommen liegen in einer mächtigen Serpentinmasse zwischen den Meta-Vulkanit-Schuppen der Oberen und der Unteren Platta-Decke, beiderseits des Marmorera-Stausees. Eine vererzte Zone zieht sich vom Hochwasserspiegel des Stausees nach Westen bis auf 2260 m hinauf.

Mineralbestand der Vererzungen:

- a) Assoziation *Pyrrhotin* (hex. + monokl. + Troilit), z. T. in *Markasit-Pyrit* umgewandelt, *Linneit*, *Violarit*, *Bravoit*, *Pentlandit* und *Chalkopyrit*.
- b) Assoziation *Chalkopyrit*, *Cubanit*, *Vallerit* und fraglicher *Chalkopyrrhotin* sowie *Linneitgruppe*.
- c) Assoziation *Bornit-Chalkopyrit* mit Umwandlungen in *Covellin*, *Neodigenit* und *Chalkosin*.
- d) Assoziation *Magnetit*, *Ilvait* und *Sphalerit*.
- e) Assoziation Umwandlungen von *Pyrrhotin*, *Markasit*, *Pyrit*, *Ilvait* und *Magnetit* in *Goethit*, sowie *Chalkopyrit* in *Malachit*.

In einer weiteren Arbeit (DIETRICH, 1972) werden diese Serpentinvererzungen petrographisch und mineralogisch eingehend beschrieben.

ILVAIT

Das Kalksilikat Ilvait mit der allgemeinen Formel $\text{CaFe}_2^{2+}\text{Fe}^{3+}[\text{OH}/\text{O}/\text{Si}_2\text{O}_7]$ (STEFFENS, 1811) nimmt auf Grund seines hohen Eisengehaltes eine gewisse Sonderstellung zwischen den gesteinsbildenden Mineralien und den Erzmineralien ein. Ilvait ist unseres Wissens noch nie in einer Mineralparagenese der Schweizer-Alpen beschrieben worden.

Das Auftreten von Ilvait beschränkte sich auf eine geringe Anzahl von Lokalitäten. Besonders ist Ilvait zusammen mit Magnetit als „kontaktmetamorphes Skarnmineral“ zwischen basischen Gesteinen und Kalkmarmoren hervorgehoben worden. Den Namen Ilvait (früher Lievrit) verdankt das Mineral seinem berühmten Vorkommen auf der Insel Elba (COCCO und GARAVELLI, 1954). Aus sieben verschiedenen Lokalitäten innerhalb der Oberhalbsteiner Serpentinvererzungen wurden uns Ilvaite bekannt. Beim Zerschlagen einer Reihe von Erzbrocken in den Lagerstätten Gruba (südöstlich Sur) und Cotschens (Westufer Marmorera-See) kamen recht grosse, z. T. idiomorphe, max. 1 cm lange Ilvaitkristalle zum Vorschein. Liegt Ilvait in feinsten, sten-

geligen, filzigen tiefschwarzen Aggregaten in vererztem Serpentin vor, kann man ihn makroskopisch nur sehr schwer bestimmen. Die Formenfülle der Ilvaite reicht von idiomorphen Kristallen über lamellierte, tafelige, strahlige, filzige, körnige, kugelige, linsenförmige und konzentrische Aggregate zu völlig unregelmässigen Formen, von denen eine kleine Auswahl auf den Tafeln I–III zusammengestellt ist. Zonarbau, der von ANTUN et al. (1966) in den Ilvaiten aus Zypern beschrieben wurde, konnten wir nicht feststellen, dagegen gelegentlich Zwillingsbildungen.

Die idiomorphen Ilvaite zeigen meist flächenarme nach [001] stengelige Formen (Fig. 4). Durch die zusätzlichen Prismenflächen (210) scheinen die Kopfschnitte häufig nahezu ovale Formen (Fig. 5) zu besitzen. Nach (010) dick- oder dünntafelige Kristalle können nur im mikroskopischen Bereich beobachtet werden.

Der Bruch ist meist muschelrig; die Farbe ist tiefschwarz mit einem Stich ins Bläuliche auf den halbmetallisch glänzenden Bruchflächen.

Aus drei verschiedenen Erzvorkommen wurden Ilvaite auf ihre Mineralhärte geprüft. Sie schwankt zwischen 5,5 und 6. Da die Ilvaite meist als recht feine Kristalle vorliegen, bedienten wir uns des Vickers-Härteprüfers (GKN) auf Erzanschliffen. Dabei arbeiteten wir mit einer Belastung von 100 g. Die Vickers-Härten liegen zwischen 690 und 825.

Optische Eigenschaften

Von LEONARD, HILDEBRAND und VLISIDIS (1962) liegen sehr detaillierte und genaue optische Angaben über Ilvaite vor, die mit unseren Ergebnissen grosse Übereinstimmung zeigen.

Ist Ilvait in feinfilzigen Aggregaten im Serpentin makroskopisch kaum zu bestimmen, so kann die Diagnose in Dünn- und Anschliffen auf Grund seiner hohen Lichtbrechung, seines starken Pleochroismus und seiner Anisotropieeffekte sehr einfach (Fig. 5 und 6) sein. Allerdings ist Ilvait auf Grund des Habitus, Farbe, Glanz, Dichte und optischer Eigenschaften im durchfallenden Licht mit den Mineralien der Ludwigit-Vonsenit-Gruppe, den strukturähnlichen Magnesium-Eisen-Boraten zu verwechseln, die zudem in sehr ähnlichen Paragenesen auftreten können. Zur genauen Unterscheidung müssen vor allem Messungen im reflektierten Licht vorgenommen werden. Ganz sicher geht man mit der Bestimmung des Chemismus oder einer röntgenographischen Untersuchung.

1. Im durchfallenden Licht:

Die Bestimmung der Brechungsindizes bereitete einige Schwierigkeiten, da die Lichtdurchlässigkeit sehr verschieden hoch ist. In einigen normaldicken Dünnschliffen sind die Ilvait-Aggregate völlig opak oder nur schwach dunkelbraun durchscheinend.

$$n_x = 1,725 \pm 0,002; n_y = 1,867 \pm 0,003; n_z = 1,875 \pm 0,003$$

Pleochroismus: X = dunkelgrün – opak
 Y = dunkelbraun – opak
 Z = gelbbraun – braun
 X > Y \gg Z

$n_z - n_x = 0,15$, optisch positiver Charakter,

$2 V_x \approx 20 - 30^\circ$ (geschätzt), sehr starke Achsendispersion $r \ll v$.

Die Interferenzfarben bei Normalschliffdicke sind X, Y und Z sehr ähnlich.

2. Im auffallenden Licht:

Charakteristisch ist der starke Reflexionspleochroismus.

	<i>In Luft</i>	<i>In Öl</i>
Reflexionsvermögen: (Filter 530 grün)	b = 10% c = 7%	n. b. n. b.
Reflexionspleochroismus: (Fig. 5 u. 6)	a = dkl-grau (Stich ins Bläuliche) b = hellgrau mit Stich nach rosa c = blaugrau bis blau	ähnliche Farbtöne, nur kräftiger c = kräftiges blau, leicht blauviolett
Anisotropieeffekte mit gekreuzten Nicols:	sehr stark: rötlich, gelb-orange braun	orange, purpurrot
unter 45° :	Schnitte // (010) feuriges orange-rot	
Innenreflexe:	selten, schwach, z. T. rotbraun	etwas ausgeprägter, gelblich-orange nach braun

Chemismus

Die ideale chemische Formel wurde von TAKEUCHI (1948) als $\text{Ca} (\text{Fe}^{2+}, \text{Mn}, \text{Mg})_2 (\text{Fe}^{3+}, \text{Al}) (\text{SiO}_4)_2 \text{OH}$ angegeben. BELOV und MOKEJEVA beschrieben 1954 die Struktur mit Si_2O_7 -Gruppen und der dementsprechenden allgemeinen Formel $\text{Ca} \text{Fe}_2^{2+} \text{Fe}^{3+} [\text{OH}/\text{O}/\text{Si}_2\text{O}_7]$ (siehe auch STRUNZ, 1970, 5. Auflage). Obwohl Ilvait ein reines hydroxylhaltiges Calcium-Eisen-Silikat sein sollte, können zusätzlich Mn-Gehalte ($\sim 0,3$ bis $11,9\%$) und Al-Gehalte ($< 0,02$ bis $6,74\%$) auftreten (Zusammenstellung in LEONARD et al., 1962). Mg-Gehalte in zonarstruierten Ilvaiten werden von ANTUN et al. (1966) vermutet.

Die chemisch analysierten Ilvaite von Gruba entsprechen nahezu der theoretischen Zusammensetzung. Geringe Gehalte an Al_2O_3 ($0,4$ und $0,9\%$), MnO ($0,51$ und $0,43\%$) sowie MgO (Nr. 2 = $4,5\%$) sind enthalten. Der etwas zu hohe MgO -Gehalt und der damit verbundene höhere H_2O -Gehalt ($3,4\%$) ist wahr-

Tabelle 1

	Ilvaite (Gruba)		Ilvait (theoretisch)
	1	2	3
SiO ₂	29,4	29,9	29,4
TiO ₂	—	—	—
Al ₂ O ₃	0,4	0,9	—
Fe ₂ O ₃	18,7	17,0	19,5
FeO	34,3	31,9	35,2
MnO	0,51	0,43	—
MgO	—	4,5	—
CaO	13,7	11,8	13,7
Na ₂ O	—	—	—
K ₂ O	—	—	—
H ₂ O	2,5	3,4	2,2
P ₂ O ₅	n. b.	0,17	—
Summe	97,51	100,00	100,00

Analytiker: HEUSSER 1970

scheinlich auf geringe Verunreinigungen von Kluft-Antigorit zurückzuführen, der meistens mit Ilvait eng verwachsen ist.

DTA- und TG-Aufnahmen

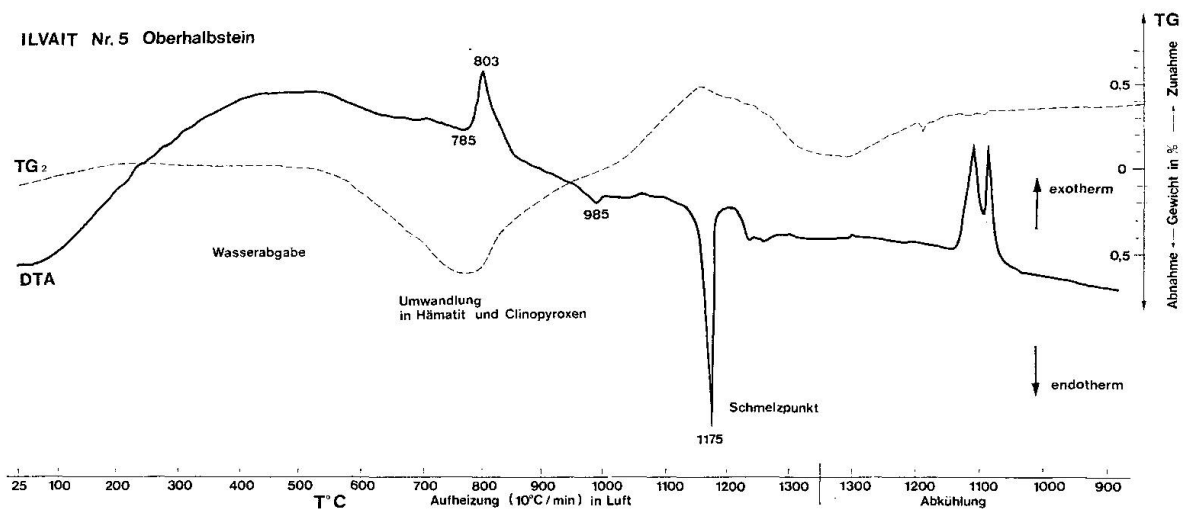


Fig. 1. DTA- und TG-Aufnahmen von Ilvait (Gruba).

60 mg Ilvait wurden eingewogen und mit Al₂O₃ als Vergleichssubstanz im Hochtemperaturofen von 25°C bis 1300°C in Luft mit 10°C/min. aufgeheizt. Die Wasserabgabe (aus chem. Analyse 2-3 Gew.-% H₂O) des Ilvaits beginnt bei ca. 550°C und erreicht bei 785° ihr Maximum. Die Wasserabgabe wird bei den Heizdiffraktometeraufnahmen ebenfalls deutlich, indem die starken Reflexe 110, 401, 112, 412 etc. abgeschwächt werden. Bei 720° baut sich wahrscheinlich für kurze Zeit eine instabile Phase (DTA = kleine exotherme Reak-

tion) auf. Die Umwandlung in Klinopyroxen und Hämatit beginnt bei 785° (DTA = Maximum der exothermen Reaktion bei 803°). Damit ist eine kleine Gewichtszunahme verbunden, die bis zum Schmelzpunkt bei 1175° (DTA = endotherme Reaktion) andauert und wahrscheinlich durch eine kontinuierliche Kristallisation von Hämatit (Gewichtszunahme durch Sauerstoffzufuhr) hervorgerufen wird. Die kleine endotherme Reaktion bei 995° können wir nicht interpretieren. Die Reaktion ist irreversibel. Nach Abkühlung wurde die Substanz, die sehr stark gesintert war, geröntgt. Hämatit und Klinopyroxen konnten diagnostiziert werden.

Kristallstruktur

Das Achsenverhältnis des orthorhombischen Ilvaites beträgt $a : b : c = 0,666 : 1 : 0,433$ (Descloizeaux). In einer Arbeit über Kristallographie und chemische Zusammensetzung von Lawsonit und Ilvait gab STRUNZ (1937) die Gitterkonstanten von Ilvait an:

	oder nach STRUNZ (1970)
$a_0 = 8,82 \text{ \AA}, \beta = 90^\circ$	$a_0 = 8,84, \beta = 90^\circ$
$b_0 = 13,07 \text{ \AA}$	$b_0 = 5,86$
$c_0 = 5,86 \text{ \AA}, (c < a < b) \text{ Pbm}n$	$c_0 = 13,10 (c > b > a) D_{2h}^{16}\text{-Pcm}n$

$a : b : c = 0,675 : 1 : 0,448$ an und wies auf die strukturelle Verwandtschaft (Homöotypie) zum Lawsonit hin. Röntgenographische Untersuchungen von TAKEUCHI (1948) und BELOV und MOKEJEVA (1954) führten trotz verschiedener Modelle zur Raumgruppenbestimmung Pbm n . Die Gitterkonstantenbestimmung von GRAMLING-MENDE (1942), LEONARD et al. (1962) und BARTHOLOME et al. (1968) weichen nur gering in der zweiten Stelle von den oben angeführten Daten ab. Die Werte von BARTHOLOME et al. sind sehr genau, da für die Pulveraufnahmen sowohl Debeye-Scherrer- und Guinier-de-Wolff-Kameras als auch ein CGR-Diffraktometer verwendet wurden. Die Indizierungen scheinen vollständig zu sein. Diese Daten bildeten die wichtigste Grundlage für unsere röntgenographischen Untersuchungen, die wir einerseits nach dem Guinier-Verfahren mit einer de-Wolff- und Jagodzinski-Kamera andererseits mit einem Philips-Diffraktometer ausführten. Alle Filme wurden mit Silizium als Eichsubstanz auf dem Nonius-Betrachter (Genauigkeit 0,01 mm) ausgemessen und die Gitterkonstanten nach dem "Least squares cell parameter refinement program" berechnet.

Die Ergebnisse finden sich in Tab. 2. Einige Filme der gröber stengelig kristallisierenden Ilvaite aus den Erzvorkommen Gruba und Cotschens zeigten eindeutig rhombische Diagramme mit sehr scharfen Reflexen, während bei den feinfizigen Aggregaten in mehreren Reflexen (z. B. 041, 231, 112, 122, 321, 241, 132, 042, 232, 242, 152, 361, 362 etc.) Aufspaltungen vorlagen. Die

<i>Ilvait</i> (Cotschens, DV 10) orthorhombisch		<i>Ilvait</i> (Gruba, DV 5b) monoklin (I/I_1 wie Gruba 5a)		<i>Ilvait</i> (Gruba, DV 5a) monoklin		<i>Ilvait</i> (Alp Tgavretga, DV 19) monoklin (I/I_1 wie Gruba 5a)		h k l (neu berechnet)	
(neu ber.)	d (Å)	I/I_1	d (Å)	$\Delta 2\theta$ (gem.)	$\Delta 2\theta$ (berechn.)	d (Å)	$\Delta 2\theta$ (gem.)	$\Delta 2\theta$ (berechn.)	
331	2,246	3	2,245	0,072	0,083	2,245	0,099	0,099	331, 331
400	?		2,201		2,203	2,201			040
410, 042	—		2,180		2,179	2,181			402, 430
060	2,174	59	2,171		2,171	2,172			402, 140, 600
232	2,124	10	2,127	0,13	2,128	2,129	0,23	0,189	322
			2,123		2,121	vw			322
142	2,111	53	2,116	0,20	2,116	2,116	0,23	0,251	412
420	2,086	12	2,109		2,109	2,108			412
421, 430	1,964	18	2,085		2,085	2,086			240
350, 242	1,950	10	1,963		1,963	1,965			241, 241, 340
			1,953	0,18	1,953	1,954	0,24	0,237	422
			1,947		1,947	1,947			422, 502
103, 152	1,898	16	1,903	0,23	1,902	1,903	0,29	0,292	512
			1,897		1,896	1,895			512
			1,860	0,063	1,861	?		0,087	341, 341
351	1,847	5	1,848		1,848	1,850	0,17	0,144	531
440	1,826	2	1,846	0,11	1,846	1,846			531, 621
170	1,817	2	1,823		1,824	1,824			440
500, 213	1,767	3	1,818		1,819	1,818			710
402	1,760	3	1,767	0,061	1,768	1,767	0,084	0,084	123, 123
360, 412	1,744	13	1,759	0	1,760	1,760	0	0	042, 042
270	1,713	17	1,743		1,744	1,745			313, 142, 142
			1,713		1,713	1,713			720
			1,700		1,701	1,701			242, 242, 250
			1,687	0	1,687	1,688	0	0	051, 051
			1,675		1,677	1,677			403
361	1,672	15	1,673	0,12	1,673	1,673	0,18	0,162	631
			1,670		1,671	1,674			631
			1,649		1,649	?			323
530, 521	1,633	—	1,633		1,633	1,634			251
432	1,630	13	1,630		1,630	1,630			251, 350, 342
080	1,626	15	1,624		1,624	1,624			622, 532, 532
303, 352	1,621	12	1,620		1,619	1,619			622
313	1,612	5	1,612	0,058	1,613	1,612	0,070	0,070	133, 133
180	1,599	3	1,600		1,599	?			810

323	1,576	5	1,578}	0,15	0,115	1,578}	0,15	0,134	5	1,578}	0,16	0,158	233
243	1,564	3	1,576}			1,576}			5	1,575}			233
442, 460	1,545	2	1,566			1,565			5	1,565			801, 503, 423
280	1,525	12	1,563			1,562			6	1,562			423
512, 541	1,498	36	1,545			1,545			3	1,545			640, 442
362			1,526			1,526			22	1,526			820
522, 600	1,470	24	1,500}	0,25	0,227	1,500}	0,21	0,263	34	1,501}	0,30	0,311	632
610, 550	1,462	30	1,496}			1,497}			33	1,496}			632
403, 004	1,458	18	1,471}	0,17	0,075	1,471}	0,12	0,088	22	1,472}	0,18	0,103	252
190	1,426	8	1,468}			1,469}			23	1,469}			252
470	1,421	6	1,463			1,463			58	1,463			004
621, 630	1,390	2	1,458			1,458			34	1,459			160, 550
214, 353	1,377	2	1,426			1,426			16	1,427			204, 352
462, 134	1,367	13	1,423			1,423			12	1,424			243, 802, 061, 061
			1,420			1,419			22	1,420			740, 802
			1,415			1,415			8	1,417			551, 551, 161, 161
			1,389		0,038	1,389		0,043	4	1,390		0,052	261, 261
			1,380			1,379			2	vw			124, 533, 623
			1,376			1,376			4	vw			533
			1,366			1,366			24	1,367			452, 642, 650

$a_0 = 8,815 \pm 0,002 \text{ \AA}$	$a_0 = 13,017 \pm 0,002 \text{ \AA}$	$a_0 = 13,014 \pm 0,001 \text{ \AA}$	$a_0 = 13,015 \pm 0,002 \text{ \AA}$
$b_0 = 13,009 \pm 0,002 \text{ \AA}$	$b_0 = 8,805 \pm 0,002 \text{ \AA}$	$b_0 = 8,807 \pm 0,001 \text{ \AA}$	$b_0 = 8,810 \pm 0,001 \text{ \AA}$
$c_0 = 5,851 \pm 0,001 \text{ \AA}$	$c_0 = 5,854 \pm 0,001 \text{ \AA}$	$c_0 = 5,853 \pm 0,001 \text{ \AA}$	$c_0 = 5,854 \pm 0,001 \text{ \AA}$
$\alpha = 90^\circ$	$\alpha = 90,0^\circ$	$\alpha = 90,0^\circ$	$\alpha = 90,0^\circ$
$\beta = 90^\circ$	$\beta = 90,19 \pm 0,01^\circ$	$\beta = 90,22 \pm 0,01^\circ$	$\beta = 90,25 \pm 0,01^\circ$
$\gamma = 90^\circ$	$\gamma = 90,0^\circ$	$\gamma = 90,0^\circ$	$\gamma = 90,0^\circ$
V Einheitszelle: 670,88 \pm 0,14 \AA^3	V Einheitszelle: 670,93 \pm 0,14 \AA^3	V Einheitszelle: 670,91 \pm 0,10 \AA^3	V Einheitszelle: 671,25 \pm 0,12 \AA^3

grössten Aufspaltungen fanden wir bei den Ilvaitaggregaten von der Alp Tgavretga, südwestlich Bivio. BARTHOLOME et al. (1968) hatten ähnliche Beobachtungen an den Ilvaiten von San Leone in Sardinien gemacht und sie als monokline Polymorphs gedeutet, wobei a_0 und b_0 wechseln. Der Winkel β ist nur wenige Bruchteile von 90° verschieden.

In der Vererzung Gruba kommen beide Formen (rh. und mkl.) nebeneinander vor. Eine Einkristallaufnahme eines idiomorphen grösseren Kristalles zeigte eindeutig orthorhombische Symmetrie, während feine Kristallfilze eher monoklin sind. Wir versuchen weitere Einkristallaufnahmen zu machen, um die vorläufigen Ergebnisse der Pulveraufnahmen bestätigen zu können.

Die Monoklinität wird auf direkte Kristallisation der niedriger symmetrischen feinsten Aggregate zurückgeführt und nicht als ein Transformationsprodukt in festem Zustande betrachtet.

Experimentelle Daten (Stabilitätsbereiche) liegen von Ilvaiten noch nicht vor.

FERRO-ANTIGORIT

Fe-reiche Antigorite und Greenalith stellen mineralogische Seltenheiten dar, die in den vererzten Serpentiniten mit Ilvait, Oxiden und Sulfiden verwachsen sind. Bisher wurden in der Literatur nur die beiden chemischen Endglieder, der nahezu eisenfreie Antigorit $Mg_6 [(OH)_8/Si_4O_{10}]$ und der nahezu magnesiumfreie Greenalith $Fe_{4,5}^{2+} Fe^{3+} [(OH)_8/Si_4O_{10}]$ beschrieben. NELSON und ROY (1958) schlugen für theoretisch mögliche Übergangsglieder den schon von TSCHERMAK (1890) eingeführten Namen Septechlorit vor, da die bisher bekannten Mineralien Amesit, Chamosit, Greenalith und Cronstedtit im Chemismus den Chloriten ähneln, in der Struktur aber charakteristische trioktaedrische Serpentinlagen mit dem Basisabstand $d_{001} \sim 7 \text{ \AA}$ aufweisen. FRIEDRICH (1962) berichtete lediglich über ein dem Greenalith nahestehendes Mineral aus den subvulkanisch-hydrothermalen Erzvorkommen der Sierra de Cartagena in Spanien.

Auf Grund der röntgenographischen und chemischen Untersuchungen an Kluft-Antigoriten (DIETRICH und PETERS, 1971) glauben wir einige Übergangsglieder gefunden zu haben. Der abgebildete Garben- bis Büschel-Antigorit (Fig. 9), der meist mit Ilvait verwachsen ist, konnte röntgenographisch, chemisch und thermoanalytisch eingehend untersucht werden. Strukturell erweist er sich als reiner A_{17} -Antigorit (KUNZE, 1961) mit sehr ähnlichen Gitterkonstanten (siehe Tab. 3), chemisch jedoch als ein Al-haltiger Ferro-Antigorit (Tab. 4 mit 4,6% Al_2O_3 , 1,55% Fe_2O_3 und 10,75% FeO). Die DTA-Reaktionen lassen ihn als ein kompliziert gebautes Antigorit-Mineral erscheinen (Fig. 3).

Optische Eigenschaften

$n_x \sim 1,581 \pm 0,002$; $n_z - n_x = 0,009$, gerade Auslöschung,

$n_y \sim 1,585 ?$ $2 V_x \approx 30^\circ$, $r > v$

$n_z \sim 1,590 \pm 0,002$

Pleochroismus: X = gelblich, Y = Z = hellgrün.

Auf Grund der optischen Daten würde dieser Ferro-Antigorit in die Reihe der Jenkensite (WINCHELL, 1951) mit ca. 30 mol-% Greenalith fallen. Diese Mineralgruppe ist jedoch noch kaum bekannt. Jenkensit wurde von FRONDEL (1962) aus den Magnetitvorkommen der präkambrischen Grenville-Formation (Highlands von New York) erwähnt. Er besitzt ca. 21% FeO (Tab. 4) und könnte als weiteres Zwischenglied der Antigoritreihe gedeutet werden. Das angegebene Pulverdiagramm (7,23; 3,615; 2,415; 1,816 und 1,453 Å) spricht nach unseren Ergebnissen nicht für eine Antigoritstruktur. Die Angaben sind jedoch recht ungenau, so dass man noch keine endgültigen Vergleiche anstellen kann.

Neben unserem eindeutig bestimmten Ferro-Antigorit fanden sich in den randlichen Partien zwischen Greenalith (im Zentrum) und den umgebenden Maschenserpentinen Gemenge von wahrscheinlich noch stärker Fe-haltigen Mineralien. Ihre chemische Bestimmung ist auf Grund ihrer feinsten Gemenge (Tab. 4, Cotschens und Gruba) auch mit Hilfe der Elektronenmikrosonde äusserst schwierig. Die Strukturen scheinen wohl antigoritisch zu sein (Tab. 3, Mitte), A_m ist jedoch äusserst fraglich. Bisher konnten wir noch keine brauchbaren Indizierungen berechnen, geschweige denn Gitterkonstanten. Hier könnten nur Einkristallaufnahmen und elektronenoptische Beugungsaufnahmen in Verbindung mit Pulverdiagrammen zum Ziele führen. Nach Lage und Intensitäten der Reflexe scheinen die Fe-Kluft-Antigorite zu den orthohexagonalen Greenalithen überzuleiten.

GREENALITH

Bisher wurde dies Mineral nur in den silikatischen Eisenerzlagerstätten der Mesabi-Range (Minnesota) durch GRUNER (1936) und in den hydrothermalen Erzvorkommen der Sierra de Cartagena (Spanien) durch FRIEDRICH (1962) nachgewiesen.

In den vererzten Partien der Oberhalbsteiner Serpentinite ist Greenalith als blättriges Mineral in büscheligen, sphärolitischen und submikroskopisch feinsten Aggregaten auskristallisiert (Fig. 10). Sie besitzen einen hellgrünen, bläulichgrünen bis farblosen Pleochroismus. Die Lichtbrechung ist in den Aggregaten nur abschätzbar und liegt ähnlich den Werten des Cartagena-Mineral (FRIEDRICH, 1962, $n \approx 1,66$) um $n_z \approx 1,645 \pm 0,002$. Mittels Rönt-

Tabelle 3. *Ferro-Antigorite* – *Greenalith*

Ferro-Antigorit Fig. 9, DV 9 (Garben, Cotschens)			? Ferro-Antigorit (Gruba)		Greenalith D 1560 _{II} (Gruba)		hkl (neu berechnet)
hkl	d (Å)	I/I ₁	d (Å)	I/I ₁	d (Å)	I/I ₁	
001	7,27	s	7,3	vs	7,23	s	001
20-1	—						
30-1	—						
401	—						
710	—						
810	—						
020	4,627	wm	4,62	vw			
910	4,177	vw					
11.0.0	—						
002	3,620	ms	3,60	s	3,61	m	002
302	—						
14.0.-1	—				2,77	vw	200
15.0.1	2,680	w	~2,7	vw			
930	2,636	ms			2,586	vs, br	201
17.0.0	2,572	w	2,55	m			
16.0.1	2,515	vs					
93-1	2,469	vw					
003	2,418	w					
17.0.1	—						
403	2,344	m, br					
15.0.2	2,228	vw					
16.0.-2	—		2,175	w	2,196	m, br	202
83-2	—						
16.0.2	2,156	m					
9.3.-2	—		~2,13	vw			
17.0.-2	2,096	vw					
11.3.-2	2,035	vw					
15.0.-3	1,860	vw					
15.0.3	—						
004	1,805	vw	1,800	vw	1,817	w, br	203
93-3	1,785	vw					
10.3.-3	—						
	1,747	vw					
17.0.3							
	1,715	vvw					
21.3.-1	1,656	vvw					
11.5.-1	—						
14.0.-4	—		1,570	m, br	1,598	w, br	060
24.3.0	1,562	m			1,560	w, br	061
060	1,546	ms					
24.3.-1	1,525	vvw	1,538	m, br			
15.0.4	1,518	vw					
061	1,512	w	1,510	w, br	1,511	w, br	204

monoklin

$$\begin{aligned}
 a_0 &= 43,419 \pm 0,033 \text{ \AA} \\
 b_0 &= 9,275 \pm 0,005 \text{ \AA} \\
 c_0 &= 7,254 \pm 0,006 \text{ \AA} \\
 \beta &= 91,56 \pm 0,09^\circ
 \end{aligned}$$

Aufnahmen: Jagodzinski-Camera
114,6 mm \varnothing
Fek _{α_1}

ortho-hexagonal

$$\begin{aligned}
 a_0 &= 5,539 \pm 0,003 \text{ \AA} \\
 b_0 &= 9,589 \pm 0,002 \text{ \AA} \\
 c_0 &= 7,216 \pm 0,003 \text{ \AA}
 \end{aligned}$$

de Wolff-Camera
114,6 mm \varnothing
Fek _{α_1} $\lambda = 1,93597 \text{ \AA}$

Alle d-Werte unter Berücksichtigung der Filmverkürzung mit Si als Eichstandard gemessen.
vw = sehr schwach, w = schwach, wm = schwach-mittel, m = mittel, ms = mittel-stark,
s = stark, vs = sehr stark, br = breit.

genpulveraufnahmen wurden unsere Greenalithe diagnostiziert (Tab. 3 sowie Fig. 2). Alle Reflexe liessen sich auf der Grundlage einer orthohexagonalen Zelle gut indizieren. Die Gitterkonstanten (Tab. 3) konnten mit sehr geringen Abweichungen berechnet werden.

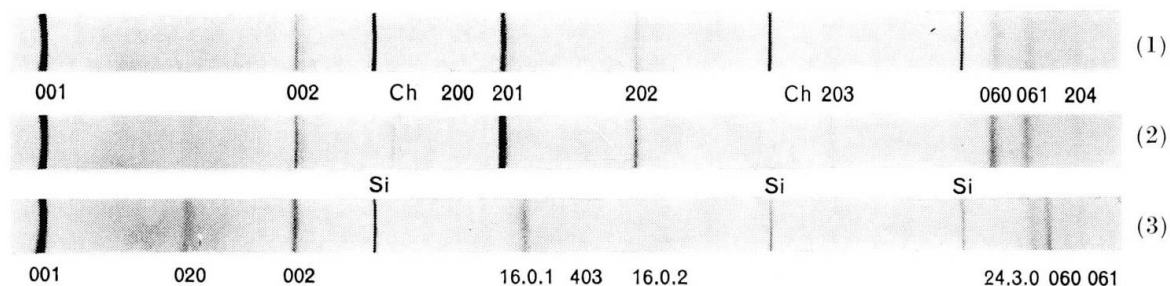


Fig. 2. Drei Pulverdiagramme von Kluft-Antigorit (3) und Greenalithen (1 u. 2, Gruba, siehe chem. Analysen Tab. 4). Bei den Greenalith-Diagrammen (orthohexagonal, $a_0 = 5,54 \text{ \AA}$) ist der Unterschied der Hauptreflexe 201, 202, 060 und 061 deutlich verschieden von den Kluft-Antigoritreflexen (3 monoklin, $a_0 = 43,5 \text{ \AA}$) 16.0.1, 16.0.2, 060 und 061.

Chemismus

Von den Ferro-Antigoriten (Cotschens, Fig. 9; röntgenographische Daten Tab. 3) konnte auf Grund der homogenen Gemenge eine nasschemische Analyse (Tab. 4) angefertigt werden. Mehrere Pulveraufnahmen mit verschiedenen langen Belichtungszeiten bestätigten die Reinheit der Analysensubstanz.

Herrn B. W. EVANS (Seattle) verdanken wir Mikrosondeanalysen (5-Kanal-Mikrosonde) verschiedener Greenalithaggregate (Tab. 4). Diesen Resultaten können wir entnehmen, dass die Oberhalbsteiner Greenalithe, obwohl sie den Pulverdiagrammen nach keine Antigoritstruktur besitzen, Übergangsglieder zwischen reinen Antigoriten und Greenalithen im Sinne der „Jenkinsite“ (FRONDEL, 1962) darstellen könnten. Erstaunlich ist, dass sich die randlich um Greenalith auftretenden Kluft-Antigorite (nach optischen Beobachtungen) chemisch kaum von den Greenalithen (Tab. 4) unterscheiden. Auf Grund der uns bekannten chemischen Daten vermuten wir bei ca. 50 Mol-% Greenalith einen Wechsel von der monoklinen Antigorit- zur orthohexagonalen Greenalithstruktur.

DTA- und TG-Aufnahmen

Für den neu bestimmten Ferro-Antigorit ist die erste schwach endotherme Reaktion gegenüber den eisenfreien Antigoriten um 50° nach 150°C verschoben. Der Gewichtsverlust beträgt ca. 1,5%. Die nicht recht erklärbbare 350° -Reaktion ist schwach ausgeprägt. Die äusserst breite, sich in drei Minima aufspaltende endotherme Reaktion zwischen 600 und 790° kann relativ schlecht interpretiert werden, da wahrscheinlich der hohe FeO-Gehalt Reaktionen her-

Tabelle 4

	Ferro- Antigorit (Cot- schens)	Jenken- sit (New York) *	Carta- gena Mineral **	Greena- lith (Mesabi Range) ***	Greenalithe Oberhalbstein			
					Rand (Gruba)	Zentrum	Rand (Cotschens)	Zentrum
SiO ₂	42,6	37,84	33,9	38,0	38,9	38,3	38,9	37,7
TiO ₂	—	?	1,1	—	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.
Al ₂ O ₃	4,6	0,48	2,4	—	1,3	2,6	1,0	2,6
Fe ₂ O ₃	1,55	?	4,4	8,40	}	27,7	29,3	26,4
FeO	10,75	21,03	40,3	46,56				
MnO	0,14	2,53	1,6	—	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.
MgO	28,2	25,00	2,7	—	20,9	19,7	21,9	20,8
CaO	0,05	?	0,4	—	≤0,01	≤0,01	≤0,03	≤0,01
Na ₂ O	0,1	?	1,1	—	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.
K ₂ O	0,1	?	0,3	—	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.
H ₂ O ⁺	} 11,8	13,29	10,2	7,04	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.
H ₂ O ⁻			1,3	—				
P ₂ O ₅	—	?	?	?	n.b.	n.b.	n.b.	n.b.
Summe	99,89	100,7	99,7	100,00	88,8	89,9	88,2	88,8

Analytiker: HEUSSER 1971 ITO 1955 MESSNER 1961 GRUNER 1936

EVANS 1971

Ferro-Antigorit: grüner, feinblättriger (in Garben und Fächern angeordneter) Kluft-Antigorit; mit Ilvait und Sulfiden verwachsen, siehe Fig. 9; Röntgendaten Tab. 3, DTA-Aufnahme Fig. 3; Vererzung Cotschens, Koord. 767.85/152.06.

* Jenkensit, New York (FRONDEL, 1962).

** Cartagena-Mineral (= Greenalith) FRIEDRICH (1962). Grüne, büschelförmige Aggregate auf Pyrit-Zinkblende-Bleiglanz-führenden Magnetiterzen der Sierra de Cartagena.

*** Greenalith, Mesabi Range (GRUNER, 1936).

Greenalithe Oberhalbstein:

Analysen mit 5-Kanal-Mikrosonde, Fe_{total} als FeO bestimmt.

Fehler jeder Bestimmung ±2%.

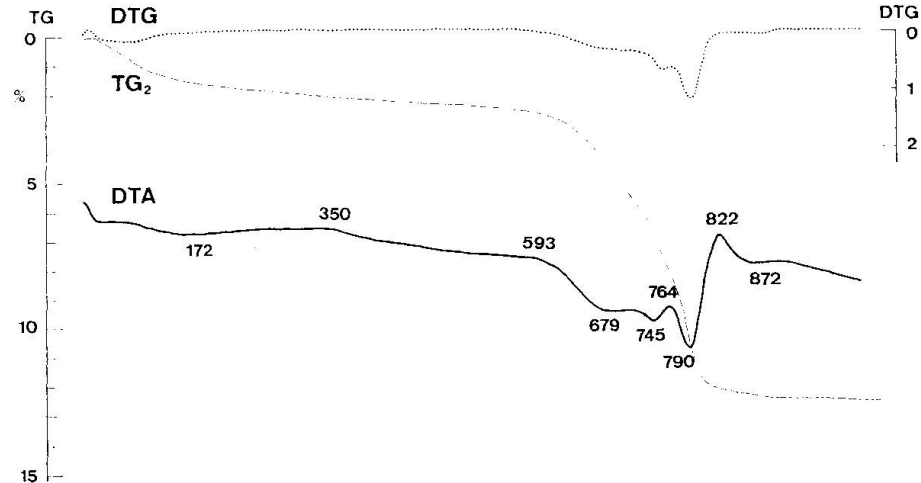
Gruba: feinste, blättrige Aggregate (Zentrum) auf Klüften, randlich umgeben von fraglichen Übergangsbildungen: Fe-Kluftantigorite-Greenalithe (bisher schwer indizierbare Reflexe); Röntgendaten der Greenalithe Tab. 3, DTA-Aufnahme Fig. 3; umgebende Mineralparagenese: Ilvait, Magnetit und Ni-Cu-Fe-Sulfide. Vererzung Gruba, Koord. 769.20/153.79

Cotschens: sphärolithische Greenalithaggregate (Zentrum), die randlich von Fe-Kluftantigoriten (nach optischen Kriterien) umgeben sind, ähnlich Fig. 10. Zugehörige Mineralparagenese: Ilvait, Magnetit, Andradit, z. T. Diopsid und Ni-Fe-Cu-Sulfide. Vererzung Cotschens, Koord. 767.14/152.07.

vorgerufen hat, die wir noch nicht mit dem Heizdiffraktometer überprüft haben. Der Gewichtsverlust scheint ebenfalls in drei Stufen zu erfolgen, wobei die schlagartige „antigoritische“ OH-Abgabe bei 790° erfolgt. Dementsprechend liegt auch nur eine eher schwache exotherme Reaktion, d. h. Rekristallisation in Forsterit bei 822°C vor. Die kleine endotherme Reaktion bei 872° können wir nicht deuten.

Das Greenalith-Gemenge der Probe D 1560_{II} (Vorkommen Gruba) enthielt geringe Verunreinigungen von Ilvait und Chalkopyrit. Auf Grund der feinfilzigen Verwachsungen zwischen diesen Mineralien ist es nahezu unmöglich, ein reines Greenalithpulver herzustellen.

Fe-Antigorit
DV 9



Greenalith
(+Spuren von Ilvait
und Chalcopyrit)
D 1560 II.

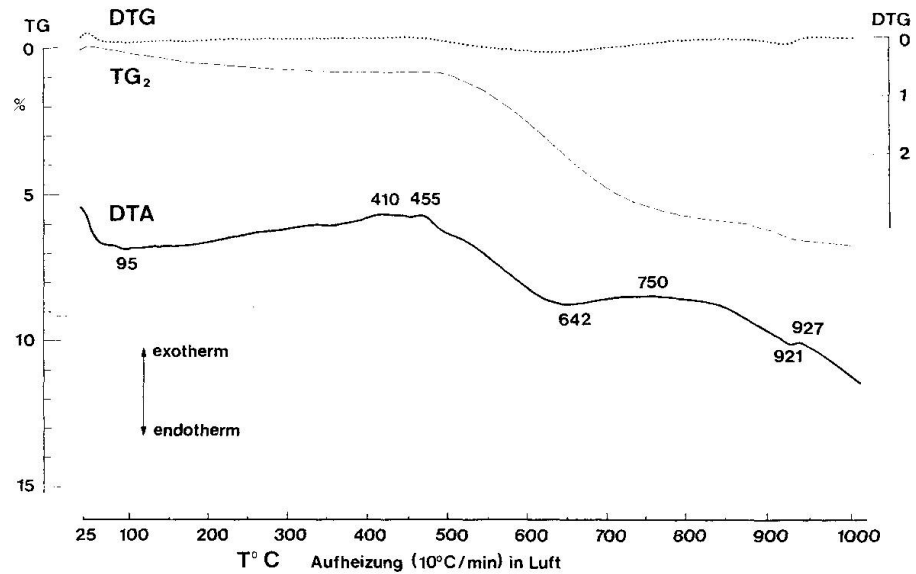


Fig. 3. DTA- und TG-Aufnahmen von Ferro-Antigorit und Greenalith.

Die DTA-Reaktionen sind wahrscheinlich deswegen atypisch ausgefallen. Bei 95° ist zwar eine sehr schwache endotherme Reaktion und spurenweiser Gewichtsverlust zu erkennen, zwischen 410 und 460° tritt eine bisher bei Serpentinmineralien nicht beobachtete exotherme Reaktion auf, die durch die Anwesenheit von Chalkopyrit hervorgerufen wird. Dieses Sulfid zeigt normalerweise zwischen 430 und 440°C eine stark exotherme Reaktion, d. h. es wird durch den Luftsauerstoff unter Gewichtszunahme oxydiert. Der freiwerdende Schwefel baut dadurch eine Gasphase auf, unter deren Bedingungen die weitem Reaktionen teilweise überdeckt werden. Der bei ca. 460° einsetzende Gewichtsverlust mit einem anschließenden Minimum bei 650° deutet auf Greenalith hin. FRIEDRICH (1962) erhielt für das „Cartagena-Mineral“, ein dem Greenalith nahestehender Ferro-Serpentin, eine stark endotherme Reaktion

bei 500°. Die letzte kleine endotherme Reaktion bei 921°, die nochmals von einem kleinen Gewichtsverlust begleitet wird, können wir noch nicht interpretieren. Erstaunlich ist, dass anhand der DTA-Kurve die Rekristallisation in Forsterit bei 800–820°C nicht stattgefunden hat. Möglicherweise ist diese Reaktion durch den freigewordenen Schwefel nicht in der DTA-Reaktion zum Ausdruck gekommen. Sie ist jedoch abgelaufen, da die bis auf 1000°C aufgeheizte Probe nach Abkühlung mit Hilfe einer Röntgenaufnahme als Forsterit diagnostiziert wurde. Daneben konnte im Pulverdiagramm Enstatit (evtl. Hypersthen) nachgewiesen werden.

GENESE

Aus den gesteinsbildenden Mineralien und Strukturen der Serpentine, Meta-Gabbros und Diabase bis Grünschiefer kann gefolgert werden, dass während oder kurz nach einer frühen tektonischen Hauptphase der alpinen Orogenese (wahrscheinlich in der Oberkreide) Druck und Temperatur genügend hoch waren, um die ursprünglichen Mineralbestände und Strukturen zu verändern.

In diese Zeit fielen wahrscheinlich die *Hauptausscheidungen* der Vererzungen. Lösungen, angereichert an Fe, Mg, Ca, SiO₂, H₂O, O₂ und CO₂ führten zur Bildung der Begleitminerale: Ilvait, Andradit, Aktinolith, farbloser bis grünlicher Diopsid, Antigorit, Greenalith und Magnetit.

Mobilisate von S₂, Fe, Cu, Ni, Co und Zn der primären Sulfide gelangten während dieser Metamorphose und Durchbewegung aus den ultrabasischen Massen und ihren basischen Begleitgesteinen in Migrationszonen (meist Störungs- und Überschiebungshorizonte) und wurden ausgeschieden.

Auf Grund der Lagerungsverhältnisse und Gefüge müssen für die Vererzungen Bildungsbedingungen eines offenen Systems angenommen werden, in dem vor allem Sauerstoff- und Schwefel- sowie H₂O- und CO₂-Fugazitäten eine bedeutende Rolle spielten. Je nach Änderung dieser Freiheitsgrade konnten Silikate, Oxide und Sulfide stabil werden (nach Ideen von KORZHINSKII, 1959; HOLLAND, 1965 und BARTHOLOME und DIMANCHE, 1967).

In einer letzten orogenen Phase zerbrachen die Mineralien teilweise und wurden durch neue Sulfide und Oxide verdrängt (Fig. 4 u. 6). Die Umwandlungen von hexagonalem in monoklinen Pyrrhotin und Troilit, in Markasit-Pyritgemenge sowie Bildungen von Neodigenit, Chalkosin, Covellin und Vallerit, eventuell auch Verdrängungen von Pentlandit und Linneit durch Bravoiit und Violarit gehören dazu.

Die Kluftminerale Chrysotil (inkl. 6-layer Orthochrysotil), eisenfreier Kluft-Antigorit, Talk sowie Brucit, Magnesit, Dolomit und Calcit stellen ebenfalls jüngere Bildungen dar, da sie sowohl die Klüfte stark tektonisierter

Serpentinite ausfüllen als auch die Kluft-Silikate, Oxide und Sulfide in den Vererzungen diskordant durchsetzen.

Die max. 30 Mio Jahre alte zentralalpine Regionalmetamorphose wird im Penninikum postdeformativ, also nach der Bildung des alpinen Deckenbaues angenommen. In ihrer östlichen Fortsetzung im Bereich des heutigen Oberhalbsteins nehmen wir Temperaturen zwischen 250 und 350°C an. Unter diesen Bedingungen laufen in Sulfidsystemen sehr viele Phasenumwandlungen ab. Aus diesem Grunde können nicht nur die postdeformativen Sulfidbildungen sondern möglicherweise auch die eisenhaltigen Magnesium- und Kalksilikate, Oxide und Sulfide der Hauptausscheidungsphase Abbilder der jungen Regionalmetamorphose darstellen.

Die vorliegende Arbeit wurde von folgenden Persönlichkeiten gefördert: Am Institut für Kristallographie und Petrographie der ETH-Zürich fertigte Herr R. Heusser freundlicherweise alle nasschemischen Analysen an. Die Herren PD Dr. G. Bayer und A. Rub waren bei den DTA-Aufnahmen behilflich. Einkristalluntersuchungen an Ilvaiten verdanke ich Herrn Dr. J. Felsche. Am Mineralogischen Institut der Universität Bern stellte mir Herr Professor Dr. Tj. Peters den Vickers-Härteprüfer zur Verfügung. Für die Durchsicht des Manuskriptes und kritische Diskussionen möchte ich ihm herzlich danken. Dankbar bin ich Herrn Professor Dr. B. W. Evans (Department of Geological Sciences, University of Washington, Seattle) für die Greenalith-Mikrosondeanalysen. Der Schweizerischen Geotechnischen Kommission, insbesondere ihrem Präsidenten, Herrn Professor Dr. F. de Quervain, schulde ich für finanzielle Unterstützung grossen Dank.

LITERATUR

- ANTUN, P., EL GORESY, A. und RAMDOHR, P. (1966): Ein neuartiger Typ „hydrothermaler“ Cu-Ni-Lagerstätten, mit Bemerkungen über die Mineralien: Vallerit, Mackinawit, Oregonit. *Mineralium Deposita* 2, 113–132.
- BARTHOLOME, P. and DIMANCHE, F. (1967): On the parageneses of ilvaite in Italian skarns. *Ann. Soc. Géol. Belgique*, 90, 1966/67, Bull. 5, 533–564.
- BARTHOLOME, P., DUCHESNE, J. C. et VAN DER PLAS, L. (1968): Sur une forme monoclinique de l'ilvaite. *Ann. Soc. Géol. Belgique*, T. 90, 1966/67, Bull. 10, 779–788.
- BELOV, N. V. und MOKEJEVA, V. I. (1954): Kristallicheskaya Struktura ilvaita. *Trudy instituta kristallographie Akademii. Nauk, SSSR*, 9, 47–102.
- COCCO, G. e GARAVELLI, C. (1954): Studio di alcuni problemi geochimici relativi al giacimento di ferro di capo calamita (Elba). *Rendiconti della Soc. Min. Ital.*, Anno X, 269–350.
- DIETRICH, V. und PETERS, Tj. (1971): Regionale Verteilung der Mg-Phyllosilikate in den Serpentiniten des Oberhalbsteins. *Schweiz. Miner. Petr. Mitt.* 51, 2 u. 3, 329–348.
- DIETRICH, V. (1972): Die sulfidischen Vererzungen in den Oberhalbsteiner Serpentiniten. Ein Beitrag zur Kenntnis der alpinen Metamorphose und des Gebirgsbaues im südlichen Graubünden. *Beitr. Geol. Schweiz, Geotechn. Ser.*, Lfg. 49.
- FRIEDRICH, G. (1962): Über ein dem Greenalith nahestehendes Mineral der Serpentin-Gruppe aus den subvulkanisch-hydrothermalen Erzvorkommen der Sierra de Cartagena in Spanien. *Beitr. Miner. Petrogr.* 8, 189–198.

- FRONDEL, C. (1962): Ferroan antigorite (Jenkensite). *Amer. Miner.*, *47*, 783–785.
- GRAMLING-MENDE, I. (1942): Über den Lievrit von Campiglia Maritima in Toskana. *Zentralbl. Min., Abt. A/1 Mineralogie und Petrographie*, 107–110.
- GRUNER, J. W. (1936): The structure and chemical composition of greenalite. *Amer. Miner.*, *21*, 449–455.
- HOLLAND, H. D. (1956): Some applications of thermochemical data to problems of ore deposits. I Stability relations among the oxydes, sulfides, sulfates and carbonates of ore and gangue minerals. *Econ. Geol.* *54*, 184–233.
- (1965): Some applications of thermochemical data to problems of ore deposits. II Mineral assemblages and the composition of ore-forming fluids. *Econ. Geol.* *60*, 1101 to 1166.
- KORZHINSKII, D. S. (1959): Physicochemical basis of the analysis of the paragenesis of minerals. New York, Consultants Bureau, 142 p.
- KUNZE, G. (1961): Antigorit. Strukturtheoretische Grundlagen und ihre praktische Bedeutung für die weitere Serpentin-Forschung. *Fortschr. Mineral.* *39*, 2, 206–324.
- LEONARD, B. F., HILDEBRAND, F. A. and VLISIDIS, A. C. (1962): Members of the ludwigite-vonsenite series and their distinction from ilvaite. *Buddington Volume, Geol. Soc. America*, 523–568.
- NELSON, B. W. and ROY, R. (1958): Synthesis of the chlorites and their structural and chemical constitution. *Amer. Mineral.* *43*, 707–725.
- STRUNZ, H. (1937): Über Kristallographie und chemische Zusammensetzung von Lawsonit und Lievrit. *Ztschr. Krist.* *96*, 504–506.
- (1970): *Mineralogische Tabellen*. 5. Aufl., Akademische Verlagsgesellschaft Geest & Portig K.-G. Leipzig, 621 S.
- TAKEUCHI, Y. (1948): The crystal structure of lievrite. $\text{HCaFe}^{3+}\text{Fe}_2^{2+}\text{Si}_2\text{O}_9$: x-rays, Vol. 5, 1–2, 8–14 (japanisch mit englischem Abstract).
- TSCHERMAK, G. (1890): Die Chlorit-Gruppe. *Sitz.-Ber. Akad. Wiss. Wien, Abt. I* *99*, 174–266.
- WINCHELL, A. N. and H. (1951): *Elements of optical mineralogy*. John Wiley & Sons, Inc. New York, 551 p.

Manuskript eingegangen am 9. Oktober 1971.

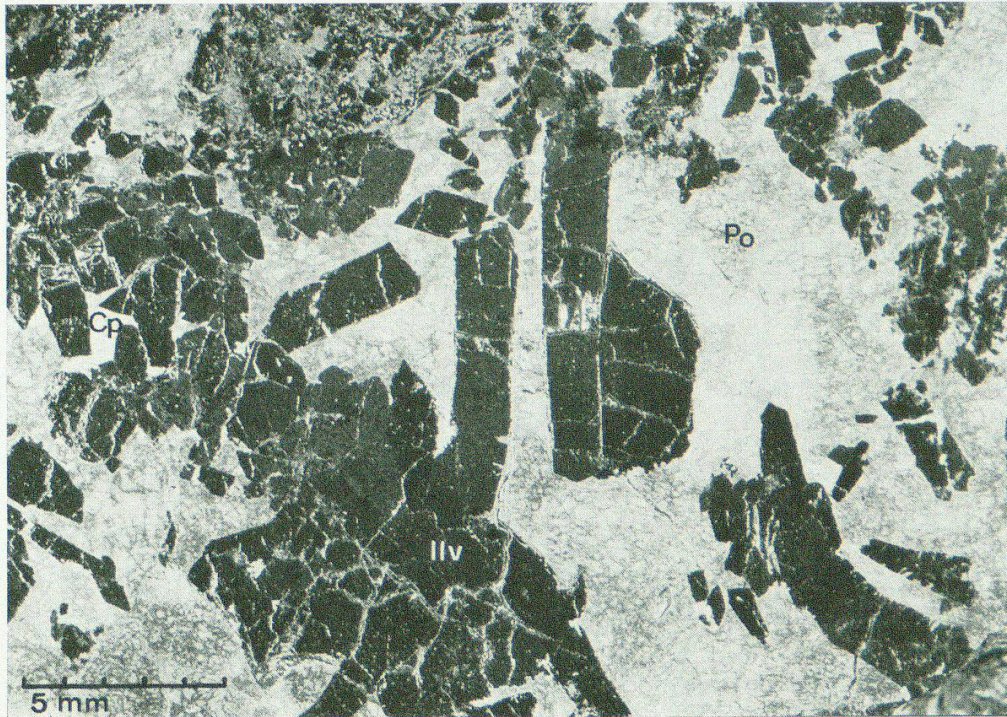


Fig. 4. Idiomorphe Ilvaitkristalle und -aggregate (Ilv mit verschiedenen Orientierungen im angeschliffenen Handstück. Vorkommen Gruba, südöstlich Sur. Man erkennt die nach der c-Achse säuligen Kristalle, eine gute Spaltbarkeit nach (001) und eine deutliche Spaltbarkeit (010), z. T. aber auch den muscheligen Bruch sowie einzelne Kopfschnitte und Prismenflächen (110 und 120). Diese Probe enthält die grössten, bisher von uns gefundenen Ilvaitkristalle, welche in einer recht stark zerbrochenen, körnigen Masse von Pyrrhotin (Po, hellgrau) und Chalkopyrit (Cp, weisse Zwickel im Ilvait) liegen. Die Sulfide scheinen eher sekundärer Natur zu sein, da sie den Ilvait einerseits auf Zwickeln und Klüften durchsetzen, andererseits in den feinsten Ilvaitaggregaten typische Verdrängungserscheinungen zeigen. Vergrößerung $4 \times$.

TAFEL II

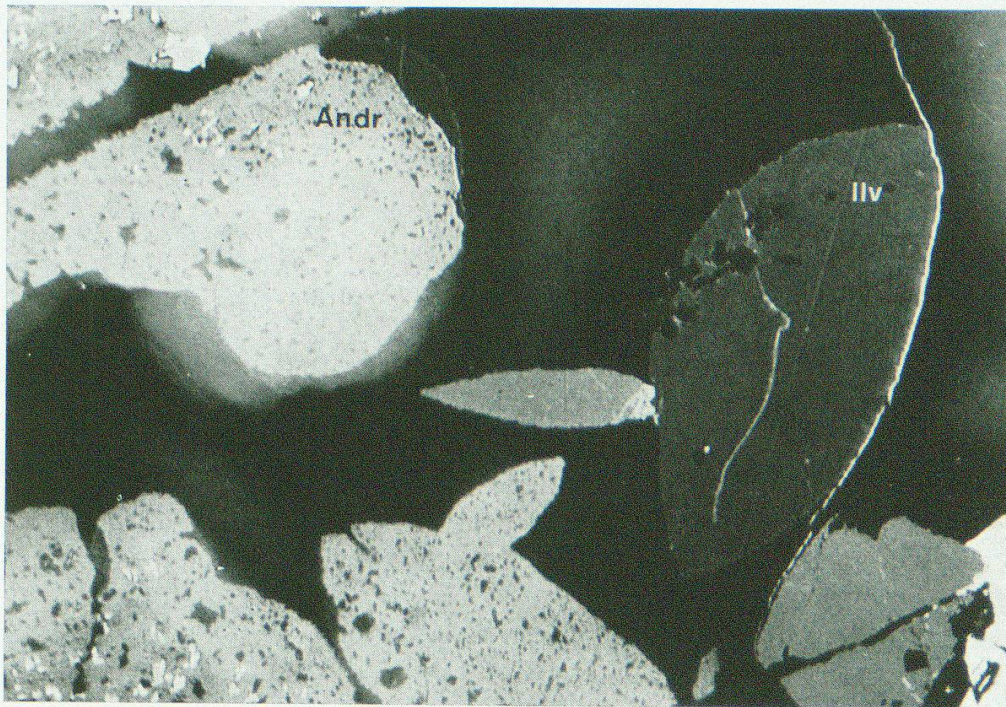


Fig. 5. Ilvait-Kristalle im Erzanschliff (Vorkommen Cotschens). Die Ilvaite zeigen oft abgerundete linsenförmige Querschnitte. Der unterschiedliche Grauton beruht auf dem starken Reflexionspleochroismus (grau // a und b, blau // c). Hellgrau erscheinen Andraditaggregate (mit weissen Innenreflexen), weiss Magnetit und schwarz die serpentinitische Grundmasse. Vergr. 315 × ohne gekreuzte Nicols in Öl.



Fig. 6. Ilvait-Sulfid-Gefüge (Vorkommen Cotschens, Westufer Marmoreraasee). Einzelne lappig-unregelmässige Ilvaite (Ilv) werden von Sulfiden (Pyrrhotin Po, Chalkopyrit Cp und Bravoit Br) verdrängt. Vergr. 350 × ohne gekreuzte Nicols in Öl.

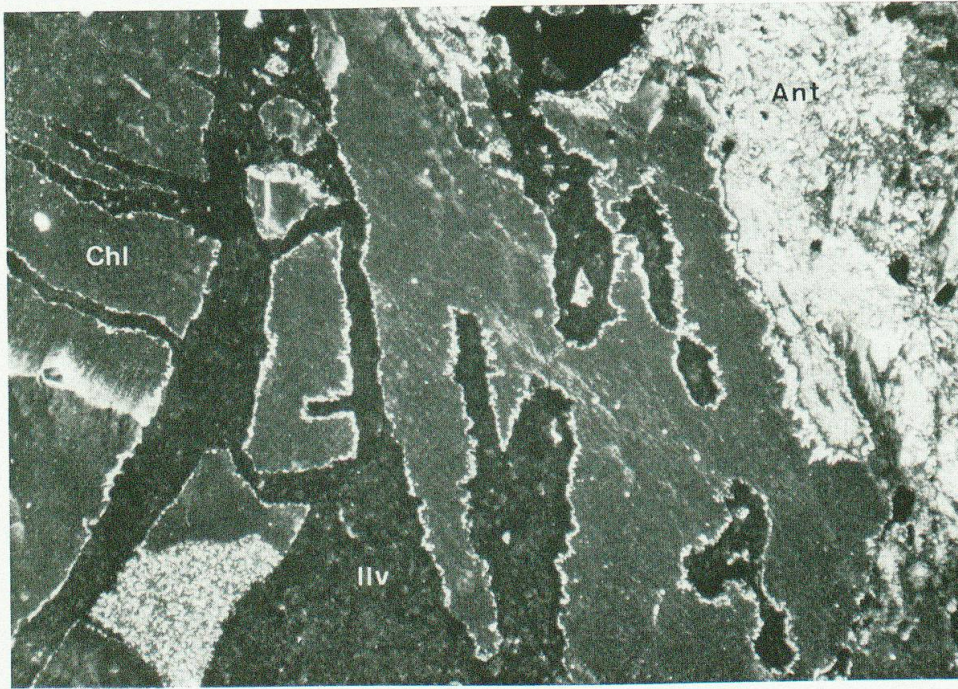


Fig. 7. Ilvait-Aggregate im Dünnschliff (Vorkommen Cotschens). In einem isotropen Chlorit-aggregat (dunkelgrau, Chl) liegen zwei Generationen Ilvaitaggregate (1. Generation: schwarz, d. h. nahezu opak; 2. Generation: hellgraue Säume, d. h. semiopak). Vergr. $51 \times$ mit gekreuzten Nicols.

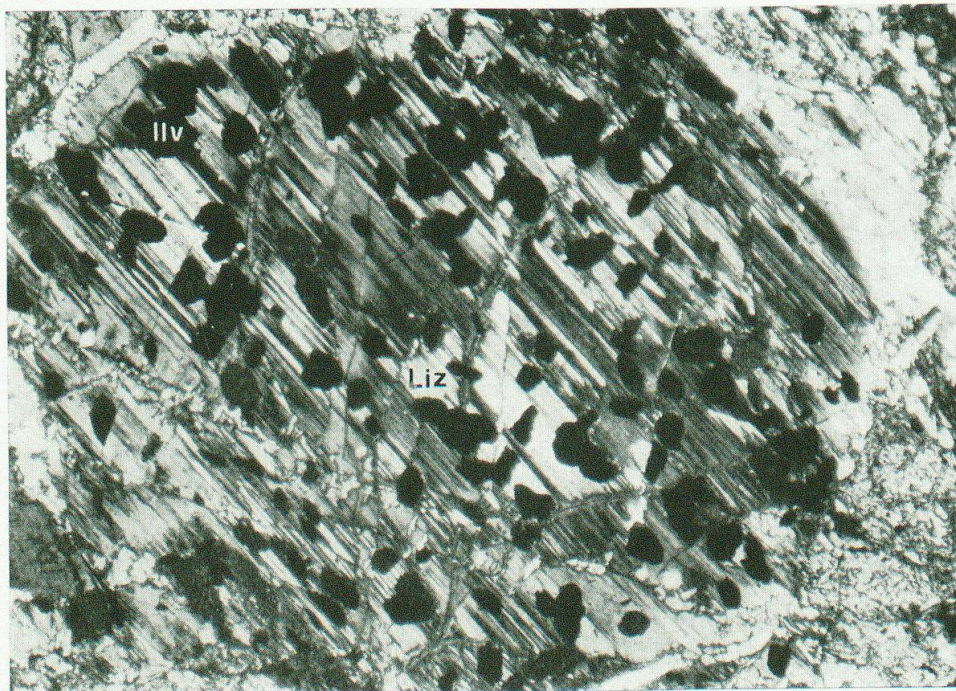


Fig. 8. Ilvaite als opake Körner (schwarz), die einen ehemaligen Orthopyroxen mit ausgeprägter Absonderung // (100) durchsetzen, welcher vollständig in Lizardit umgewandelt ist. Nebengestein ist ein verruschelter Maschenserpentinit, der von vielen Antigoritklüften durchzogen wird. Vorkommen Cotschens, Vergr. $52 \times$ mit gekreuzten Nicols.

TAFEL IV

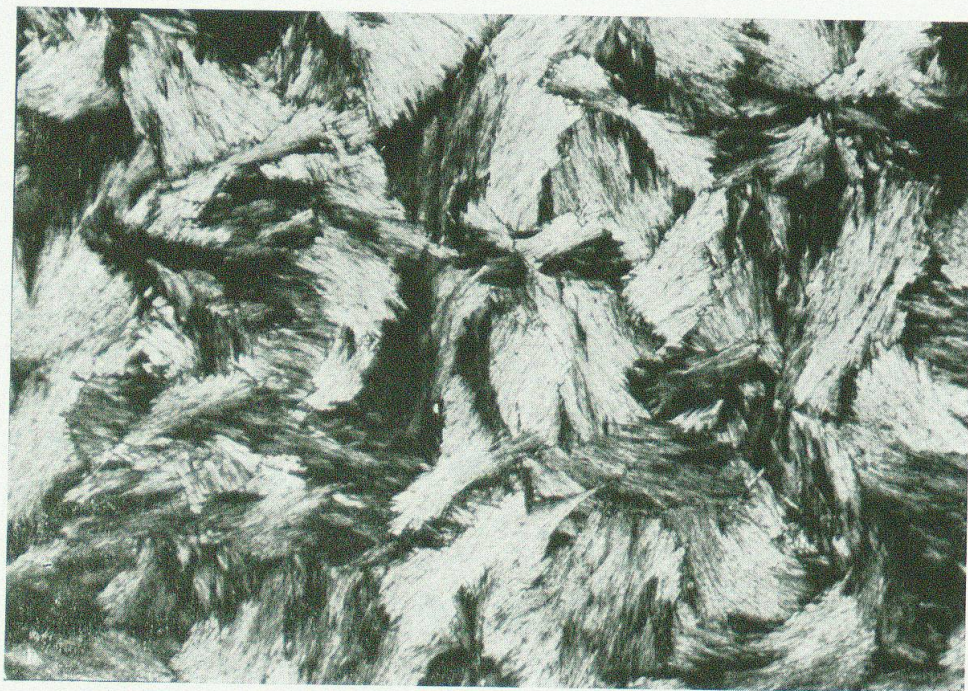


Fig. 9. Ferro-Antigorit, Koord. 767.60/152.07 (Vererzung Cotschens). In den durch Ilvait stark vererzten Partien treten radialstrahlig-konzentrische und büschelige Aggregate eines Serpentinminerals auf, welches röntgenographisch als ein Antigorit (Tab. 3) erkannt wurde. Der Chemismus ist auf Tab. 4 und die DTA-Reaktion auf Fig. 3 dargestellt. Vergrößerung $50\times$ mit gekreuzten Nicols.

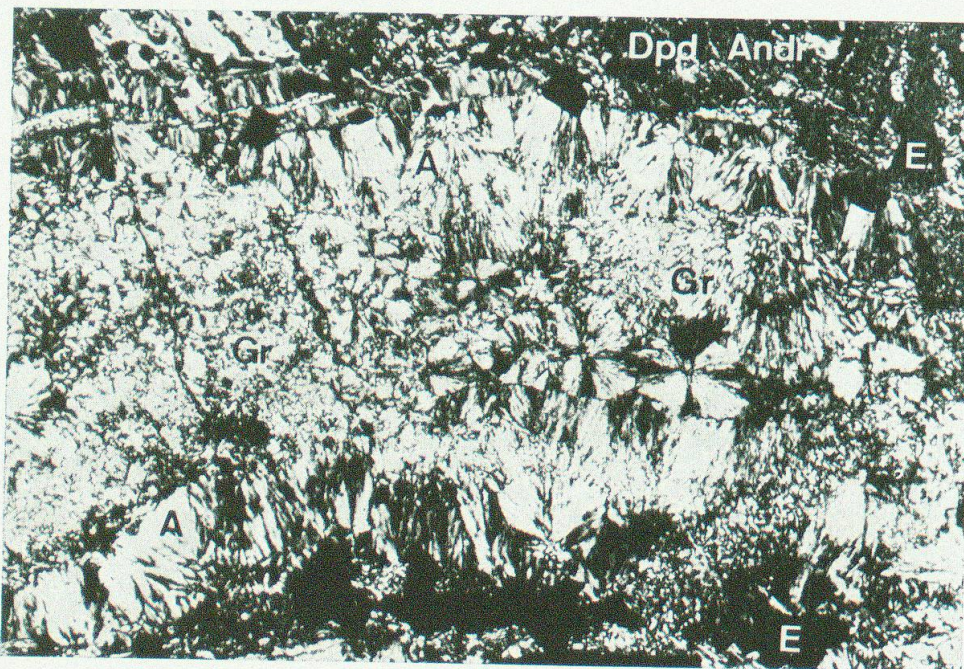


Fig. 10. Fe-Kluft-Antigorit - Greenalith-Gemenge. Koord. 768.04/152.92 (Marmoreraasee, vererzte Zone). Randlich semiopake bis opake Aggregate von Erz (E), Andradit (Andr) und Diopsid (Dpd). Nach optischen Bestimmungen liegen im Zentrum der Abbildung Greenalithaggregate (Gr), während die Randpartien eher aus eisenreichen Kluft-Antigoriten (A) zu bestehen scheinen. Mikrosondeanalysen ergaben jedoch nur geringe chemische Abweichungen (Tab. 4). Vergr. $135\times$ mit gekreuzten Nicols.