

folia

MUSEI RERUM NATURALIUM
BOHEMIAE OCCIDENTALIS

Pavel Mrázek, Viktor Fiala

Die hydrothermalen
Verwandlungsminerale der Lagerstätte
Zadní Chodov

Pavel Mrázek — Viktor Fiala

Die hydrothermalen Verwandlungsminerale
der Lagerstätte Zadní Chodov

Plzeň 1979

FOLIA MUSEI RERUM NATURALIUM BOHEMIAE OCCIDENTALIS, PLZEŇ
Folia musei rerum natur. Bohemiae occident., Plzeň. Geologica

Recensent: Dr. Arnošt Dudek, CSC. 1971. 12. 10.

EINLEITUNG

Die hydrothermale metasomatische Erzlagerstätte Zadrň Chodov liegt im Mittelteil des Bruches von Zadrň Chodov [von Chodov], der sich am westlichen Rand des nördlichen Teils des Bor-Massivs entlang der submeridionalen Richtung in Gesteinen der vielfältigen Serie des Moldanubikum des Böhmerwaldes hinzieht.

Von den durch Metamorphosen entstandenen Gesteinen sind hier vor allem verschiedene Abarten der Paragneise vertreten (blottische, sillimanitische, cordieritische und quarzitische Paragneise mit ihren Übergangstypen), weniger dann die quarzitischen Gesteine (Paragneisquarzite, Quarzite) und amphibolische Gesteine (amphibolische Gneise, Amphibolite, amphibolitisch-erlansche Siromatite). An magmatischem Tiefengestein findet man Granit, Granodiorit, Quartzdiorit und Diorit vor. Ganggesteine wie Aplite, Lamprophyre und Pegmatite sind verhältnismässig wenig verbreitet.

Die petrographischen Merkmale dieser Gesteine wurden in den Arbeiten von POLI-KARPOVA-RAKSCHINSKAJA (1960) und BRODIN et al. (1976) behandelt, wodurch es möglich wurde, auch die Veränderungen zuverlässig in das richtige Verhältnis zu den Veränderungen der Umgebung der Gänge einzugliedern, die sonst den Eindruck machen konnten, es handle sich um ein schwaches Stadium regional retrograder Metamorphosen — z. B. Chloritisierung und Epidotisierung.

Die Gesteine der Umgebung des Bruches sind durch die Aktivität der hydrothermalen Lösungen stark beeinflusst, und zwar bis in die Entfernung einiger -zig Meter. Untersuchungen der auf diese Weise hydrothermal verwandelten Gesteine (FIALA — MRÁZEK 1979) haben gezeigt, dass es sich um eine stark propylitische Veränderung mit folgenderfazialer Gliederung handelt:

der äusseren Wandlungsgürtel (reicht bis zu mehreren -zig Metern von der Dislokation):

Fazies Chlorit — Serizit,
Subfazies Chlorit — Serizit — Zeolith;

der mittleren Wandlungsgürtel (reicht bis zu einigen Metern von der Dislokation):

Fazies Chlorit — Serizit — Albit,
Subfazies Epidot,
Subfazies Epidot — Argillith;

der inneren Wandlungsgürtel (bezieht in sich die Mineralausfüllung der Dislokation — die Zone s.s., und die stark verwandelten Flankengesteine bis zu nicht ganz einem Meter Entfernung):

Fazies Chlorit — Serizit — Leukoxen,
Fazies Chlorit — Quarz — Leukoxen,
Fazies Chlorit.

Der ursprüngliche Charakter kann mikroskopisch mit Bestimmtheit nur bei den Gesteinen der äusseren Wandlungsgürtel ermittelt werden, bei den Gesteinen der mittleren Wandlungsgürtel weniger zuverlässig. Im inneren Wandlungsgürtel kann man nicht mehr erkennen, um welches Gestein es sich ursprünglich handelte. Deshalb sind auch

die Bezeichnungen der Ursprungsgesteine an den mikrophotographischen Illustrationen weggelassen.

Die hier vorgelegte Studie legt die grundlegenden Eigenschaften der durch hydrothermale Verwandlung bedingten Mineralisation der Gesteine der Lagerstätte dar. Die Ergebnisse früherer Forschungen und Studien weiterer Eigenschaften hydrothermal veränderter Gesteine sind in den Arbeiten der erwähnten Autoren enthalten.

DIE CHARAKTERISTIK HYDROTHERMALER WANDLUNGSMINERALE

Mikroskopische Untersuchungen von etwa 350 Gesteinsproben haben zusammen mit einigen makroskopischen Beobachtungen gezeigt, dass die Wandlungsminerale nach Verbreitung und Regelmässigkeit ihres Vorkommens in den abgewandelten Gesteinen eingeteilt werden können.

Als wesentliche Wandlungsminerale bezeichnen wir diejenigen, die regelmässig und in Mengen von 10% bis über 90% der Gesteinsmenge vorkommen. Sie entsprechen am besten den typomorphen Mineralen im Sinne der Konzeption von KASIZYN [1966].

Begleitende Wandlungsminerale kommen regelmässig in mindestens akzessorischen Mengen, aber auch bis zu einigen Volumen-% vor. Mengen von mehr als 10% Volumen sind aber bei ihnen selten.

Minerale, die zwar für die gegebene Verwandlung charakteristisch sein können, die aber nur unregelmässig auftreten, und die in akzessorischen Mengen, höchstens aber mit einigen wenigen Volumen-% vertreten sind, bezeichnen wir als fakultativ.

Alle Wandlungsminerale können wir als neugebildet betrachten, aber je nach der Art ihrer Entstehung können wir die pseudomorphierenden (die die älteren Minerale des Gesteins unter Einhaltung deren Granulation ersetzen) von den freineugebildeten unterscheiden (bei denen die Granulation der verdrängten Minerale nicht erhalten geblieben ist).

Epitaktische Erscheinungen bilden in den untersuchten Verwandlungen eher die Ausnahme. Die Regel ist die Entstehung von Wandlungsmineralen in der Form kleiner Gänge.

Die wesentlichen Wandlungsminerale

Serizit. Wahrscheinlich benutzt man hier diese Bezeichnung für Tonminerale der Reihe Illit — Hydromuskovit — Serizit in Übereinstimmung mit der Arbeit von BRODIN et al. [1976]. Man kann deutlich zwei Generationen dieses Minerals unterscheiden.

Serizit I findet sich in kleinen, fast klaren Schüppchen der Grössenordnung 0,00x — 0,0x mm im Plagioklas, der durch den Serizit vollständig pseudomorphiert sein kann. Dem Serizit I entspricht auch das Mineral, das vorwiegend die Körner des Cordierit pseudomorphiert.

Serizit II bildet klare Schuppen, die in grösseren Anhäufungen etwas grünlich wirken, und deren Grösse meistens um die Ordnung 0,0x mm schwankt. Bei intensiver Serizitisation können diese kleinen Schuppen gröber werden und die Grössenordnung 0,x mm erreichen, ausnahmsweise sogar bis zu etwa 1 mm; sie erinnern dann an Muskovit, von dem sie sich aber durch weniger ausgeprägte Interferenzfarben unterscheiden.

Serizit II verbreitet sich im verwandelten Gestein einerseits den mikroskopischen Rissen folgend als kleine Gänge, andererseits freineugebildet auch als Nachfolger von Serizit I, wobei er den älteren Quarz und Kalifeldspat verdrängt und den Biotit und seine

Chlorit-I-pseudomorphosen umschliesst. Es wurden auch Gebilde beobachtet, die Reaktionsränder zwischen Serizit I und Klinzoisit, sowie Glomeraten von Serizit II ähneln. Mikroskopische Gänge können auch in verhältnismässig schwach hydrothermal beeinflussten Gesteinen in grösseren Entfernungen von der Zone s. s. vorkommen.

Der Höhepunkt der Ausbildung von Serizit II korrespondiert offensichtlich mit dem Anfang der Entstehung von Quarz II (siehe unten), sodass man stellenweise eine leichte Korrosion des Quarz II durch dieses Mineral beobachten kann. In progressiven Verwitterungsphasen verdrängt der Quarz II im Gegenteil allen neugebildeten Serizit, oder er presst ihn zu verbogenen bis eiförmigen Globulen zusammen, in deren inneren Teilen sich noch Relikte von Biotit und älterem Quarz befinden können. Offenbar ist so eine „Serizitverpackung“ der eingeschlossenen Relikte eine wirksame Schutzbarriere gegen weitere Korrosion durch Quarz II.

In den Globulen wurde in einigen Fällen organische Substanz festgestellt.

Quarz. Wenn wir den ursprünglichen Quarz im Gestein als Quarz I bezeichnen, liegt es nahe, den neugebildeten Quarz als *Quarz II* zu bezeichnen. Er bildet klare hypidiomorphe Körner ohne Spuren undulösen Lösens. In grösseren Exemplaren -- in der Ordnung 0,5 mm bis über 1 mm -- treten Lösungen auf, die ihr mosaikartiges Wachstum zeigen, ähnlich dem, was OSSINSKI (1968) beschreibt. Oft vererbt er die Deformationsstrukturen älteren Quarzes, und nach und nach verdrängt er neugebildeten Albit. Er kann auch die Relikte ursprünglicher Spate pseudomorphieren. Selbst wird er normaler Weise oft vom Chlorit II, von Karbonat und von Limonit verdrängt.

Mikroskopische Quarz-II-Gänge kommen manchmal auch noch in verhältnismässig grossen Entfernungen grösserer Zonen s. s. vor, manchmal zusammen mit weiteren neugebildeten Mineralen [Serizit II, Chlorit II, Albit usw.].

Quarz II findet man in verwandelten Gesteinen regelmässig frei neugebildet in nestartigen Häufungen bis zu unscharfen Gängen, von denen aus er in die Umgebung diffundiert.

Es gibt Anzeichen dafür, dass die Silifizierung auch mit dem Umkristallisieren älteren Quarzes beginnen kann, das kann zwar unter dem Mikroskop nicht immer deutlich festgestellt werden, kann sich aber durch fortschreitende Vererbung z. B. der Mörtelstruktur älteren Quarzes äussern.

Seltener beobachtet man kleinere Gänge des jüngeren feinkörnigen *Quarz III*, die Quarz II und andere Minerale durchdringen, daraus kann geschlossen werden, dass der neugebildete Quarz in den zwei Generationen Quarz II und Quarz III entstanden ist. Die Existenz dieses jüngeren neugebildeten Quarz III steht in gutem Einklang mit den bisherigen Forschungsergebnissen.

Chlorit. Der älteste *Chlorit I* bildet hellgrüne, leicht pleochroische Blätter, die den Biotit ersetzen, welcher durch Chlorit I nach und nach vollständig pseudomorphiert wurde. Dieser Prozess wird von der Entstehung von Ti-Mineralen und stellenweise auch Hämatit begleitet.

Chlorit II verdrängt in der Nähe der Zone s. s. die Überreste aller ursprünglichen Minerale und zum grössten Teil auch die neugebildeten Minerale. Je nach Form und Farbe der Aggregate kann man einige Arten der frei neugebildeten Chlorite unterscheiden, die auch einige nahe beieinanderliegende Generationen repräsentieren können.

Am verbreitetsten ist der unregelmässig verkäult Chlorit, blässgrün, zwischen den Verkrenzungen der Nikole fast schwarz, der hauptsächlich Spate verdrängt, und der sich auch entlang der Intergranularen ausbreitet. In dieser sozusagen Grundmasse des Chlorits findet man ab und zu Chlorit satter hellgrüner Farbe vom Typus des Leucocrierit (bazillar, wurmartig), *Chlorit II 1* -- mit gut ausgebildetem Aggregataufbau, einer indigoblauen Interferenzfarbe und einer Aggregatgrösse bis zu 0,2 mm.

Die Chloritknäuel und neugebildeten Quarz durchstossen häufig kleine Chloritgänge mit gut ausgebildeten fächerförmigen bis fächerartig geblätternen Aggregaten (fast radial strahlenförmigen) — *Chlorit II v*, deren Grösse sich innerhalb der nach oben gerichteten Ordnung 0,1 mm hält. Die Farben dieser Aggregate sind mehr oder weniger ausgeprägt blaugrün, auch ein ausdrücklicheres Hellgrün, die Interferenzfarben sind grau, anomal indigoblau bis Lilabraun. An einigen Stellen kann man beobachten, wie sich dieser Chlorit in kleinen schuppenartigen, isomorphen Kristallen auszubilden beginnt. Die beschriebenen Aggregate bilden sich erst in späteren Phasen seiner Entwicklung aus. Dieser Chlorit verdrängt besonders deutlich den Quarz II.

In geringerem Masse treten feinkörnige Chlorite auf, einerseits ein vollständig klarer, welcher dann an die bereits beschriebenen Arten anwächst, andererseits seltener ein schmutzig olivenbraungrüner, beide zwischen den gekreuzten Nikolen fast schwarz. Sie sind oft in Assoziation mit organischer Substanz.

Chlorit I ist in den ersten Phasen der Entstehung des Chlorit II gut zu unterscheiden, bei intensiver Chloritisierung des Gesteins verlieren sich dann seine Konturen. Die morphologische Vielseitigkeit des frei neugebildeten Chlorits scheint anzudeuten, dass sich seine Entstehung in mehreren, dicht aufeinanderfolgenden Intervallen vollzogen haben mag.

Man kann an einigen Stellen kleine, scharf abgegrenzte Gänge des jüngsten *Chlorit II* sehen, die alle vorangehenden Minerale durchlaufen.

Die Entstehung der grossen Chloritmengen in den Zeilen s. s. erforderte offensichtlich eine Zufuhr von Mg^{2+} und Fe^{2+} durch hydrothermale Lösungen.

Albit. In verwandelten Gesteinen erscheint er meistens in geringeren Mengen, nicht sehr regelmässig, grössere Kumulationen neugebildeten Albits sind selten. Durch dieses Vorkommen nähert er sich bereits den fakultativen Mineralen. Der Inhalt der Albitkomponente hält sich im Bereich von 10–15%.

Insofern wir aus systematischen Gründen für das ursprüngliche Mineral im Gestein die Bezeichnung Albit I reservieren, können wir als *Albit II* jenen neugebildeten Albit bezeichnen, der die Kalifeldspate pseudomorphiert.

Die Albitisierung der Kalifeldspate breitet sich von den peritischen Segregaten her über das Korn des Spates aus, bis es dieses ausfüllt, während in diesem gleichzeitig eine weisse Trübung auftritt, die aber die Beobachtung des Kornes im durchtretenden Licht nicht behindert. Die Albitisierung der Kalifeldspate kann in vier Intensitätsstufen eingeteilt werden, dies in Übereinstimmung mit Beobachtungen eines ähnlichen Prozesses in den verwandelten Gesteinen der Lagerstätte Okrouhla Radouš (FIALA 1977).

Albit III, auch Schachbrettalbit genannt [Schachmatny — SOKOLOVA—KOROLEW 1959, KASHDAN 1967], wurde nur sehr vereinzelt gefunden, wo er epitaktisch auf Albit II entstanden ist. Die Löschung dieses Albits erinnert etwas an ein Schachbrett.

Albit IV hat gut ausgebildete säulen- bis nadelförmige Kristalle der Grössen um 0,1 mm, die sich in nestartigen und gefächerten Häufungen gruppieren. Die Zwillingslamellen haben oft unscharfe Konturen. Diese Art des Albits ist ein frei neugebildetes Mineral, das keine epitaktischen Beziehungen mehr zu den ursprünglichen Spaten der Gesteine hat.

Die gebündelten Kristallhäufungen des Albit IV können geblätternem Cleveandit nahe stehen (*Albit IV c*).

Ausser den bereits beschriebenen Formen kommt Albit auch in kleinen Gängen vor, die die mikroskopischen und submikroskopischen Risse im Gestein verfolgen (oft in Begleitung von Quarz II), und bildet dann unregelmässig begrenzte, fast isometrische Kristalle bis zu 0,1 mm Grösse mit undeutlichen Zwillingslamellen.

Mikrotafelartiger (leistonartiger) Albit wurde nicht in einem einzigen Fall beobachtet, allerdings wurde er in früheren Studien beschrieben (BRODIN et al. 1975).

HYDROTHERMÁLNE -- ALTERAČNÍ MINERÁLY LOŽISKA ZADNÍ CHODOV

Mikroskopické studium silně propyliticky alterovaných hornin ložiska Zadní Chodov, spolu s některými makroskopickými pozorováními, umožnilo jednak rozdělení hydrotermálně alteračních minerálů podle jejich významu a rozšíření na hlavní, vedlejší a fakultativní minerály, jednak popsat některé jejich základní vlastnosti a vztahy.

Pro danou alteraci je charakteristický mineralizační vývoj počínající vznikem chloritu I + sericitu I, pokračující přes sericit II a křemen II, a vrcholící intenzívní tvorbou chloritu II. Hydrotermálními roztoky nejméně postižené horniny jsou zcela chloritizované.

Některé alterační minerály jeví znaky opakovaně hydrotermální redistribuce, jež spojují vznikem mladších alteračních minerálů -- epidotem II, zeolity, karbonáty a d. -- svědčí o mladší hydrotermálně mineralizační činnosti, již byly silně propyliticky alterované horniny znovu postiženy.

Anschrift der Verfassers:

RNDr. Pavel Mrázek,

Ústřední Ústav Geologický,

Hradební 9, 110 00 Praha 1 (Sokolovská 197, 190 00 Praha 9).

RNDr. Viktor Fiala, CSc.,

Uranové doly západní Čechy, k. p.,

348 12 Zadní Chodov (Moskevská 37, 360 00 Karlovy Vary).

Übersetzung: Werner Herold.

Die Abkürzungen der Mineralnamen, wie sie in der Tafel und den Abbildungen angewendet wurden:

Ab	Albit
Ad	Adular
Ap	Apatit
Arg	Minerale der Gruppe der Kaolinite oder Smectite
Bit	Bituminöse Substanz
Car	Karbonat
Ep	Epidot
Gr	Granat
Hm	Hämatit
Ch	Chlorit
Kfs	Kalifeldspat
Lx	Leukoxen
Org	Organische Substanz
Pin	Pinit
Py	Pyrit
Q	Quarz
Sag	Sagenit
Scf	Serizit
Sil	Sillimanit
Ze	Zeolith

T a f e l 1. Verwandlungsschema der ursprünglichen Minerale der Gesteine.

Nicht verwandelte Gesteine	Äusserer Wandlungsgürtel	Mittlerer Wandlungsgürtel	Innerer Wandlungsgürtel	
			Flankengesteine	Zone s. s.
Kalifeldspat	Arg	Ab II Sct II	Q II Sct II Ch II	Ch II + {Q II} + {Sct II} + {Ap II} + {Lx II} + Org
Plagioklas	Sct I Arg	Sct II {Ab III}	Sct II Q II Ch II	
Biotit	Ch I + Lx + Sag	{Ep} + Lx + Sag + {Hm} {Sct II}	Ch I mit Übergang zu Ch II, Lx {Sct II}	
Magnetit	Lx	Lx	Lx	
Cordierit	Pin	Pin	Ch II + Sct II	
Quarz		Ab III	Q II Q II	
Granat		Ch + {Sct}	Ch II	
Muskovit		Sct	Sct II	
Apatit		korrodiert	{Ap II}	
Amphibol		Ch + {Ep}	Ch II	
Pyroxen		Ch + {Ep}	Ch II	
Sillimanit			Sct gesprengt Q II	

BILDER — BEILAGE

(Abb. No. 1 — 35)

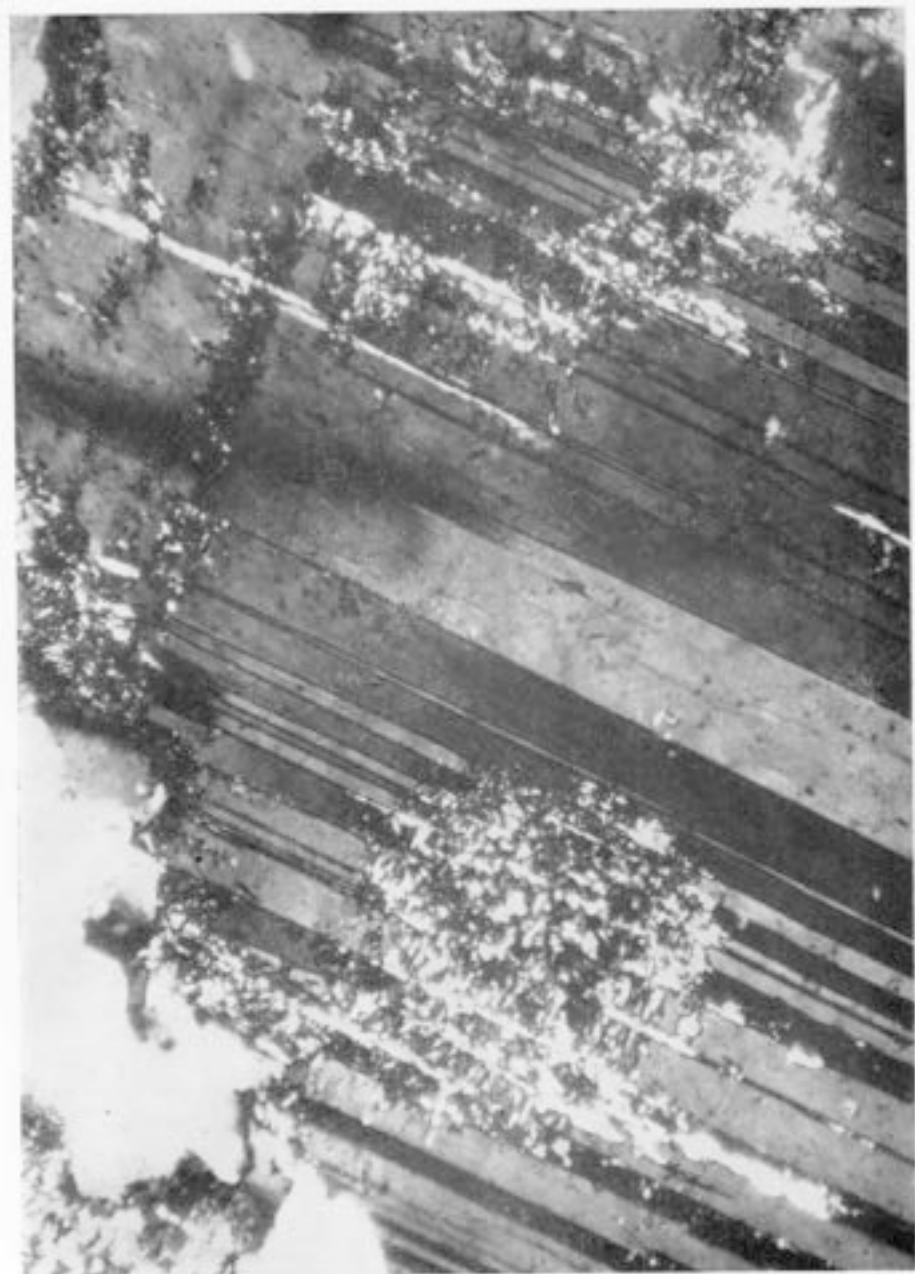


Abb. 1. Beginnende Serizitisation im Plagioklas, 200X, X Nikole.

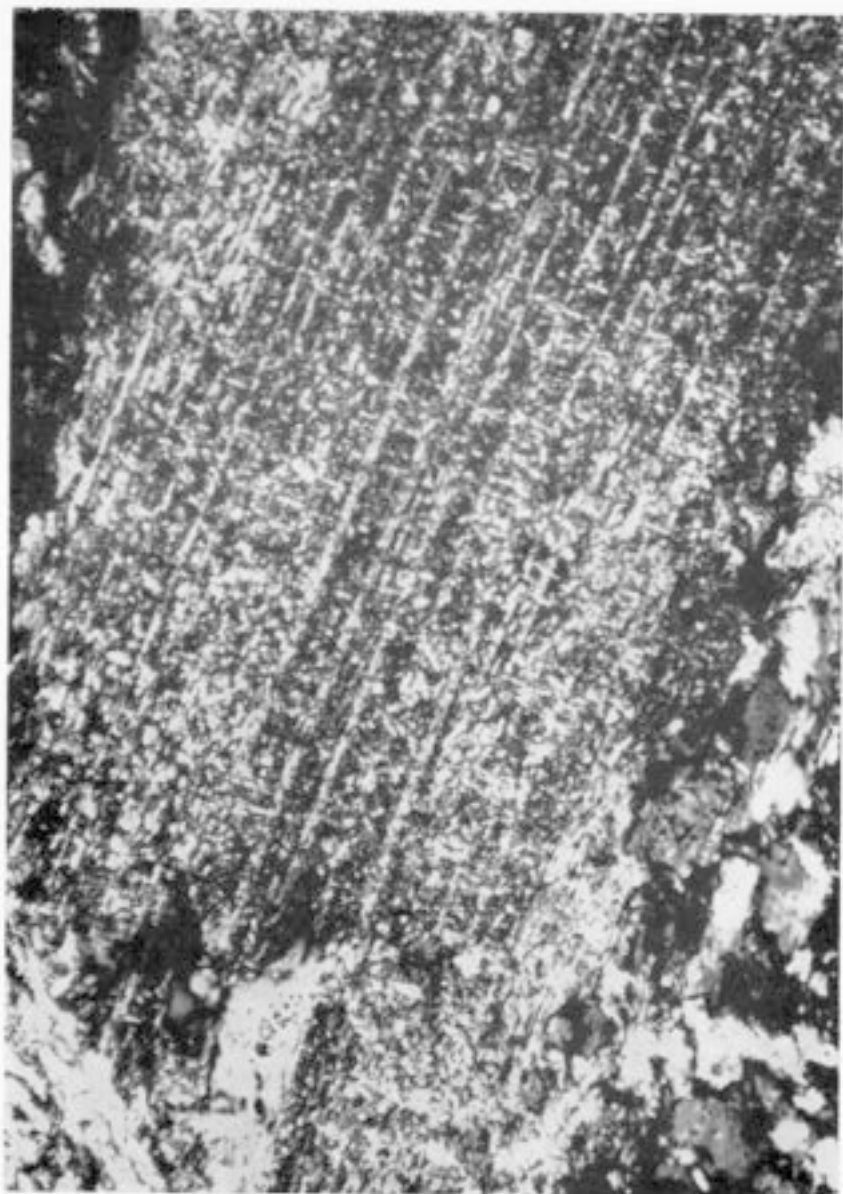
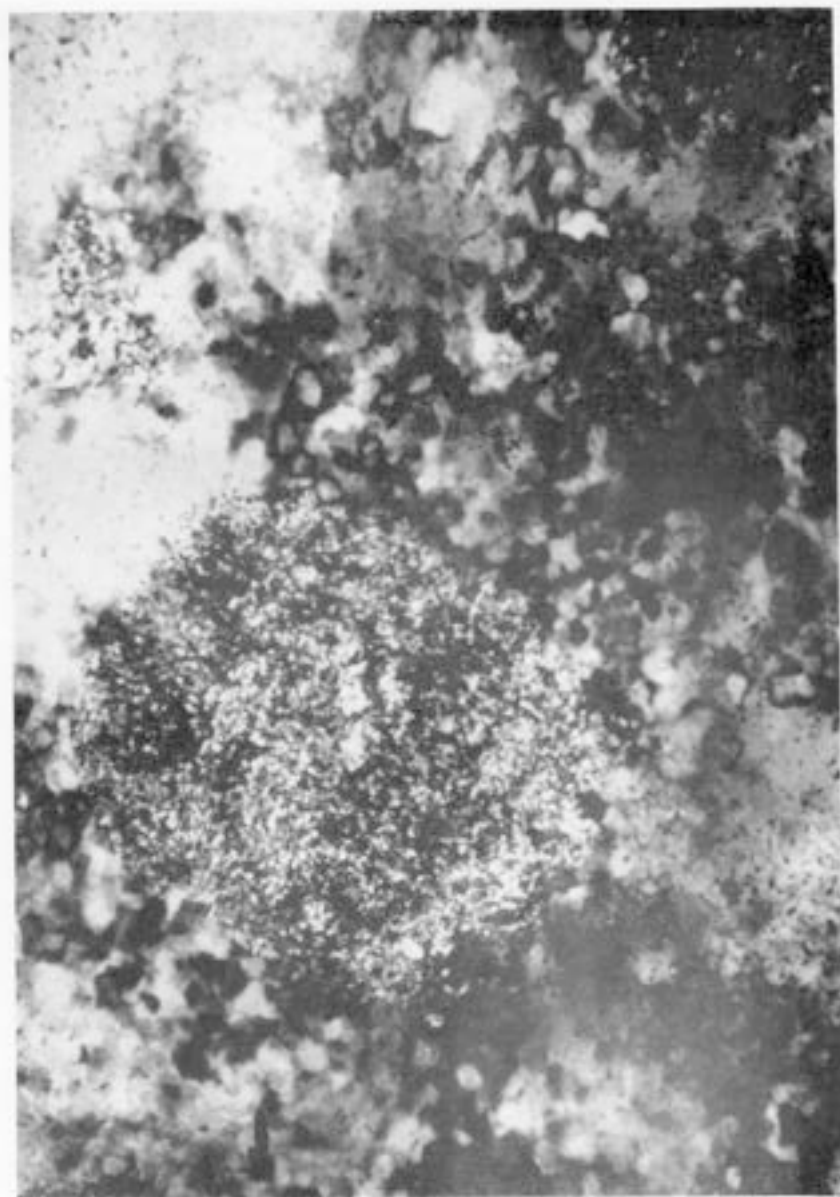


Abb. 2. Fortgeschrittene Sericitisation im Plagioklas, 200X, X Nikole.



Abh. 3. Beginn der Entstehung von Serizitglobulen und Vernarbung der Mörtelstruktur des Quarz I durch Quarz II. 200x, X Nikole.



Abb. 4. Globulenartige Serizitformationen. In den Abschnitten mit Relikten von Chlorit I (die dunklen Flecke) beginnt sich Chlorit II auszubilden, 200X, X Nikole.



Abb. 5. Teilweise chloritisierter Granat im schwach verwandelten biotitisch — sillimanitischen Paragneiss [rechts], Chlorit I mit Hämatit [links]. 200X, X Nikole.

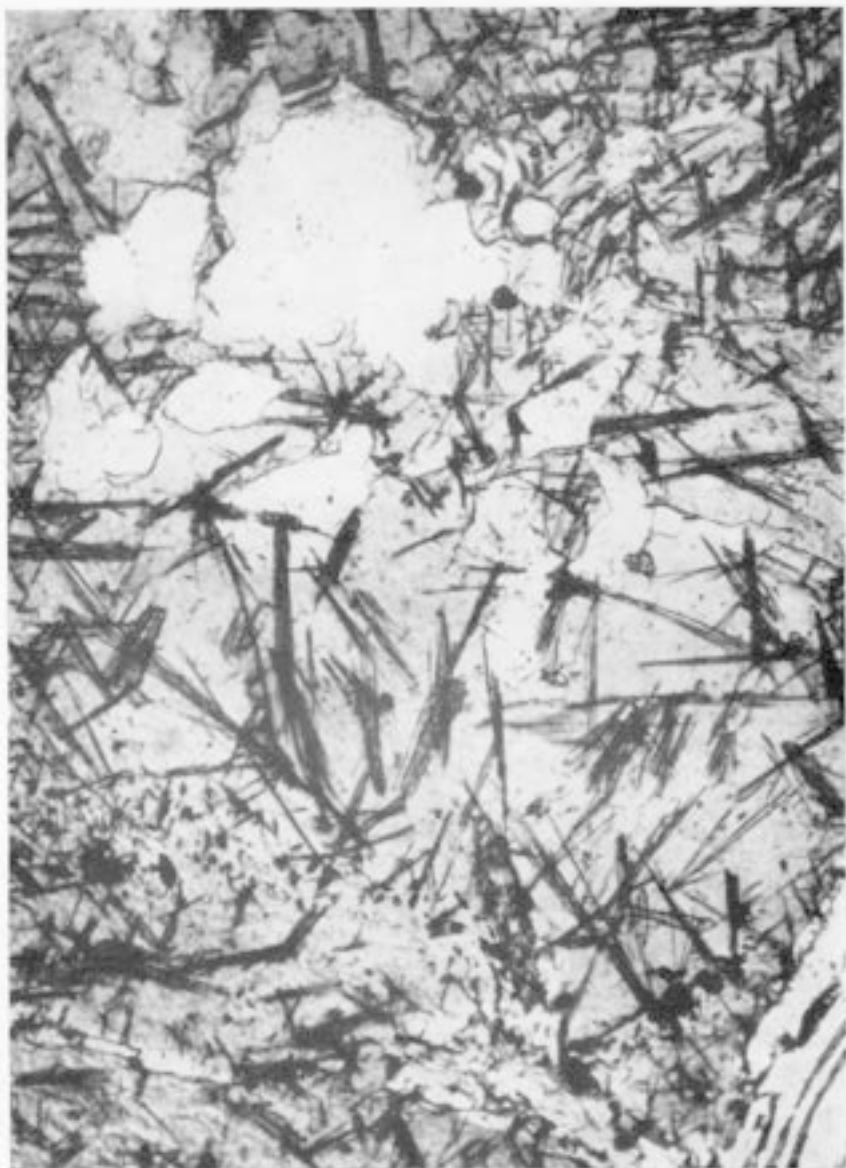


Abb. 6. Sagenit im Chlorit I. 200X, Nikole 45°.

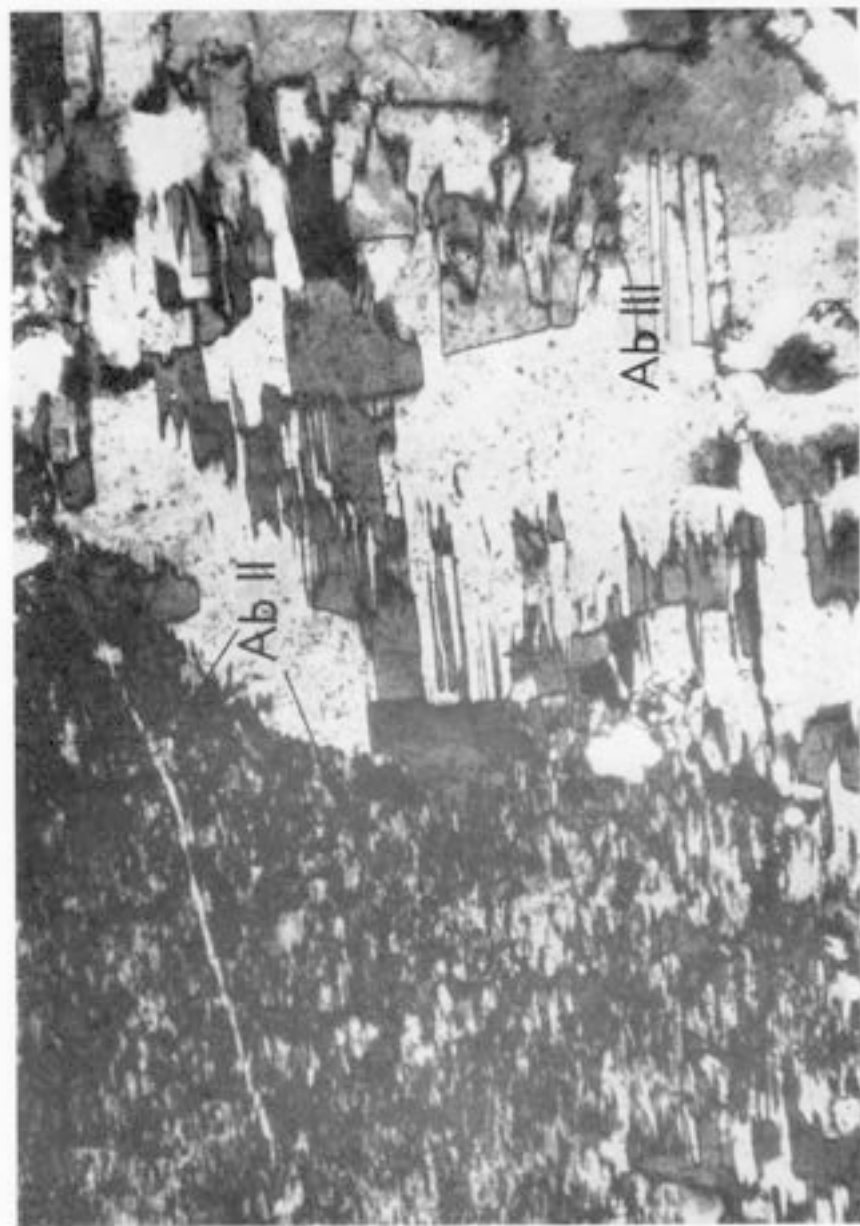


Abb. 7. Ein Vorkommen von Albit III, das epitaktisch an Albit II anwächst. 200X,
X Nikole.



Abb. 8. Frei neugebildeter Albit IV, 200X, X Nököle.

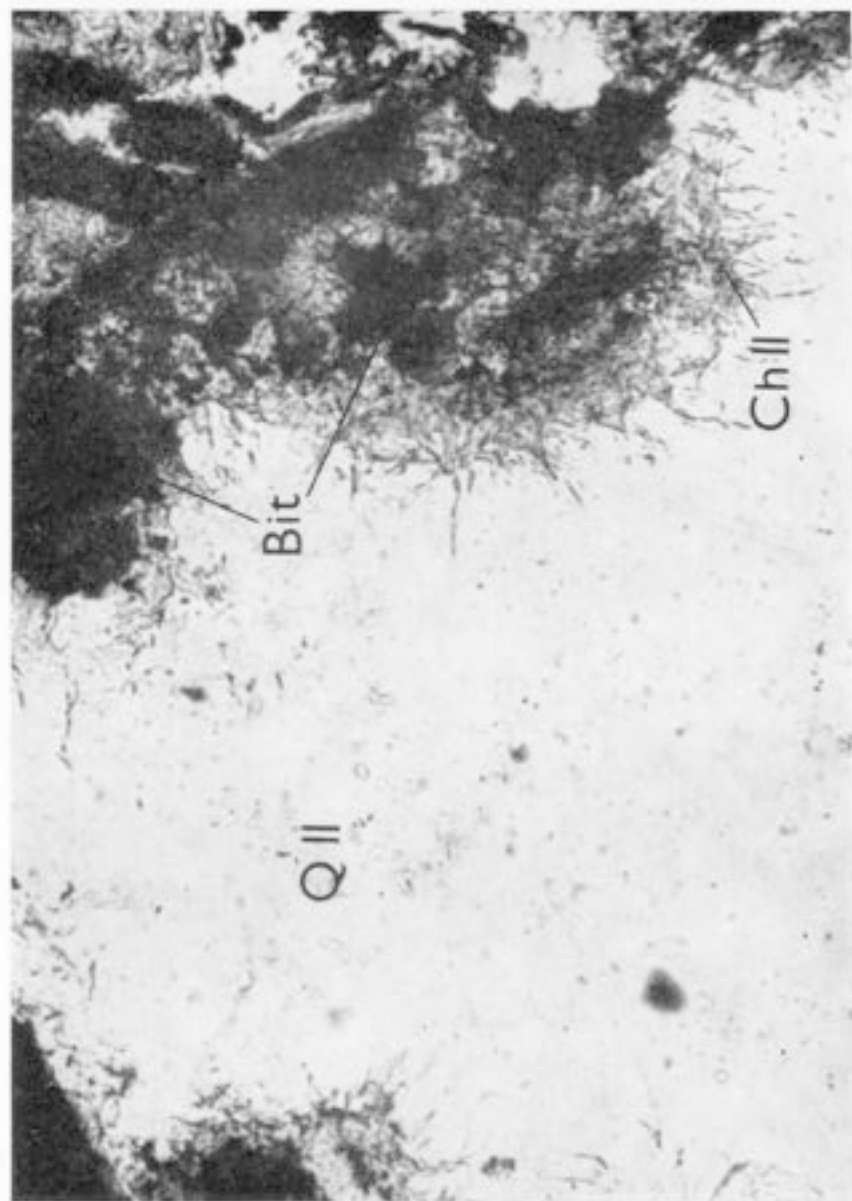


Abb. 21. Gefasertes Einwachsen des Chlorits II mit bituminöser Substanz in den Quarz II.
200 X, // Nikole.

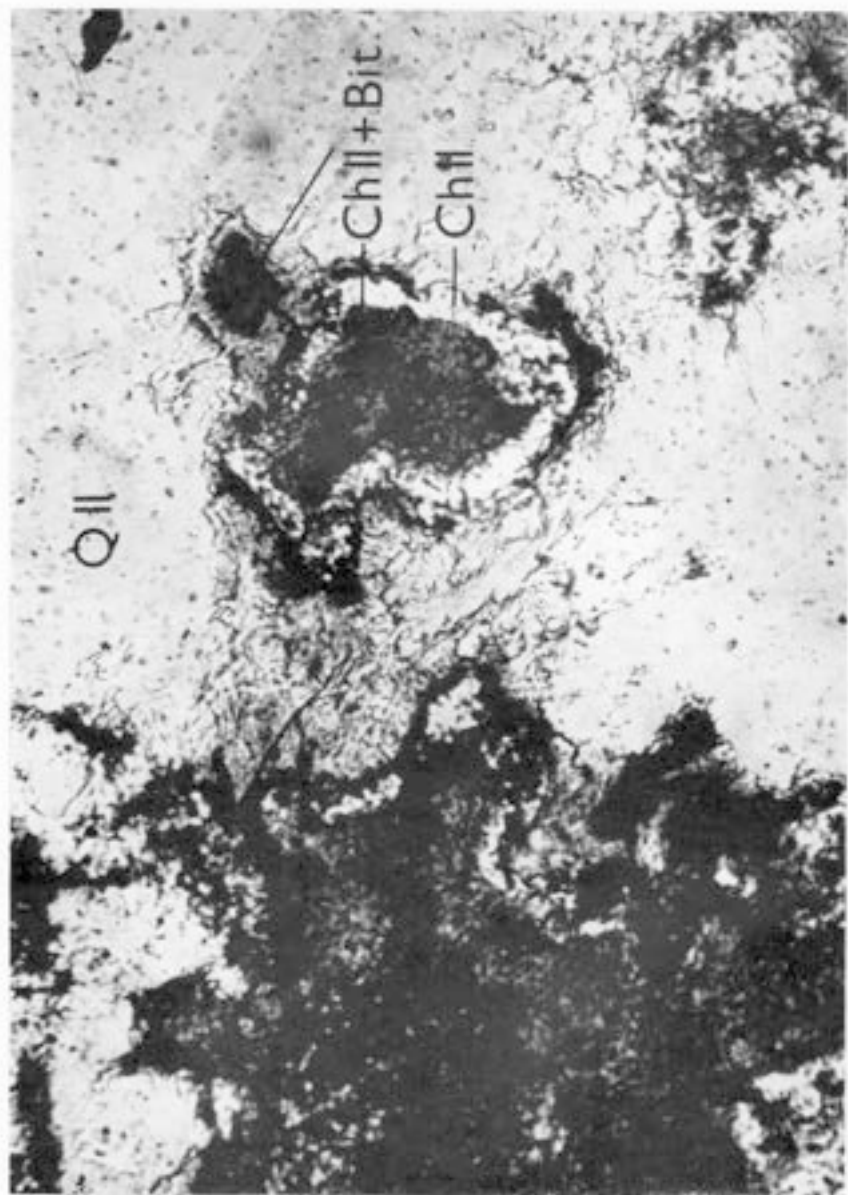


Abb. 22. Fast klarer [Mg-] Chloerit umrändert den Chlorit II mit bituminöser Substanz.
200 X, Nikole 45°.

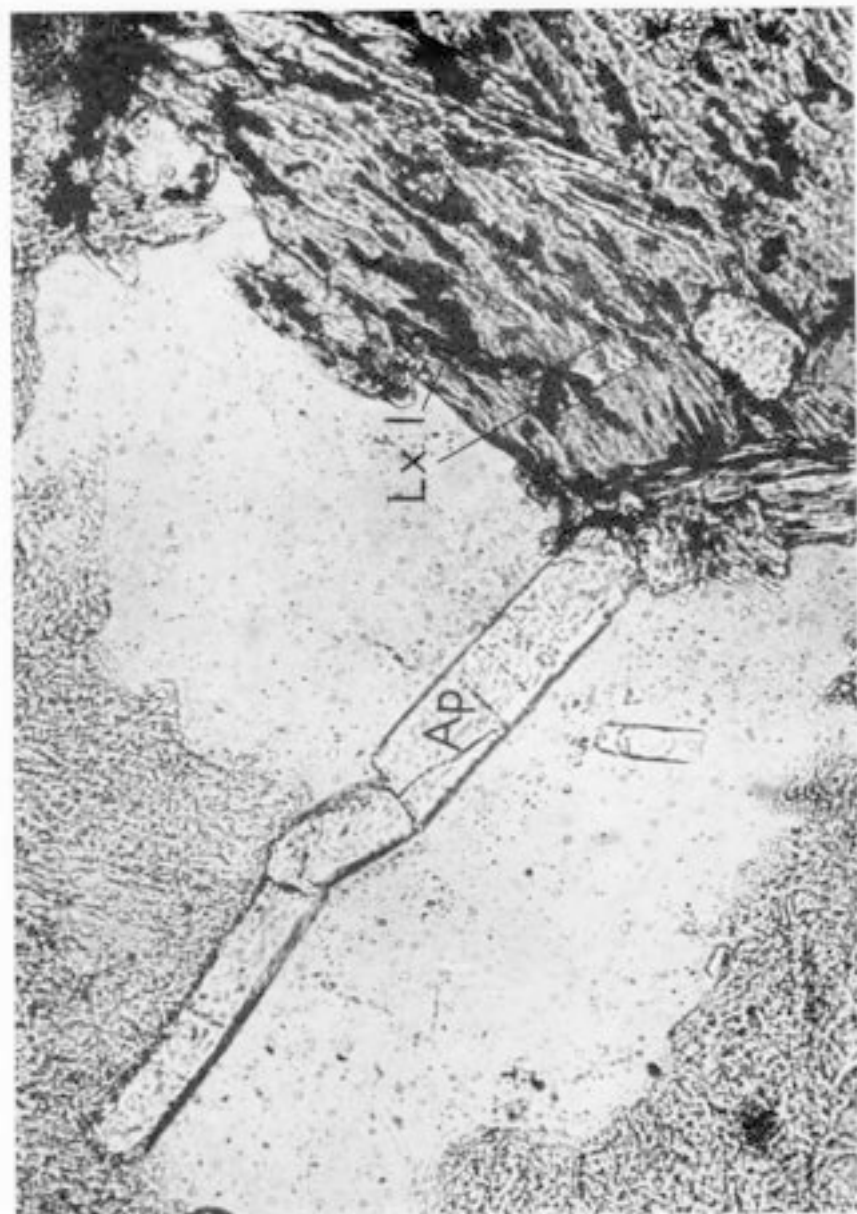


Abb. 23. Deformierter Apatit I, Chlorit I mit Leukoxen und Serizit I in nur leicht ver-
wandelttem Quarzdiorit. 200X, // Nikole.



Abb. 24. Relikte von Apatit I mit Mörtelstrukturrelikten. 200X, X Nikole.

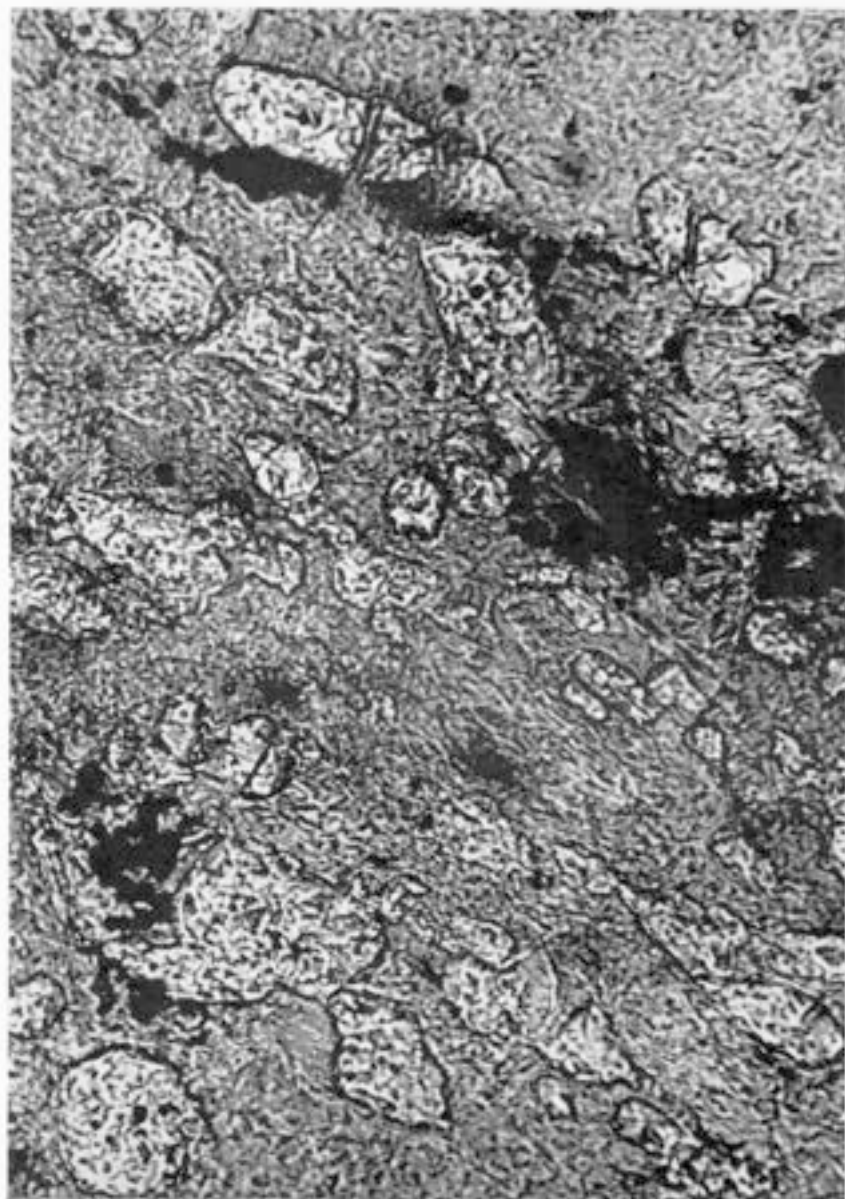


Abb. 25 Xenomorphe Apatit-II-körner und Leukoxen-II-körner in Chloritmasse, 200 X,
// Nikole.

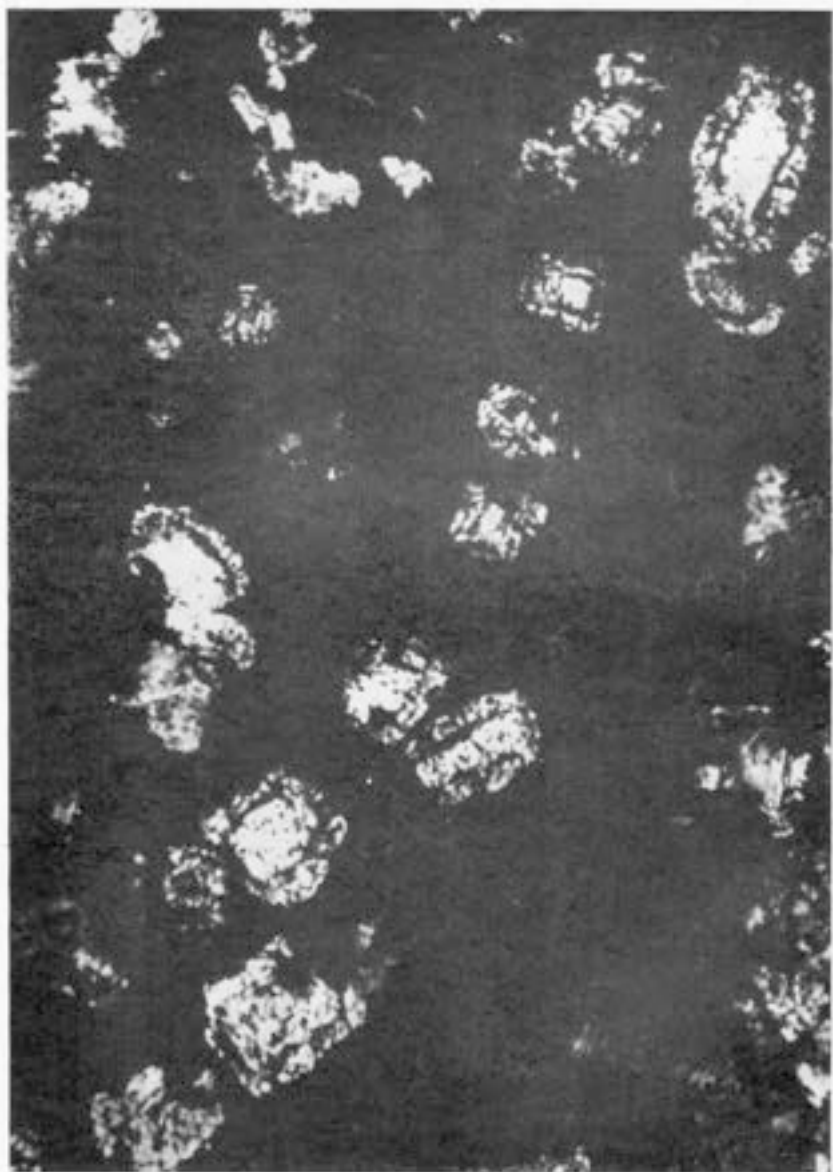


Abb. 26. Zonaler Apatit II mit einem inneren Rand bituminöser Substanz. Die dunkle Matrix entstand durch eine Mischung von Chlorit II, organischer Substanz und Limonit. 200x, // Nikole.

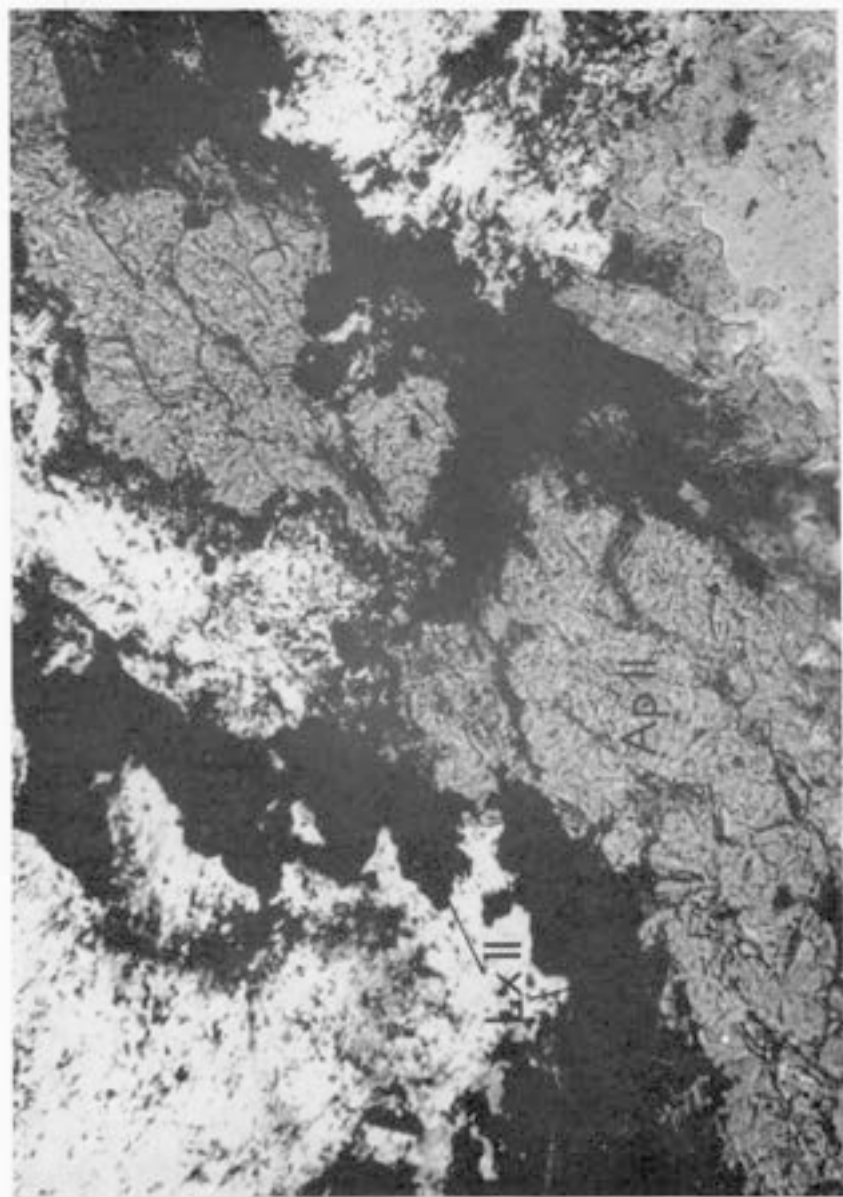


Abb. 27. Streifenförmiger Apatit II mit Leukoxen II. 200X, Nikole 45°.



Abb. 28. Stangenförmiger Apatit II mit organischer Substanz [dunkel]. 200 X, Nikole
45°.



Abb. 29. Ein Gang mit Adular und Zoolith, der Kalifeldspat durchtritt. 200X, X Nikole.

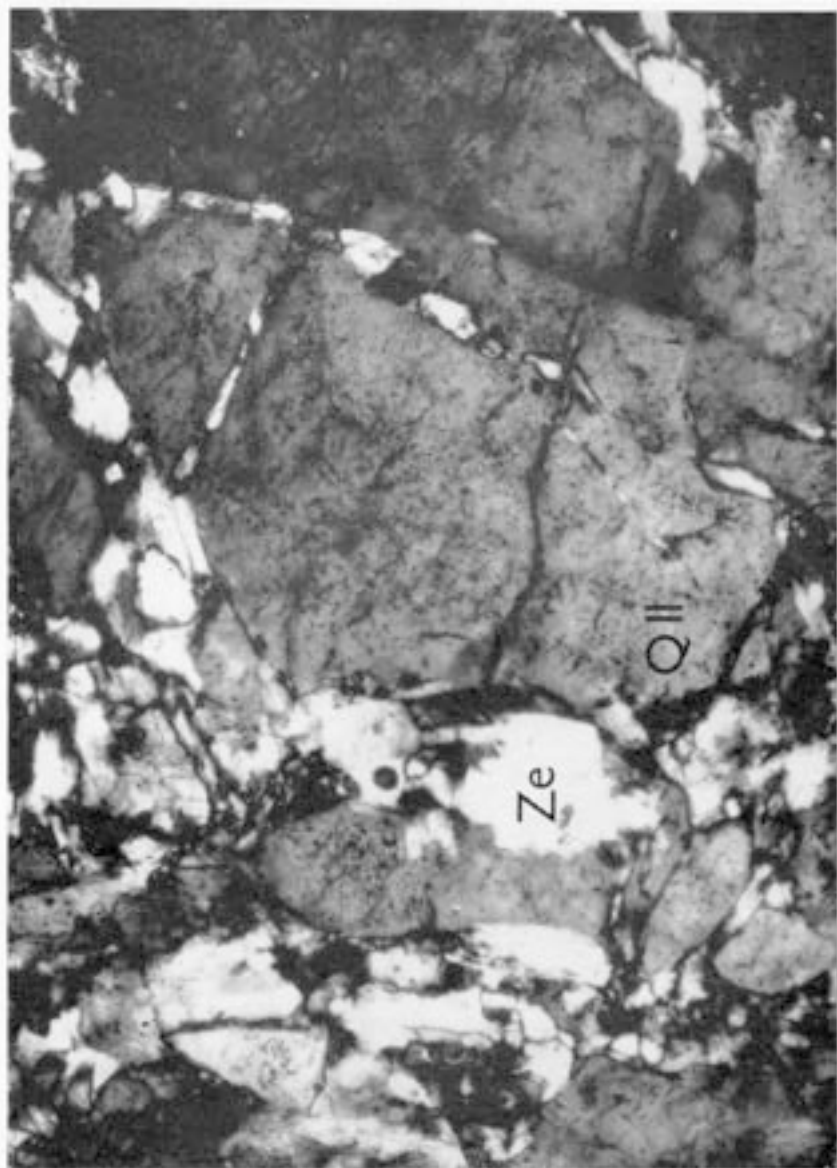


Abb. 30. Eine Mikrobrekzie aus Bruchstücken von Quarz II, die durch Zeolith (mit Laumontit) verkittet sind. 200X, X Nikole.

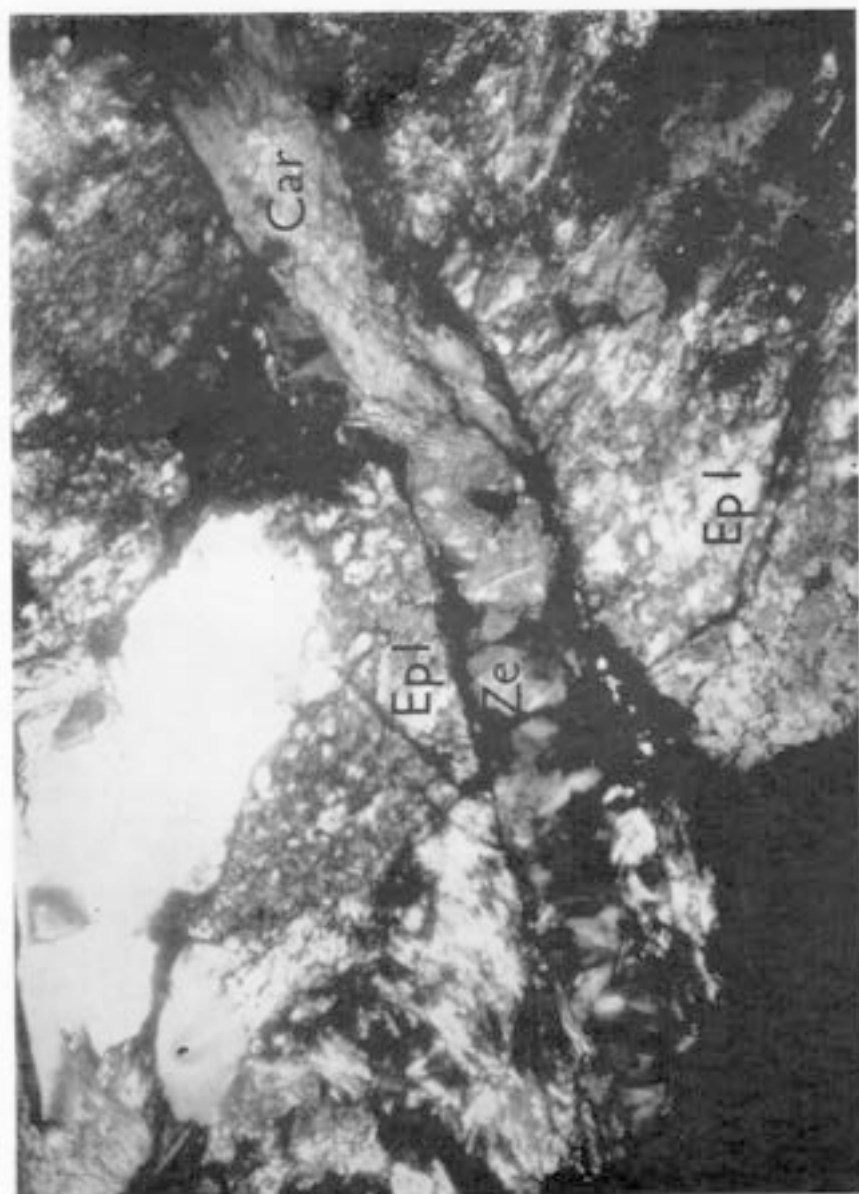


Abb. 31. Ein Zeolith-Karbonatgang durchzieht Epidot I. 200x, X Nikole.

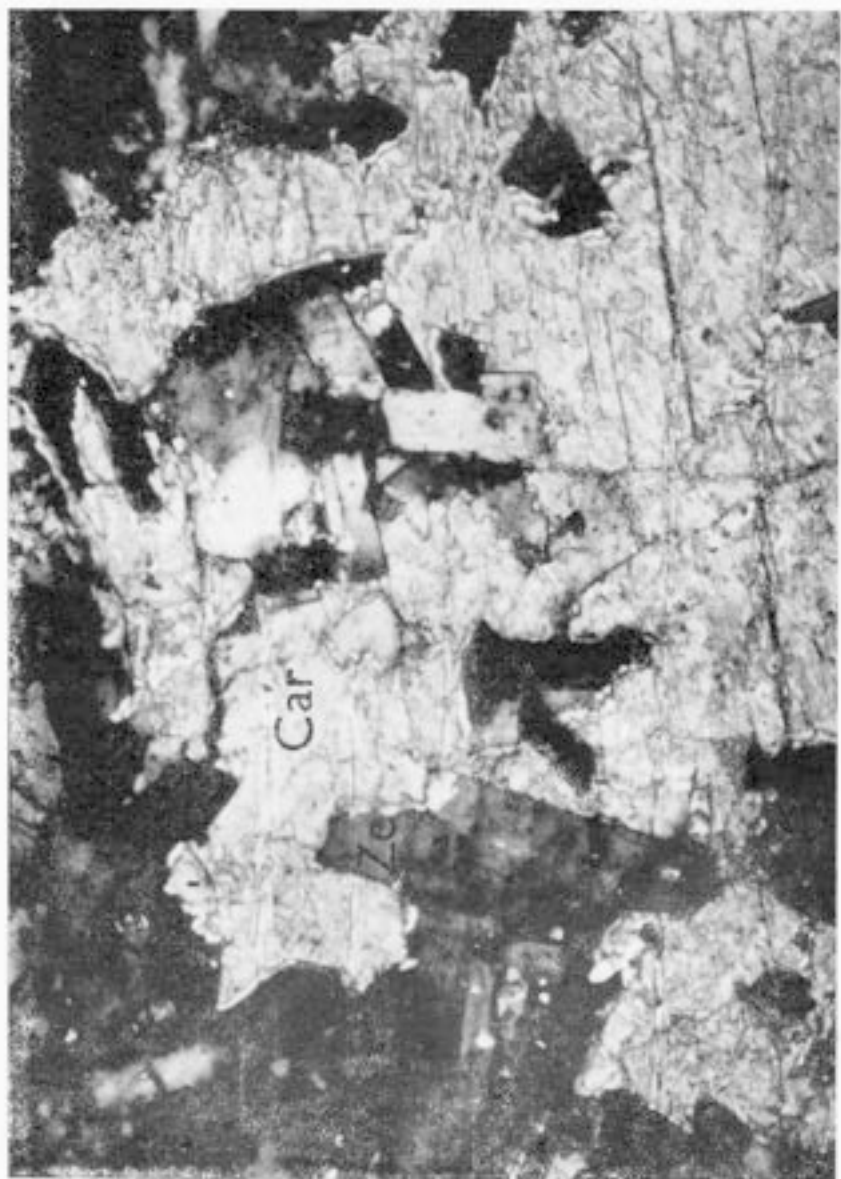


Abb. 32. Zeolith [Laumontit] durch Karbonat stark korrodiert. 200X, X Nikole.

