

ERUPTIVGESTEINE (ALBITISIERTE DIABASE)
IN DER UMGEBUNG VON SINJ (DALMATIEN)

Mit 3 Textabbildungen, 13 Tabellen und 1 Tafel

INHALTSANGABE

I. Einleitung	350
II. Beschreibung der Gesteine aus einzelnen Fundstellen	353
A) Krinj bei Sinj	354
1. Beschreibung der Gesteine	354
2. Die in Hohlräumen und Rissen vorkommenden Minerale	359
a) Albit	359
b) Hornblende	361
c) Prehnit	364
d) Hämatit	365
e) Vermiculit	365
f) Apatit	366
g) Sphen	368
B) Marinkova glavica	370
C) Zeljkova glavica	375
a) Hornblende	375
b) Prehnit	376
c) Hämatit	376
d) Apatit	376
e) Pyrit	376
f) Analcim	377
g) Phillipsit	378
D) Šišova glavica	379
E) Smuljača bei Labrovići	383
F) Glavica	385
G) Balajića glavica	386
H) Fundort bei den Häusern Abram	389
I) Fundstelle östlich vom Hügelchen, welches sich östlich von den Häusern Sladoja emporhebt	391
K) Fundstelle nördlich von Häusern Sladoja, östlich von der Kote 394 im Sutina-Bache	393
L) Fundstelle westlich von Kovačevići an der rechten (südlichen) Seite des Sutina-Baches	394
III. Fluorit von Dolić	395
IV. Diskussion	395
V. Schlussfolgerungen	401
VI. Literaturverzeichnis	404
	349

In der Umgebung der Stadt Sinj kommen an mehreren Stellen in die mittlere Trias gehörige graugrüne, seltener braungrüne, meistens mittelkörnige holokristalline Eruptivgesteine vor. Struktur ist meistens typisch intergranular mit allmählichen Übergängen in die gabbroide Struktur, insofern der Feldspat nicht ausgesprochen säulig ist.

Hauptbestandteile sind Albit, welcher manchmal mit Sericit überfüllt ist, gemeine Hornblende, Augit, Prehnit. Vom letzterwähnten Mineral sehen die Gesteine weiss gesprenkelt aus. Epidot kommt nur stellenweise reichlich vor. Biotit ist selten. In kleinen Mengen kommt Magnetit mit Entmischungslamellen des Ilmenits vor. In unregelmässigen Hohlräumen und Kontraktionsrissen kommen die in postmagmatischer Phase entstandenen, öfters schön kristallisierten Minerale vor, z. B. Albit, Apatit, Hornblende, Hämatit, Prehnit, Pyrit, Sphen, Epidot, Quarz, Phillipsit, Analcim, Thomsonit (?) und Vermiculit vor. Genetisch hängt mit diesen Eruptivgesteinen auch violett gefärbter Fluorit (Fundort Dolić) zusammen.

Es wird über die Begriffe des Diabases und des Spilitis diskutiert. Dabei wird besonders Rücksicht auf die vor kurzem veröffentlichte Abhandlung von Koržinskij (1962 und 1963) genommen; er ist zum Schluss gekommen, dass keine Transvaporisation des Basaltmagmas oder die Albitisierung der Plagioklase in Basalten, die durch die Einwirkung des Meerwassers verursacht wäre, bestehen kann. Metamorphose der Basalt-, Andesit- und Dacitgesteine in die Gesteine der Spilit-Keratophyrassoziaton musste nach Ausführungen von Koržinskij in grösserer Tiefe, die nicht kleiner als 1 km ist, zustandekommen.

In den Schlussfolgerungen werden die Betrachtungen über die Entwicklungsgeschichte der Eruptivgesteine in der Umgebung von Sinj auseinandergesetzt. Aus dem gabbroiden Magma entstanden die Diabase, deren basische Feldspate nachträglich autometamorph albitisiert wurden. Das in dieser Weise freigesetzte Calcium wurde für die Bildung des Prehnits, Epidots, Phillipsits und Thomsonits (?) verbraucht.

Für die Zusammensetzung des Albits ergab sich als Gesamtmittel aus allen Einzelbestimmungen 2,6% an und für die Grösse des optischen Achsenwinkels $2V = + 82,0^\circ$. Nach neuesten, von Burri, Parker & Wenk (1967, p. 272) gegebenen Angaben beträgt die Grösse des optischen Achsenwinkels für den 2,5%-gen Plagioklas aus Intrusivgesteinen $+ 78,1^\circ$.

I. EINLEITUNG

Zweifelsohne hat der Abt Alberto Fortis als erster über die Eruptivgesteine in der Umgebung von Sinj berichtet. Er hat das in seinem, 1774. erschienenen »Viaggio in Dalmazia« getan. Hier sagt er ausdrücklich (Fortis, 2. Teil, 1776, p. 107), der Fuß des Hügels von Krinj sei – dem Anschein nach – vulkanisch. Er gibt weiterhin an (Fortis, 2. Teil, 1776, p. 109), daß die Wiese bei Mrgudi von kleinen Gipfeln umringt ist, »die alle mehr oder minder besonders gegen die Wurzel zu vulkanisch sind«. Im Bache Karašica – sagt er weiter an derselben Stelle – werden die Bruchstücke der vulkanischen Gesteine gefunden, woraus man den Schluß ziehen kann, daß auch weiter aufwärts die Hügel derselben Art bestehen müssen. Das ist, überhaupt eine von den ersten Angaben in der Literatur über die Eruptivgesteine im kroatischen Gebiet.

Den Angaben von Fortis Folge leistend erwähnt zwei Jahre später, 1776, ein eingeborener Sinjaer Johann (Ivan) Lovrić (1948, p. 86 und 89) die vulkanischen Hügel in der Umgebung von Sinj. Danach werden diese Gesteine, insofern es mir bekannt ist, bis 1905. in der Literatur an keiner Stelle erwähnt. In diesem Jahr hat F. Kerner kurze Abhandlung, in welcher von ihm 20 Fundstellen des Diabasgesteines in der Umgebung der Stadt Sinj angegeben werden, veröffentlicht (Kerner 1905, p. 366). An einigen von diesen Fundstellen – sagt Kerner (1905, p. 364) –

sieht man lauter rundherum zerstreute Trümmer und Bröckel, man hat aber auch in diesen Fällen keineswegs mit sekundären Fundstellen zu tun; alle 20 Stellen entsprechen den bloßgelegten Gängen des Eruptivgesteins. Etwas weiter gibt er nicht so kategorisch an (Kerner 1905, p. 365), daß hier am wahrscheinlichsten die Gesteine auf primärer Stelle vorkommen. Kerner gibt an, daß seine Aufmerksamkeit auf diese Gesteine schon im Herbst 1903. von Prof. Zimmermann gelenkt wurde; Zimmermann hat damals einige Stücke an der Straße Sinj-Vrlika in der Schlinge zwischen Sinj und Karakača wahrgenommen. Kurz werden diese – wie Kerner sagt – basischen Eruptivgesteine auch später von ihm in den Erläuterungen zur geologischen Karte der Österr.-Ung. Monarchie, Sinj und Spalato (Kerner 1916, p. 24–26) als Diabase und Diabasporphyrite bzw. Augitporphyrite erwähnt. Die geologische Spezialkarte, die von ihm im Zeitraum 1902–1909 aufgenommen wurde, wurde zwei Jahre früher (Kerner 1914) veröffentlicht. In die Karte hat Kerner neben den kurz im Jahre 1905. angegebenen zahlreichen Fundstellen auch das Vorkommen des Diabasporphyrites westlich unter der Kote 855 (Bukovica – in der Karte als Bukova-Strážbenica bezeichnet) und weiter westlich die größere Erscheinung des Augitporphyrites im obersten Teil des Suvaja-Baches eingetragen. Beide eben erwähnten Vorkommen sind in der Luftlinie etwa 10 km westlich von Sinj entfernt. Die Eruptivgesteine bei Sinj werden sehr kurz auch von Schubert (1914, p. 7) erwähnt.

In der wissenschaftlichen Literatur in kroatischer Sprache werden diese Gesteine, insofern ich dies bisher feststellen konnte, nur fünfmal erwähnt. Einmal tut das R. Schubert (1909, p. 14). Tučan (1928, p. 433) macht das, indem er unter den Effusivgesteinen in Jugoslawien ganz kurz auch diejenigen »in Dalmatien bei Sinj« erwähnt. Tučan macht das in aller Kürze noch einmal (Tučan 1953, p. 215), indem er angibt, daß im dalmatinischen Karstgebiet die Eruptivgesteine am Küstenlande »in der Umgebung von Knin, Vrlika, Sinj und Budva« vorkommen. Von M. Margetić werden diese Gesteine mehrmals als mitteltriadische Diabase angegeben (1947, p. 96, 97 und 101). Poljak (1942, p. 77) führt sie als Diorite an.

Diese Eruptivgesteine werden in keiner von den bisher erschienenen geologischen Übersichtskarten, wie z. B. in jener von Petković (1932), Poljak (1948) und Mikinčić (1953) angegeben. Es sei erwähnt, daß in der wichtigen, von S. Milojević verfaßten bibliographischen Übersicht für die Geologie Jugoslawiens als Fundort für diese Eruptivgesteine ständig irrtümlich Senj anstatt Sinj angeführt wird (Milojević 1952, p. 140, 378 und 412). Cissarz (1956) erwähnt in seiner Abhandlung über die Erzlagerstätten in Jugoslawien und über ihre Entstehungsweise die Eruptivgesteine in der Umgebung von Sinj nicht; von ihm wird zwar Vratnik bei Sinj (Cissarz 1956, p. 34) angegeben, es ist aber aus dem Text der Abhandlung klar ersichtlich, daß hier eigentlich über den Fundort Vratnik bei Senj die Rede geht.

Über die Natur der Eruptivgesteine bei Sinj bestehen die Angaben, die mehr als spärlich zu bezeichnen sind. Kerner (1905, p. 364) gibt an, daß schon makroskopisch sichtbar ist, daß hier grobkörnige bis mittelkörnige, seltener feinkörnige Mischung des Feldspates und eines dunkelgrünen Minerals vorliegt. Kerner sagt weiter (1905, p. 364–365), daß auf sein Gesuch K. Hinterlechner durch die Untersuchung zweier Dünnschliffe festgestellt hat, das eben erwähnte dunkelgrüne Mineral sei Augit. Aus weiter unten angegebenen Ergebnissen der ausführlichen Untersuchungen der Gesteine von Sinj geht hervor, daß Hinterlechner in seinen Bestimmungen Augit mit Hornblende verwechselt hat. Augite in Eruptivgesteinen aus der Umgebung von Sinj sind nämlich in Dünnschliffen vollständig oder fast vollständig farblos. Nach K. Hinterlechner (Kerner 1905, p. 365) sind die Gesteine von Sinj in betreff ihrer mikroskopischen Struktur den Diabasen des westböhmischen Kambriums, die von ihm beschrieben wurden (Hinterlechner 1903) so ähnlich, daß diese Beschreibungen »fast wörtlich auf das Sinjaner Gestein übertragbar seien«. Die Unzulänglichkeit dieses Vergleiches hat Kerner empfunden; er setzt nämlich, nachdem er die erwähnte Angabe von Hinterlechner zitiert, folgendermaßen fort: »Gegenstand einer Spezialarbeit könnte es sein, Proben von allen zwanzig Fundstellen mikroskopisch zu untersuchen und die dabei gewonnenen Resultate zu vergleichen«.

Es sei hier hervorgehoben, daß über die Feldspate in den Eruptivgesteinen von Sinj bisher keine ausgiebigeren Ergebnisse vorliegen. Nach Kerner's Angabe (1916, p. 24) hat man mit Plagioklasen zu tun; Schubert (1909, p. 14) führt für den körnigen Diabas aus der Umgebung von Sinj als Bestandteile »den Kalknatronfeldspat und Augit« an.

Für die Eruptivgesteine in der Umgebung von Sinj konnte das Alter der Eruption bestimmt werden. Nach Kerner (1905, p. 365 und 1916, p. 25–26) sind die Verhältnisse in dieser Hinsicht am Anfang des Hauptastes der großen Erosionsrinne südlich von Balajić, einige hundert Meter nördlich vom einstigen Gehöfte Bulj klar; hier sieht man das Ende der Verzweigungen eines verwitterten Diabasganges in der Werfener Schiefermasse. Das ähnliche sieht man auch etwa 500 m süd-südöstlich von Sladoja; hier dringen zwei Diabasgänge durch steilgestellte Kalkschiefer.

1951. führte für die geologische Anstalt in Zagreb in der Umgebung von Sinj seine Geländearbeiten der Geologe A. Takšić aus. Er hatte dabei einige Handstücke der Eruptivgesteine angesammelt, die er mir zur Verfügung gestellt hatte. Ich spreche ihm dafür meinen Dank aus. In dieser Weise kam es dazu, daß meine Aufmerksamkeit auf diese interessanten Gesteine gelenkt wurde. Schon die ersten Bestimmungen der Plagioklasse in Dünnschliffen haben mich davon überzeugt, daß hier – im Gegensatz zu den früheren Angaben – der Albit vorliegt, während die Pyroxene, insofern sie in diesen Gesteinen vorkommen, farblos oder kaum gefärbt sind. Für die ausgiebigere Untersuchung dieser Gesteine sammelte ich später in mehreren Angelegenheiten die nötigen Handstücke in folgenden Fundstellen an: A) an der südlichen Seite des Hügelzuges Krinj und zwar an jenem Teile des Zuges, welcher Mali Krinj (Kleiner Krinj) oder Krinjac heißt. Dieses Vorkommen befindet sich zwischen Sinj und Hrvace, in der Luftlinie 5 km nördlich von Sinj und 2 km südöstlich von Hrvace entfernt; B) am Doppelhügel, welcher etwa ein halbes Kilometer südöstlich von der Brücke auf der Straße Sinj–Vrlika, die den Bach Karašica überquert, entfernt ist; C) vom Hügelchen Zeljkova glavica südöstlich von Bikići; D) von Šišova glavica, nicht ein volles Kilometer nördlich vom Zentrum der Stadt Sinj entfernt; E) vom kleinem, isoliert erscheinendem Hügel, namens Smuljača, nördlich von Labrovići im östlichen Teil des Gebietes Glavice. Dieses in der Luftlinie etwa 4,5 km östlich-nordöstlich von Sinj entfernte Hügelchen ist jetzt fast vollständig eingeebnet; F) vom Hügelchen etwa 200 m südlich von Zeljkova glavica, welches von Einwohnern einfach Glavica genannt wird; G) vom Hügel Balajić, etwas westlich von der Schlinge, die von der Staatstraße Sinj–Vrlika in Karašica gebildet wird; H) von der Stelle in unmittelbarer Nähe der Häuser Abram; I) in der Fundstelle östlich unter dem Hügel, welcher sich östlich von Häusern Sladoja emporhebt; dieser Hügel ist ungefähr 200 m nördlich von der Kote 435 (in der Spezialkarte des Militärgeographischen Institutes in Wien, 1:75000) entfernt; K) in der Fundstelle nördlich von Häusern Sladoja, die sich östlich von der Kote 334 im Bache Sutina befindet; L) in der Fundstelle westlich von Kovačevići an der rechten (südlichen) Seite des Baches Sutina. In allen diesen Stellen, die wegen der besseren Übersicht mit denselben Buchstaben (A bis L) in der Abb. 1 bezeichnet sind, kommen die Eruptivgesteine primär an. Alle diese Fundstellen, mit Ausnahme jener mit F bezeichneten, sind von Kerner in seiner schon erwähnten Veröffentlichung (Kerner 1905, p. 366) angeführt worden. An einigen von den erwähnten Stellen hebt sich das Eruptivgestein aus dem umgebenden Gelände als kleinere, mehr oder weniger regelmäßige Kuppen, wie dies schön z. B. in den Stellen B, C, F und G sichtbar ist, empor. Kerner (1905, p. 364) sagt, es sei wahrscheinlich, daß die Ausgedehtheit der Eruptivgesteine in der Umgebung von Sinj noch bedeutender ist; es ist nämlich zu ahnen, daß weitere Vorkommnisse unter dem quartären Schutt in diesem Gebiet verborgen sind.

Während der vergangenen 20–30 Jahre, unmittelbar vor dem Kriege oder bald nach seinem Ende, wurden Versuche gemacht, an mehreren von den erwähnten Stellen (A, B, C, D, E, G) die Steinbrüche zu öffnen, wegen der schlechten Qualität wurden die Arbeiten aber schnell eingestellt. Dadurch wurde es mir aber ermöglicht, das für die Untersuchungen nötige Material leichter anzusammeln. Ich werde versuchen, im

Folgendes die Ergebnisse dieser Untersuchungen auseinanderzusetzen. Die Eruptivgesteine, die westlich unter Bukovica und im Tale des Baches Suvaja vorkommen und die in der Luftlinie etwa 10 km von Sinj westlich entfernt sind, werden den Gegenstand einer besonderen Arbeit bilden.

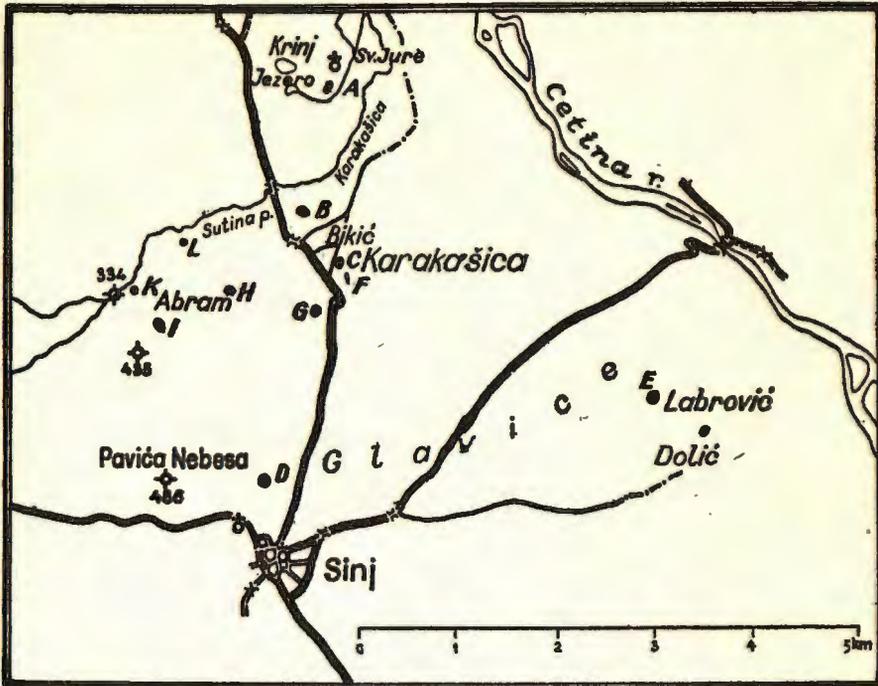


Fig. 1: Skizze der Umgebung von Sinj mit Fundstellen (A-L) der untersuchten Eruptivgesteine

Skica okolice Sinja, u kojoj su slovima A-L označena nalazišta ispitivanih eruptivnih stijena

II. BESCHREIBUNG DER GESTEINE AUS EINZELNEN FUNDSTELLEN

Die Gesteine in allen, unter A) – L) erwähnten Fundstellen sind gewöhnlich dunkler oder heller graugrün; sehr oft sehen sie weiß gesprenkelt aus. Selten kann man braungrüne Abarten finden; ihre braune Nuance weist darauf hin, daß die Verwitterung der eisenführenden Bestandteile schon weitgehend fortgeschritten ist.

Durch mikroskopische Untersuchungen wurde festgestellt, daß hier ohne Ausnahme holokristalline Gesteine vorliegen. Einzelne Bestandteile sind ungefähr 1 mm groß. Ofters erreicht ihre Größe 1–2 mm. Feinkörnigere Abarten kommen seltener vor. Aus der im Folgenden gegebene

nen Beschreibung ist ersichtlich, daß als mafische Hauptbestandteile in Gesteinen Augit oder Hornblende oder auch beide erwähnten Minerale zusammen auftreten, weswegen alle Übergänge von augitführenden bis hornblendeführenden Abarten bestehen. Struktur der Gesteine ist ausgesprochen intergranular; sie ist ideal durch die Fig. 85 in H o e n e s' Abhandlung: Mikroskopische Grundlagen der technischen Gesteinskunde (1955, p. 562) dargestellt im Falle, daß von den mafischen Bestandteilen Augit überwiegend ist oder daß die Hornblende überhaupt nicht als Bestandteil in Gesteinen erscheint.

In den für die Untersuchungen zur Verfügung stehenden Handstücken befinden sich unregelmäßige, bis 1 cm große Hohlräume oder aber ziehen sich Risse hindurch, deren zentrale Teile nicht immer völlig ausgefüllt sind. In diese Hohlräume oder Risse ragen in diesem Fall die frei ausgebildeten Kristallenden verschiedener Minerale hinein, die mit ihren Gegenenden an die Wände der Hohlräume oder der Risse angewachsen sind.

A) Krinj bei Sinj

1. Beschreibung der Gesteine

In hiesigen Gesteinen kommen die erwähnten Hohlräume oder Risse reichlich vor. Risse sind manchmal bis 10 cm lang und bis ein halbes cm breit. In ihnen befinden sich Minerale, welche nach der Verfestigung der Gesteine in ihnen ausgeschieden waren. Die Beschreibung dieser Minerale wird der Beschreibung der Gesteine folgen.

Als Hauptbestandteile der Gesteine in dieser Fundstelle sollen Hornblende, Plagioklas und Prehnit erwähnt werden.

Plagioklase sind meistens dicktafelig nach (010) und stärker oder schwächer in der Richtung der ersten Achse [100] gestreckt. In Dünnschliffen wird in keinem Fall der zonare Bau beobachtet. Gegen den Amphibol sind sie öfters idiomorph begrenzt; dadurch wird der Eindruck verursacht, daß die Plagioklase in die Amphibole eindringen. Die Idiomorphie der Plagioklase kann in Dünnschliffen leicht dadurch festgestellt werden, daß die Plagioklase sehr oft als Zwillinge mit der Zwillingnaht (010) vorkommen. In solchen Fällen wird fast immer die der Zwillingnaht parallele Fläche als Grenzfläche zwischen den Plagioklas- und Amphibolkörnern beobachtet. Selten kann in Dünnschliffen wahrgenommen werden, daß von Amphibolsäulchen mehrere Albitindividuen durchgestochen sind. Die Berührungsflächen zwischen Albit- und Amphibolkörnern sind inzwischen oft auch unregelmäßig.

Die als Einzelindividuen vorkommenden Kristalle sind sehr selten. Theodolitmikroskopische Bestimmung eines Karlsbader Zwilling ergab mittels der Zwillingnaht $D_{1/2}$ bzw. mittels der Zwillingachse $B_{1/2}$ Folgendes:

$D_{1/2}$ $16\frac{1}{2}^\circ$; 74° ; $88\frac{1}{2}^\circ$ ——— \perp (010); 2° an; 1° NO
 $B_{1/2}$ $79\frac{3}{4}^\circ$; 17° ; $84\frac{1}{2}^\circ$ ——— [001]; 2° an; 1° SW

Es sei hervorgehoben, daß für die Bestimmung der Plagioklase der Quadrantdiagramm von Nikitin bzw. seine neuste, von F. F e d i u k in seinem Buch über die Fedorow-Methode veröffentlichte Variante (F e d i u k 1961, Fig. 72) gebraucht wurde. Aus den eben angeführten sphärischen Koordinaten für $D_{1/2}$ und $B_{1/2}$ muß der Schluß gezogen werden, daß die Hochtemperaturoptik überhaupt nicht in Betracht kommt; sie ist im Übrigen für die Plagioklase der paläotypen Gesteine selten zu erwarten (S o b o l e v 1954, p. 193; Z a v a r i c k i j 1951, p. 161–166). Um die Zweideutigkeit, die bei der Lösung der Plagioklase der angeführten Zusammensetzung besteht, zu beseitigen, wurde für die Bestimmung auch die Beckesche Lichtlinie zu Hilfe genommen. Für die Haupt-schwingungsrichtung Z eines jeden Einzelindividuums konnte sie an der Grenze zum Canadabalsam nicht wahrgenommen werden. In derselben Weise wurde das relative Brechungsvermögen auch für zahlreiche Plagioklaskörner am Rande des Dünnschliffes bestimmt; dabei wurde ausnahmslos festgestellt, daß die Brechungsindices N_x , N_y und N_z kleiner oder höchstens gleich dem Brechungsindex des Canadabalsams sind. Mittels der neuen Kurven von C h a y e s, welche die Abhängigkeit der Brechungsindices vom Chemismus der Tieftemperatur-Plagioklase wiedergeben (C h a y e s 1952, Fig. 3C auf p. 95; T r ö g e r 1959, p. 99; siehe auch W a h l s t r o m 1955, p. 118, Fig. 20) muß man den Schluß ziehen, daß in unserem Fall ganz saure Plagioklase vorliegen.

Die Messung eines anderen Kornes, in welchem zwischen zwei größeren, nach Manebacher Gesetz verzwillingten Individuen dünne (und deswegen für die Messung unbrauchbare) Lamelle nach Esterelgesetz eingelagert war, ergab für die chemische Zusammensetzung fast das Gleiche.

$D_{1/2}$ $77\frac{1}{2}^\circ$; 25° ; 73° ——— \perp (001); 2° an; $2\frac{1}{2}^\circ$ SO
 $B_{1/2}$ 77° ; 26° ; 72° ——— \perp (001); 1° an; 2° SO

In beiden Individuen waren beide optischen Achsen der direkten Beobachtung zugänglich; orthoskopische Bestimmung des optischen Achsenwinkels ergab

$$V_1 V_2 = + 81^\circ \text{ einmal und } V_1 V_2 = + 82^\circ \text{ das andere Mal.}$$

Die Größe des optischen Achsenwinkels wurde weiterhin mittels des Universaldrehtischchens konoskopisch an zwei Körnern, an welchen die Lage der beiden optischen Achsen direkt eingestellt werden konnte, mit folgendem Ergebnis

$$V_1 V_2 = + 84\frac{1}{2}^\circ \text{ und } V_1 V_2 = + 82\frac{1}{2}^\circ$$

bestimmt.

An zwei weiteren Körnern, an welchen nur eine optische Achse der Beobachtung zugänglich war, wurde

$$2V = +79\frac{1}{2}^{\circ} \text{ und } 2V = +83^{\circ}$$

erhalten.

(Wie bisher, so werden wir auch im Folgenden ständig mit $2V$ die Größe des optischen Achsenwinkels nur in Fällen bezeichnen, wenn sie durch die direkte Beobachtung nur einer optischen Achse bestimmt wurde. Der optische Achsenwinkel wird aber weiterhin ständig mit V_1 , V_2 angegeben werden, wenn seine Größe durch die unmittelbare Beobachtung beider optischen Achsen hervorgeht).

Die oben angegebenen Werte für den optischen Achsenwinkel sind größer von dem Winkel der optischen Achsen für den Albit in Tiefengesteinen, in welchen die Größe dieses Winkels höchstens $+80^{\circ}$ erreicht. Das ähnliche werden wir allgemein in den Gesteinen aus der Umgebung von Sinj feststellen können. Darüber wird noch später die Rede sein (siehe p. 403 dieser Arbeit).

Albit kommt in verschiedenen am Krinj angesammelten Handstücken in gleicher Menge wie Amphibol vor oder er ist sogar der überwiegende Bestandteil. Im letzterwähnten Falle ist die Struktur der Gesteine von Krinj der körnigen Struktur der Gabbrogesteine mehr oder weniger ähnlich.

Albit erscheint in Dünnschliffen gewöhnlich fein grau getrübt, wodurch die mikroskopische Bestimmungen öfters erschwert werden. Zweifelsohne hat man hier mit den Produkten der Kaolinisierung zu tun. Daneben befindet sich öfters im Albit auch feinkörniger Prehnit; für ihn ist oft ungleichmäßige Auslöschung, Zweiachsigkeit, ziemlich starkes Relief, lebhaftes Interferenzfarben, positiver Charakter und zu den Spalttrissen parallele Auslöschung charakteristisch. Mit der Normale zu den Spalttrissen fällt die Hauptschwingungsrichtung Z zusammen. In zwei Fällen konnte theodolitkonoskopisch die Größe des optischen Achsenwinkels mit $+69\frac{1}{2}^{\circ}$ und $+67\frac{1}{4}^{\circ}$ bestimmt werden.

Prehnit ist in Dünnschliffen auch außerhalb des Albites grobkörnig anwesend. In einigen Dünnschliffen kommt er spärlich, in anderen häufiger vor. Prehnitkörner füllen die Räume zwischen Albit und Amphibol aus; die Grenzflächen der beiden letzterwähnten Minerale gegen den Prehnit sind gewöhnlich scharf und eben. Prehnit ist gewöhnlich sehr rein und vollkommen farblos. Bei der Drehung der Dünnschliffe zwischen gekreuzten Nicols kommt parkettähnlicher Bau der Körner öfters sehr schön zum Vorschein. Oft ist auch schöner, für die Prehnitaggregate charakteristischer fächerförmiger Bau wahrnehmbar.

Bestimmung der Brechungsindices nach der Einbettungsmethode ergab im Na-Licht

$$N_x = 1,617$$

$$N_y = 1,625$$

$$N_z = 1,642$$

Theodolitkonoskopisch wurde an einem Korn

$$V_1 V_2 = + 68^\circ$$

gemessen.

Der gewöhnlich als unregelmäßige, selten als regelmäßig begrenzte, optisch homogene Körner, die ihrer Größe nach kaum wesentlich kleiner als Plagioklaskörner sind, vorkommende Amphibol stellt die gewöhnliche Hornblende dar. Selten sind die Zwillinge nach (100) sichtbar. In seltenen Fällen sind in Dünnschliffen regelmäßige Grenzflächen, die den Flächen $m(110)$ und $b(010)$ entsprechen, wahrnehmbar. Aus beiden Systemen gut ausgeprägter Spaltrisse wurde theodolitmikroskopisch an einem Korn

$$(110) : (\bar{1}10) = 56\frac{3}{4}^\circ \text{ und außerdem noch } (110) : (010) = 61^\circ$$

gemessen. Am selben Korn wurde $2V = -77^\circ$ und maximale Auslöschungsschiefe $c \wedge Z = 16\frac{3}{4}^\circ$ bestimmt. Pleochroismus ist

X schwach gelb und Y grünbraun.

An zwei weiteren Amphibolkörnern wurde theodolitkonoskopisch

$$V_1 V_2 = -74\frac{1}{2}^\circ \text{ und } V_1 V_2 = -73\frac{1}{2}^\circ$$

bestimmt. Pleochroismus wurde an diesen Körnern folgendermaßen wahrgenommen:

Y hellgrün mit schwacher bräunlicher Nuance
Z hellgrün

Amphibolkörner mit eben angegebenen Eigenschaften werden oft in Dünnschliffen wahrgenommen, es kommen aber nicht selten auch Körner vor, die in 0,03–0,04 mm dicken Dünnschliffen wesentlich tiefer braun bis grünbraun gefärbt sind und ausgeprägteren Pleochroismus im Sinn

X gelb bis bräunlichgelb
Y braun
Z braungrün oder ebenfalls braun

zeigen. An einem solchen Korn ergab die Bestimmung

$$2V = -78\frac{1}{2}^\circ \text{ und } c \wedge Z = 16^\circ$$

Ofters kommen auch die Körner vor, die in einem Teil grün, in anderem braun gefärbt sind. An einem säuligen, nach der [001]-Achse gestreckten Schnitt konnte ich wahrnehmen, daß er an beiden Enden braun und im dazwischen liegenden Teil grün gefärbt war. In der maximalen

Auslöschungsschiefe war kein wesentlicher Unterschied feststellbar; sie betrug an Enden und im mittleren Teil $17\frac{1}{2}^\circ$. Pleochroismus war aber wesentlich verschieden, wie dies in der Tabelle 1 wiedergegeben wird.

Tabelle 1

	X	Y	Z
an beiden Enden	bräunlichgelb	braun	braun
in der Mitte	gelb	bräunlichgrün	grün

Verstärkte Absorption bzw. die Veränderung des Pleochroismus ist zweifelsohne durch den Anfang der Oxydation des Ferroeisens in das Ferrieisen bedingt (Wahlstrom 1955, p. 178). Experimentell hat das V. E. Barnes durch das Erhitzen der gewöhnlichen grünen Hornblende in der Luft bewiesen. Sie wurde dabei in braune Hornblende, deren optische Eigenschaften denjenigen der basaltischen Hornblende entsprachen, umgeändert. Während der nachträglichen Erhitzung solcher braun gewordenen Hornblende in der Wasserstoffatmosphäre ist sie wieder grün geworden (Barnes 1930).

Es wird oft beobachtet, daß die Hornblende in schwach grünlichen, fast farblosen Chlorit umgewandelt wird; für ihn ist zwischen gekreuzten Nicols blaue Interferenzfarbe, deren Intensität schwach ist, charakteristisch.

Optisch homogene Kristalle der gemeinen Hornblende sind öfters dünnsäulig und in diesem Fall bilden sie oft nadelige, radialstrahlige Aggregate. An einigen Nadeln, für die der Charakter der Hauptzone immer optisch positiv war, konnte Pleochroismus wahrgenommen werden.

In Dünnschliffen können öfters auch feinfaserige Aggregate, deren Umriss vollständig unregelmäßig sind, festgestellt werden. Die Fasern sind gewöhnlich parallel geordnet; ihre Aggregate sehen büschel- oder pinselförmig aus. Relief ist im Canadabalsam klar sichtbar, die Farbe ist schwach gelblichgrünlich mit schwachem Pleochroismus ins Farblose. Interferenzfarben sind ziemlich hoch und Charakter der Hauptzone ständig positiv. Zweifelsohne liegt in diesen Fällen Aktinolith vor.

Opake Mineralbestandteile kommen ziemlich oft vor. Teilweise stellen sie den Magnetit dar; das läßt sich unmittelbar aus der Tatsache folgern, daß einige Handstücke von Krinj schwach magnetisch sind. Hämatitkörner, die an ihren Rändern manchmal blutrot gefärbt erscheinen, kommen öfters als Magnetit vor. Die im Amphibol oder im Prehnit eingelagerten Hämatitkörner sind öfters so dünn, daß sie in ihrem Gan-

zen die erwähnte blutrote Farbe durchlassen. Oft sehen die Schnitte der Hämatitkristalle in Dünnschliffen wie lange, schmale undurchsichtige Leisten aus; das weist auf den dünntafeligen Habitus der Kristalle hin.

Dünnsäulige Apatitkriställchen kommen sehr oft vor. Besonders oft werden sie im Albit, wo ihre Länge meistens 0,1–0,4 mm erreicht, wahrgenommen. Manchmal sind die säuligen Apatitkristalle bis 1 mm lang; in diesem Fall strecken sie sich unaufhörlich aus einem Albitindividuum ins andere hinüber. Selten kommt er auch im grobkörnigen Prehnit eingebettet vor. In der Hornblende wird er selten wahrgenommen. Seine Erkennungsmerkmale sind ziemlich starkes Brechungsvermögen, graue Interferenzfarben und optisch negativer Charakter der Hauptzone. Ofters wurden auch die zur Verlängerung senkrechten Risse wahrgenommen.

Sericit kommt als feinkörnige, gewöhnlich gebogene blätterige Anhäufungen im Albit vor. Albite sind manchmal mit Sericit überfüllt.

Sehr selten wurde feinblättriger Biotit wahrgenommen. Die Größe seiner Blättchen erreicht höchstens 0,06–0,08 mm. Konoskopisch kommt schön ausgeprägte optisch negative einachsige Interferenzfigur zum Vorschein. In Schnitten senkrecht zu den Spaltrissen löscht er immer parallel aus. Pleochroismus ist stark; für die parallel zu den Spaltrissen orientierte Hauptschwingungsrichtung ist Biotit gelbbraun, senkrecht dazu farblos. Er kommt auch in der Hornblende als Produkt ihrer Umwandlung vor. Aus den Spaltrissen kann man öfters den Schluß ziehen, daß die Blättchen des Biotits gebogen sind.

Hie und da kann in Dünnschliffen auch Calcit festgestellt werden. Ihn kann man leicht nach der Pseudoabsorption, guter Spaltbarkeit, hohen Interferenzfarben und scharf ausgeprägter optisch negativer einachsiger Interferenzfigur im konvergenten Licht erkennen.

2) Die in Hohlräumen und Rissen vorkommenden Minerale

a) *Albit*

In einigen Hohlräumen kommen 1–2 mm große Albitkristalle vor. Sie stellen gewöhnlich die Zwillinge nach dem Albit- oder Karlsbader Gesetz dar, öfters werden aber auch Drillinge bzw. Vierlinge mit drei zueinander senkrechten Zwillingsachsen bzw. mit drei Paaren zueinander senkrechter Zwillingsachsen, von welchen eine dem Albitgesetz, andere dem Karlsbader Gesetz und dritte dem komplexen Albitkarlsbader Gesetz entspricht, aufgefunden. Die aus einem Individuum bestehenden Kristallen sind sehr selten; von 20 genauer untersuchten Kristallen war das nur einmal der Fall. Neben diesem Kristall habe ich noch zwei Zwillinge nach dem Albitgesetz und einen Vierling gemessen. Die mittels des großen Zweikreisreflexgoniometers nach Goldschmidt ausgeführten Mes-

sungen hatten die Anwesenheit der neun Formen und zwar $P(001)$, $M(010)$, $f(130)$, $T(110)$, $l(\bar{1}\bar{1}0)$, $z(\bar{1}\bar{3}0)$, $n(0\bar{2}1)$, $y(\bar{2}01)$ und $p(\bar{1}\bar{1}1)$ ergeben. Kristalle stellten folgende Kombinationen dar:

Kristall 1 (ein Individuum)	P M f T l z . . .
Kristall 2 (Zwilling)	P M f . l z n . .
Kristall 3 (Zwilling)	P M f T l z . y p
Kristall 4 (Vierling)	P M f T l z n y p

Kristalle sind weiß, undurchsichtig. In Dünnschliffen sieht man, daß im Albit feine, Undurchsichtigkeit verursachende Trübung enthalten ist.

Flächen der Form $M(010)$ sind immer die größten, weswegen die Kristalle tafelig nach (010) sind. Sie sind außerdem immer nach der ersten Achse $[100]$ gestreckt. Ihr äußeres Aussehen ist durch Fig. 585 in Klockmann-Ramdohrs Lehrbuch der Mineralogie wiedergegeben (Ramdohr 1948, p. 624). Als größere Flächen kommen $P(001)$, $T(110)$, $l(\bar{1}\bar{1}0)$ und $y(\bar{2}01)$ vor. Formen $f(130)$, $z(\bar{1}\bar{3}0)$ und $n(0\bar{2}1)$ sind immer als lange, schmale Flächen vertreten. Flächen $p(\bar{1}\bar{1}1)$ sind klein. Flächen (010) sind immer vertikal gestreift; ihre Signale waren bei der Messung deswegen schlecht. Mittelwerte für die Positionswinkel φ und ϱ aus besseren Messungen sind in der Tabelle 2 gegeben.

Tabelle 2

Albit
Mali Krinj bei Sinj

Symbol	φ	ϱ
001	81° 53'	26° 42'
010	0° 00'	90° 00'
130	30° 37'	89° 58'
110	60° 49'	89° 59'
$\bar{1}\bar{1}0$	120° 07'	89° 59'
$\bar{1}\bar{3}0$	150° 10'	89° 57'
$0\bar{2}1$	154° 25'	49° 32'
$\bar{2}01$	-86° 39'	55° 49'
$\bar{1}\bar{1}1$	-36° 41'	38° 56'

Aus den φ - und ϱ -Werten der Flächen (001) beider nach Albitgesetz verzwillingten Individuen ergab die Berechnung für die Größe des von diesen Flächen eingeschlossenen Winkels

einmal $7^{\circ} 13'$
 das andere Mal $7^{\circ} 39'$

Für den Winkel derselben Flächen in Karlsbader Zwillingen ergab die Rechnung

in einem Fall $52^{\circ} 59'$
 in anderem Fall $53^{\circ} 27'$

Den Achsenelementen, wie sie für den Albit von Siorarsuit und Kangerdluarsuk in Grönland von Dreyer und Goldschmidt (1907, p. 42; 1910, p. 576) bestimmt wurden, entsprechen für die erwähnten Winkel die Größen

$7^{\circ} 12'$ bzw. $53^{\circ} 42'$

In Anbetracht dessen, daß die Albitkristalle von Mali Krinj für genaue Messungen nicht geeignet waren, kann man sagen, daß die Übereinstimmung der oben angegebenen Werte doch befriedigend ist.

In Dünnschliffen ließ sich aus der Betrachtung der Beckeschen Linie ausnahmslos folgern, daß auch der Hauptbrechungsindex N_z etwas kleiner als der Brechungsindex des Canadabalsams ist.

b) Hornblende

Sie kommt sehr oft in den Hohlräumchen der Gesteine von Mali Krinj vor. Die nach [001]-Achse gestreckten Kristalle sind über 5 mm lang und höchstens 1 mm dick. Die Endflächen wurden in keinem Fall beobachtet. Die Flächen $m(110)$ sind immer die größten; sie sind fast immer stärker oder schwächer parallel der [001]-Achse gestreift. An drei gemessenen Kristallen wurden nebst $m(110)$ noch $b(010)$ und $a(100)$, und an einem von diesen Kristallen außerdem auch $e(130)$ festgestellt. Flächen $b(010)$ waren gewöhnlich schmal; nur selten waren sie als schöne, breitere Flächen wahrgenommen. Die Flächen der Formen $a(100)$ und $e(130)$ waren ständig sehr schmal. Übersicht über die Mittelwerte der Positionswinkel φ und e findet sich in der Tabelle 3.

Amphibol
 Mali Krinj bei Sinj

Tabelle 3

Fläche	φ	e
010	$0^{\circ} 00'$	$90^{\circ} 00'$
100	$89^{\circ} 52'$	$89^{\circ} 58'$
110	$62^{\circ} 11'$	$89^{\circ} 59'$
130	$32^{\circ} 00'$	$89^{\circ} 59'$

Dickere Kristalle sind gewöhnlich dunkelgrün bis schwarz gefärbt. Dünnere Kristalle sind gewöhnlich grün oder bräunlich durchsichtig. An drei solchen Kristallen wurde theodolitmikroskopisch Folgendes bestimmt (Tabelle 4):

Tabelle 4

Amphibol

Mali Krinj bei Sinj

	V_1V_2	c/Z	Pleochroismus		
			X	Y	Z
Kristall 1	$-77\frac{1}{2}^\circ$	$15\frac{1}{2}^\circ$	gelb	braun mit schwacher grünlicher Nuance	bräunlich-grün
Kristall 2	$-76\frac{3}{4}^\circ$	16°	gelb	grünlichbraun	gelblich-grün
Kristall 3	$-77\frac{1}{4}^\circ$	$17\frac{1}{2}^\circ$	gelb	braun	grün

Die Größe des optischen Achsenwinkels wurde konoskopisch durch die direkte Einstellung beider optischen Achsen in den Mikroskoptubus bestimmt.

Ofters können säulige Hornblendekristalle gefunden werden, welche an beiden Enden der [001]-Achse verschieden gefärbt sind; ein Ende ist grün und das Gegenende braun bis braungrün gefärbt. Durch die Ausmessung beider verschieden gefärbten Enden wurden an einem Kristall folgende Angaben erhalten (Tabelle 5):

Tabelle 5

Amphibol

Mali Krinj bei Sinj

	V_1V_2	c/Z	Pleochroismus		
			X	Y	Z
grün gefärbtes Ende	$-67\frac{3}{4}^\circ$	$17\frac{1}{2}^\circ$	gelblich	bräunlich-grün	bläulich-grün
braungrün gefärbtes Ende	$-74\frac{1}{4}^\circ$	$16\frac{1}{2}^\circ$	gelblich	hellbraun	grünlich-bräunlich

Dispersion des optischen Achsenwinkels war $r < v$.

Es sei hervorgehoben, daß die in der Tabelle 5 enthaltenen Angaben für die Größe des optischen Achsenwinkels und des Winkels der maximalen Auslöschung sehr zuverlässig sind und zwar deswegen, da beide optischen Achsen konoskopisch direkt einstellbar waren; genaue Bestim-

mung der [001]-Achse wurde durch die direkte Einstellung der scharf ausgesprägten Streifung in die A_1 -Achse des Universaldrehtischchens ermöglicht.

Unter denselben Umständen wurde noch ein anderer Hornblende-kristall ausgemessen. Meßergebnisse sind in der Tabelle 6 wiedergegeben.

Amphibol

Tabelle 6

Mali Krinj bei Sinj

	V_1V_2	$c \wedge Z$	Pleochroismus		
			X	Y	Z
grün gefärbtes Ende	$-71\frac{1}{4}^\circ$	18°	gelb	bräunlich-grün	grün
braun gefärbtes Ende	-74°	$17\frac{1}{2}^\circ$	gelb	braun	grün mit schwacher bräunlichen Nuance

Dispersion des optischen Achsenwinkels ist $r < v$.

Seltenheit für diesen Fundort stellt ein in einem Hohlräumchen gefundener säuliger, nach (010) tafelliger Amphibolkristall, dessen Dicke mit 0,0611 mm nach der von Nikitin (1936, p. 61-64) angegebenen Methode bestimmt wurde. Aus dem außerdem mittels des Kompensators nach Berrek bestimmten Gangunterschied wurde die maximale Doppelbrechung

$$N_z - N_x = 0,0266$$

berechnet.

Auslöschungsschiefe $c \wedge Z$ ist $16,1^\circ$ und Pleochroismus Z grün, X gelb.

Nach der Einbettungsmethode sind an diesem Kristall Brechungsindizes $N_x = 1,646$ und $N_z = 1,671$ bestimmt worden.

Es sei endlich erwähnt, daß in einigen Hohlräumen eines Handstückes mit den Hämatitkristallen auch hellgraugrün gefärbter Amphibol gefunden wurde. Schwach gedrückt teilte er sich in sehr dünne biegsame Nadeln oder Fasern auseinander. Pleochroismus war sehr schwach

Y kaum bräunlich und
X und Z gräulich oder farblos

Hier haben wir mit dem Aktinolith zu tun. Größe des optischen Achsenwinkels wurde in drei Fällen mit

$$2V = -85^\circ; -83^\circ; -84\frac{1}{2}^\circ$$

und maximale Auslöschungsschiefe mit

$$Z \wedge c = 17^\circ; 18\frac{1}{4}^\circ; 17\frac{1}{2}^\circ$$

bestimmt.

c) *Prehmit*

Nebst Amphibol kommt in den Hohlräumen sehr oft auch Prehmit als weiße, ausnahmslos nach (001) tafelige Kristalle vor. Erwähnte Fläche ist oft parallel der [010]-Achse gestreift. Mehrmals waren die Kriställchen mit sehr dünnem Überzuge der Limonitsubstanz bedeckt; in diesem Falle sahen sie gelblich bis bräunlich gefärbt aus. Die Länge bzw. die Breite der Prehmittäfelchen erreicht selten 2 mm. An einem kleinen durchsichtigen, 0,02 mm dicken Kristall wurde theodolitmikroskopisch die Kombination der Formen c(001), a(010), b(100) und m(110) festgestellt. Im Beobachtungstereogramm wurden für einzelne Flächenpole folgende Positionswinkel φ und ϱ bestimmt (Tabelle 7):

Tabelle 7

Prehmit Mali Krinj bei Sinj		
Symbol	φ	ϱ
001	—	0°
010	0°	88 ¹ / ₂ °
110	49 ¹ / ₂ °	89 ¹ / ₂ °
100	90°	89°

Das stimmt gut mit den von V. Goldschmidt (1897, p. 272) bzw. von A. Beutell (1887, p. 94) für den Prehmit angegebenen φ - und ϱ -Werten überein. Das Kriställchen wurde an der Unterlage mit einem Ende seiner kristallographischen Achse [100] angewachsen; dies wird in dieser Fundstelle sehr oft wahrgenommen. Von den Flächen der senkrechten Zone waren die Flächen der Form (010) die größten; ziemlich groß waren die Flächen der Form (110), während die Flächen (100) die kleinsten waren. Die Ausmaße in der Richtung der [100]- bzw. der [010]-Achse waren 0,16 mm bzw. 0,14 mm.

Wegen der deutlichen Spaltbarkeit des Prehnites nach (001) konnten durch sanftes Zerdrücken in der Achatschale die zur spitzen Bisektrix Z senkrechten Schnitte leicht hergestellt werden. An drei solchen Schnitten wurde konoskopisch die Größe des optischen Achsenwinkels

$$V_1V_2 = + 67\frac{1}{2}^\circ; 71^\circ; 67\frac{1}{2}^\circ$$

gemessen.

d) Hämatit

In einem einzigen bisher auf Krinj gefundenen Handstück kommt in den Hohlräumen ziemlich reichlich Hämatit vor. Kristalle sind ausnahmslos dünntafelig nach $c(0001)$. Sie sind nur selten dicker als 0,2–0,3 mm, während ihre Breite auch über ein halbes Zentimeter erreichen kann. Solcher Habitus weist auf die niedrige Entstehungstemperatur des Hämatits hin (R a m d o h r & S t r u n z 1967, p. 496). An den Basisflächen wird ziemlich oft die charakteristische dreieckige Streifung wahrgenommen. Kristallblättchen sind dunkelgrau, metallglänzend. In fein gepulvertem Zustand kommt rote Farbe klar zum Vorschein. Die in das Canadabalsam eingebetteten Kriställchen lassen an ihren Rändern tief rot gefärbtes Licht durch.

Kristalle sind flächenreich, viele Flächen konnten aber nicht bestimmt werden, weil ihre Signale unklar oder stark verzogen waren. Als Grundlage für die Lösung der Kristallkombinationen wurde das von M e l c z e r (1903) und B i ä s c h (1929) bestimmte Achsenverhältnis $a : c = 1 : 1,3652$ genommen. An vier Kristallen konnten folgende Formen festgestellt werden: $m(10\bar{1}0)$, $a(11\bar{2}0)$, $r(10\bar{1}1)$, $J(01\bar{1}6)$, $\mu(01\bar{1}5)$ und $n(22\bar{4}3)$. Kristalle stellten folgende Kombinationen dar (Tabelle 8):

Tabelle 8

Hämatit					
Mali Krinj bei Sinj					
Kombinationen					
c	r	m			
c	a	μ	n		
c	a	r	J	μ	n
c	r	m	μ	n	

Mittelwerte für die Positionswinkel φ und ϱ der einzelnen Formen sind in der Tabelle 9 gegeben.

e) Vermiculit

In Hohlräumen und Rissen kommen mehrmals ziemlich reichlich gelb bis gelbbraun gefärbte, dünntafelige Kristalle, deren Umrisse sehr oft regelmäßig sechseitig sind, vor. Ihr Durchmesser erreicht öfters bis 1 mm. Unelastische Blättchen sind biegsam; sie behalten die Form, welche ihnen durch das Biegen gegeben wird. Mittels des Mikroskopes kann festgestellt werden, daß hier ein optisch einachsiges negatives Mineral vorliegt, dessen optische Achse senkrecht auf die Ebene der Blättchen steht; diese Ebene stellt die Ebene der guten Spaltbarkeit dar. Die zur Spaltfläche senkrechten Schnitte, d. h. die der optischen Achse parallelen Schnitte konnten nicht hergestellt werden. Mittels des Universaldreh-

Hämatit
Mali Krinjš bei Sinj

Tabelle 9

Symbol	Gemessen (Mittelwert)		Berechnet	
	φ	e	φ	e
0001	—	0° 02'	—	0° 00'
10 $\bar{1}0$	30° 06'	89° 54'	30° 00'	90° 00'
11 $\bar{2}0$	0° 03'	90° 02'	0° 00'	90° 00'
0116	—29° 52'	15° 02'	—30° 00'	14° 43'
0115	—29° 58'	17° 25'	—30° 00'	17° 30'
10 $\bar{1}1$	30° 00'	57° 43'	30° 00'	57° 37'
2243	0° 03'	61° 15'	0° 00'	61° 13'

tischchens wurde für diese Blättchen doch festgestellt, daß ihre Doppelbrechung ziemlich hoch ist, weil die beim Kippen auftretenden Interferenzfarben lebhaft waren. Außerdem wurde schwacher Pleochroismus zwischen der bräunlichgelben Farbe für die Hauptschwingungsrichtung e und der bräunlichen Farbe für die Hauptschwingungsrichtung o beobachtet.

Beim Erwärmen der Kristallblättchen wird ihre Dicke bedeutsam vergrößert; sie werden dabei rostfarbig undurchsichtig. Wegen der Volumvergrößerung, die durch das Erwärmen hervorgerufen wird, wird das spezifische Gewicht der Kristallblättchen so stark erniedrigt, daß sie nach der Erwärmung über dem Wasser schwimmen.

Aus allem gesagten muß der Schluß gezogen werden, daß in diesem Fall Vermiculit vorliegt. Er ist hier am wahrscheinlichsten aus einseitigem Biotit entstanden (B e t e h t i n 1957, p. 538).

Selten kommen in Hohlräumchen Apatit und Sphen vor.

f) Apatit

Feinsäulige Apatitkristalle sind immer vollkommen farblos und durchsichtig. An einem 0,6 mm langen Bruchstück eines solchen Kristalls konnten mittels des Zweikreisreflexgoniometers zwischen den Flächen der Ausdehnungszone folgende Winkel

$$59^{\circ} 55'; 60^{\circ} 00'; 60^{\circ} 05'; 59^{\circ} 51'; 59^{\circ} 52' \text{ und } 60^{\circ} 17'$$

gemessen werden. Trotz der Kleinheit waren die Signale der Flächen beim Messen gut. Indem der Abstand zwischen zwei Gegenflächen des hexagonalen Prismas mittels des Schraubenmikrometerokulars mit 0,0865 mm gemessen wurde, wurde die maximale Doppelbrechung

$$\omega - \varepsilon = 0,0063$$

berechnet, nachdem mittels des Kompensators nach Berek auch der Gangunterschied zu $547 \text{ m}\mu$ bestimmt wurde. Senkrecht auf die [0001]-Achse, die der Richtung der Hauptzone entspricht, schwingt der Strahl des höheren Brechungsindex. Nach der Einbettungsmethode wurden im Na-Licht Hauptbrechungsindices

$$\omega = 1,652 \quad \text{und} \quad \varepsilon = 1,647$$

bestimmt.

An einem Apatitkriställchen waren zwei Gegenflächen des hexagonalen Prismas breiter als andere Flächen des Prismas; das Kriställchen war deswegen dünnem, nach der [0001]-Achse stark gestrecktem Täfelchen ähnlich, welches $0,26 \text{ mm}$ lang und $0,06 \text{ mm}$ breit war. Die Auslöschung war, wie im vorigen Fall, genau gerade und der optische Charakter der Hauptzone ebenfalls negativ. In derselben Weise, wie am ersten Kristall, wurde für den zweiten Kristall die Dicke mit $0,0222 \text{ mm}$ und der Gangunterschied mit $128 \text{ m}\mu$ bestimmt und daraus die maximale Doppelbrechung

$$\omega - \varepsilon = 0,0058$$

gefolgert.

Für die Endflächen an beiden Enden dieses Kriställchens wurde festgestellt, daß ihr Azimutwinkel φ dem Azimutwinkel der Prismenflächen entspricht. Die Polardistanz ϱ wurde für die Endflächen in drei Fällen

$$39^\circ 59'; \quad 39^\circ 49' \quad \text{und} \quad 39^\circ 48'$$

gemessen.

Aus eben gesagtem geht hervor, daß dieses Apatitkriställchen die Kombination $a(1010)$ und $x(10\bar{1}1)$ darstellt.

Das Mineral ist in Salzsäure und Salpetersäure ohne Gasblasenentwicklung löslich. In der Salpetersäurelösung ließ sich mit dem Ammonolybdat die Anwesenheit der Phosphationen nachweisen.

Die Doppelbrechung des Apatits von Krinj ist größer als dies gewöhnlich für dieses Mineral angegeben wird. Mittelwert aus beiden oben angegebenen Bestimmungen ist $0,0061$; das stimmt gut mit der Größe der Doppelbrechung $0,005$, wie sie den bestimmten Hauptbrechungsindices entspricht, überein. Dabei soll betont werden, daß die zuletzt angegebene Höhe der Doppelbrechung ($0,005$) dem erwähnten Mittelwert $0,0061$ ihrem Gewicht nach nicht gleichgesetzt werden kann. Der Grund dafür ist in der Tatsache zu suchen, daß die $0,005$ betragende Angabe aus den, nach der Einbettungsmethode bestimmten Brechungsindices, deren Bestimmung mit der Genauigkeit $\pm 0,002$ ausgeführt wurde, resultiert.

Nebst der höheren Doppelbrechung, als dies sonst der Fall ist, sind für den Apatit von Mali Krinj auch ziemlich hohe Brechungsindices be-

zeichnend. Aus den entsprechenden Diagrammen (Deer, Howie & Zussman: Rock-forming minerals, vol. 5, 1962, Fig. 59 auf p. 331) geht hervor, daß in diesem Fall fast reiner Hydroxyapatit vorliegt.

g) *Sphen*

Am seltensten kommt Sphen vor. In einem kleinen, kaum 1 cm großen Hohlraum wurden zwei Kristalle, von welchen einer ungefähr 1 mm, anderer 0,7 mm groß war, gefunden. Kriställchen sind braungelb, durchsichtig, diamantglänzend. Durch die Einbettung in das Methylenjodid wurde festgestellt, daß sie größeres spezifisches Gewicht und höheres Lichtbrechungsvermögen als Methylenjodid besitzen. Im Dünnschliff ist das Mineral farblos. Theodolitkonoskopische Bestimmung des optischen Achsenwinkels ergab

$$V_1V_2 = + 24^{\circ}40'$$

mit stark ausgeprägter Dispersion $r > v$.

Mittels des Zweikreisreflexgoniometers wurde festgestellt, daß das erste Kriställchen die Kombination der Formen $b(010)$, $m(110)$, $n(111)$ und $t(\bar{1}11)$ darstellt; am zweiten, etwas kleineren Kriställchen wurden ausserdem die Formen $c(001)$, $\eta(221)$ und $w(\bar{2}21)$ festgestellt. Ihrem Aussehen nach waren beide Kristalle fast gleich; deswegen sei hier nur der kleinere Kristall beschrieben. Für die Positionswinkel φ und ϱ wurden die in der Tabelle 10 angeführten Werte erhalten.

Sphen
Mali Krinj bei Sinj

Tabelle 10

Symbol	Gemessen		Berechnet	
	φ	ϱ	φ	ϱ
001	90° 07'	29° 35'	90° 00'	29° 43'
010	0° 01'	89° 58'	0° 00'	90° 00'
110	56° 51'	90° 00'	56° 45'	90° 00'
221	61° 47'	74° 37'	61° 44'	74° 30'
111	65° 35'	64° 01'	65° 30'	64° 06'
$\bar{1}11$	-40° 40'	48° 23'	-40° 36'	48° 22'
$\bar{2}21$	-49° 51'	69° 12'	-49° 59'	69° 22'

In beiden rechten Kolonnen sind die den Achsenelementen des Sphens (Goldschmidt V. 1897, p. 344-346 nach Des Cloizeaux)

$$a : b : c = 0,7547 : 1 : 0,8540 \quad \beta = 119^{\circ}43'$$

entsprechenden φ - und ϱ -Werte des Vergleichs halber angegeben.

Von dem Kristall war nur sein hinterer Teil frei entwickelt. Das Aussehen des Kristalls ist durch die starke Entwicklung der Flächen $(\bar{1}11)$, $(\bar{1}\bar{1}1)$, $(\bar{1}10)$ und $(\bar{1}\bar{1}0)$ bedingt. Signale der erwähnten Flächen waren beim Messen sehr gut. Die eben erwähnten vier Flächen waren ungefähr gleich groß, während alle übrigen Flächen klein oder schmal waren. Der Kristall war – seinem Aussehen nach – der rhombischen Pyramide ähnlich. Unter den erwähnten Umständen kann es nicht anders sein. Die dem Schnittpunkt der Zonen $[\bar{1}11, \bar{1}\bar{1}0]$ und $[\bar{1}\bar{1}1, \bar{1}10]$ entsprechende Normale zur Fläche $(\bar{2}01)$ hat nämlich in diesem Fall mit guter Annäherung die Rolle der Digyre, wie man das den folgenden Angaben leicht entnehmen kann:

$$\begin{aligned} (\bar{1}11) : (\bar{1}10) &= 44^\circ 07' \\ (\bar{1}11) : (\bar{1}\bar{1}1) &= 69^\circ 09' \\ (\bar{1}10) : (\bar{1}\bar{1}0) &= 66^\circ 29' \\ (\bar{2}01) : (\bar{1}11) &= 49^\circ 09' \\ (\bar{2}01) : (\bar{1}10) &= 41^\circ 22' \end{aligned}$$

Das ist in der Abb. 2 in stereographischer Projektion anschaulich dargestellt.

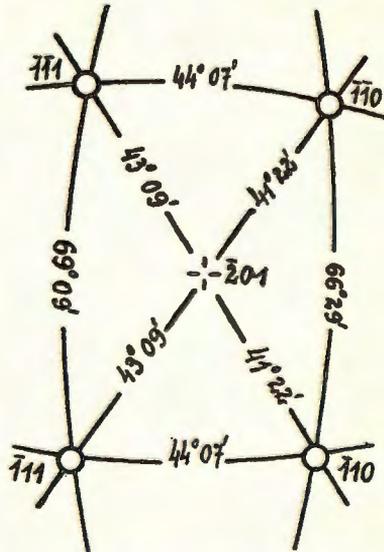


Fig. 2: Sphen. Stereographische Projektion der am stärksten entwickelten Flächen der Formen $(\bar{1}11)$ und $(\bar{1}10)$. Fundstelle: Mali Krinj bei Sinj

Sfen. Stereografska projekcija najjače razvitih ploha formi $(\bar{1}11)$ i $(\bar{1}10)$. Nalazište: Mali Krinj kod Sinja

Betreffs der Kristallisationsfolge in den Hohlräumen der Gesteine von Mali Krinj könnte Folgendes gesagt werden. Zuerst kristallisierten Albit und Hornblende. Vermiculit ist zweifelsohne aus einstigem Biotit entstanden. Er ist etwas jünger als Albit und Hornblende; seine hexagonale Blättchen befinden sich nämlich über den Albit- und Hornblendekristallen. Ofters kann man sehen, daß der Hornblendekristall vom Vermiculitblättchen umwachsen ist; in diesen Fällen hat man den Eindruck, daß die sechsseitigen Blättchen von den Hornblendesäulchen durchspießt sind. Danach fand die Kristallisation des Hämatits und Prehnits statt. Hämatit kommt unmittelbar über den Hornblendekristallen angewachsen oder im Prehnit eingewachsen vor. Apatit kommt eingewachsen im Prehnit oder er kommt über dem Prehnit angewachsen vor; daraus muß man den Schluß ziehen, daß die Kristallisation des Apatites im Endstadium der Prehnitkristallisation oder auch nach der Kristallisation des Prehnites stattgefunden hat. Die Stellung des Sphens in genetischer Beziehung ist bisher noch nicht klar.

B. Marinkova glavica

Diese Fundstelle wird von Kerner (1905, p. 366) unter Nr. 2 als »Ostecke des kleinen Doppelhügelchens nordwestlich von Ričić« erwähnt. Die Benennung »Ričić« ist in Sinj und in der Umgebung dieser Stadt unbekannt. Hier hat man eigentlich mit der Siedlung namens Bikići zu tun (Fig. 1). Die Fundstelle der Eruptivgesteine nordwestlich von dieser Siedlung heißt Marinkova glavica.

Hauptbestandteile der Gesteine in dieser Fundstelle sind – ähnlich wie in der Fundstelle Mali Krinj – Albit, Hornblende und Prehnit. Chlorit kommt daneben in genügender Menge vor. Pyroxen und Quarz sind ebenfalls anwesend. Epidot ist selten; Calcit ist äußerst selten. Im Albit ist Sericit reichlich anwesend. Ofters kann man Apatitsäulchen und Magnetitkörnchen beobachten. Hämatit ist selten.

Messungen hatten ergeben, daß Plagioklas fast reiner Albit ist. An einem Karlsbader Zwillings sind mittels der Zwillingssnaht $D_{1/2}$ und mittels der Zwillingssachse $B_{1/2}$ folgende Resultate erhalten:

$$D_{1/2} \begin{cases} 15\frac{1}{2}^\circ; 74\frac{3}{4}^\circ; 88\frac{3}{4}^\circ & \text{--- } \perp (010); 3^\circ \text{ an}; 1^\circ \text{ NO} \\ B_{1/2} \begin{cases} 74^\circ; 17\frac{1}{2}^\circ; 83^\circ & \text{--- } [001]; 4^\circ \text{ an}; \text{genau} \end{cases} \end{cases}$$

Die Größe des optischen Achsenwinkels ist orthoskopisch durch die direkte Beobachtung beider optischen Achsen an beiden Individuen mit

$$V_1 V_2 = + 83\frac{1}{2}^\circ \quad \text{und} \quad V_1 V_2 = + 81^\circ$$

bestimmt.

An anderem ähnlichen Zwillings sind folgende Meßergebnisse erhalten:

$$D\frac{1}{2}, 16^{\circ}/4^{\circ}; 73^{\circ}; 88^{\circ} \text{ --- } \perp (010); 2^{\circ}/4 \text{ an}; \frac{1}{2}^{\circ} \text{ NW}$$

$$B\frac{1}{2}, 73^{\circ}/4^{\circ}; 18^{\circ}/4^{\circ}; 82^{\circ} \text{ --- } [001]; 4^{\circ}/4 \text{ an}; 1^{\circ} \text{ NO}$$

Von einem Drilling konnten lauter zwei größere, nach dem Karlsbader Gesetz verzwillingten Individuen gemessen werden. Das dritte Individuum wurde als dünne Lamelle zwischen beiden erwähnten Individuen eingelagert und deswegen konnte es theodolitmikroskopisch nicht ausgemessen werden; es war mit einem von beiden größeren Individuen nach dem Albitgesetz verzwillingt. Die Meßergebnisse sind hier wiedergegeben.

$$D\frac{1}{2}, 15^{\circ}; 75^{\circ}/4^{\circ}; 90^{\circ} \text{ --- } \perp (010); 4^{\circ}/4 \text{ an}; \frac{3}{4}^{\circ} \text{ NO oder}$$

$$6^{\circ}/4 \text{ an}; \frac{3}{4}^{\circ} \text{ NW}$$

$$B\frac{1}{2}, 75^{\circ}; 17^{\circ}; 82^{\circ} \text{ --- } [001]; 6^{\circ}/4 \text{ an}; \frac{1}{2}^{\circ} \text{ NO}$$

An zahlreichen Körnern konnte mittels der Beckeschen Linie festgestellt werden, daß die Brechungsindices der Plagioklase niedriger als Brechungsindex des Canadabalsams oder gleich dem Brechungsindex des Canadabalsams sind. Entsprechend den Chayes-Kurven (Chayes 1952, Fig. 3) muß der Schluß gezogen werden, daß Albit mit höchstens 5–6% an vorliegt.

Zonare Ausbildung der Plagioklase kommt in dieser Fundstelle – ähnlich wie am Mali Krinj – nicht zum Vorschein.

Nebst Albit und Prehnit stellt die Hornblende den häufigsten Gemengteil in den Gesteinen dieser Fundstelle dar, keine von den drei erwähnten Mineralarten ist aber der überwiegende Gemengteil. In Dünnschliffen können Hornblendeschnitte mit regelmäßigen, den Flächen (110) und (010) entsprechenden Umrissen wahrgenommen werden, die Schnitte mit unregelmäßigen Umrissen sind aber auch sehr oft anzutreffen. An einem, mit Quarz umwachsenen Hornblendeschnitt konnte theodolitmikroskopisch auch die Form $w(\bar{1}01)$ festgestellt werden. Aus dem Beobachtungsstereogramm wurde im spitzen Winkel β für die Polardistanz ϱ dieser Fläche $14\frac{1}{2}^{\circ}$ abgelesen. Nach den Winkeltabellen von V. Goldschmidt (1897, p. 38) ist für $(\bar{1}01)$ $\varrho = 16^{\circ}01'$. Die Größe des maximalen Auslöschungswinkels ist aus dem Beobachtungsstereogramm $c \wedge Z = 15\frac{1}{2}^{\circ}$ abgelesen.

Betreffs des Pleochroismus kann hier das für die Fundstelle Mali Krinj gesagte wiederholt werden. An einem Korn mit dem Pleochroismus X = gelb, Z = grün wurde $c \wedge Z = 17^{\circ}/4^{\circ}$ gemessen. Aus dem Beobachtungsstereogramm wurde für den Winkel zwischen beiden Spaltrichtungen 54° abgelesen. Mittels der scharf ausgeprägten Fläche (110) wurde nach der Methode von Nikitin (1936, p. 61–63) die Dicke

dieses Kornes $d = 0,0258$ mm bestimmt. Aus dem mittels des Kompensators nach Berek bestimmten Gangunterschied wurde danach die maximale Doppelbrechung $N_z - N_x = 0,0280$ berechnet.

An einem anderen Korn mit Pleochroismus X = gelb, Y = bräunlichgrün, Z = grün ergab die Messung $c \wedge Z = 15^{1/4}^\circ$ und $2V = -74^\circ$.

An einem weiteren Korn mit Pleochroismus X gelb, Y braun und Z grünbraun wurde $c \wedge Z = 16^\circ$ bestimmt.

Mittels eines Quarzkornes in der unmittelbaren Nähe des eben erwähnten Amphibolkornes wurde (B e r e k 1924, p. 128) die Dicke mit $0,0495$ mm bestimmt. Aus dem mittels des Berek-Kompensators bestimmten Gangunterschied wurde danach $N_z - N_x = 0,0263$ bestimmt.

Ein Hornblendekorn mit regelmäßigem sechsseitigem Umriß zeigte denselben Pleochroismus, wie das unmittelbar oben beschriebene Korn. An ihm wurde $2V = -74^\circ$ und $c \wedge Z = 15^{1/2}^\circ$ bestimmt.

In dieser Fundstelle werden – ähnlich wie am Mali Krinj – ebenfalls die Hornblendesäulen mit verschiedenem Pleochroismus an beiden Kristallenden angetroffen.

Nebst schönen, optisch homogenen Hornblendekristallen kommen hier auch dünnstengelige bis radiaalfaserige Aggregate vor. Neben schwachem Pleochroismus, schiefer Auslöschung (bis höchstens 17°) und lebhaften Interferenzfarben kann ausnahmslos beobachtet werden, daß Stengel oder Fasern in solchen Aggregaten positiven Charakter der Hauptzone zeigen. Mehrmals kann beobachtet werden, daß die Hornblendekörner, die einst schön und optisch homogen waren, an ihren Enden in solche faserige Aggregate übergehen. Dünne Fasern sind manchmal auch gebogen. Hier hat man mit den Umwandlungen der Hornblende in die Aktinolithsubstanz zu tun.

Betreffs des Prehnites kann das für die Fundstelle Mali Krinj gesagte hier wiederholt werden. An einem, zur spitzen Bisektrix fast senkrechten Schnitt wurde theodolitkonoskopisch die Größe des optischen Achsenwinkels $V_1 V_2 = + 68^{1/2}^\circ$ bestimmt.

Xenomorphe Pyroxenkörner, deren Größe meistens $0,1-0,3$ mm ist, sind immer frisch. Ausmaß des größten unter ihnen war $0,7 \times 0,3$ mm. Pyroxen ist in Dünnschliffen kaum gelblichgrünlich gefärbt; die Farbe ist so schwach, daß sie erst dann wahrgenommen werden kann, wenn die Pyroxenkörner unmittelbar zusammen mit farblosen Quarz- oder Prehnitkörnern in Dünnschliffen vorkommen oder wenn sie sich am Rande der Dünnschliffe befinden. Das mittlere Brechungsvermögen des Pyroxens wurde nach der von B e r e k (1924, p. 109–114; B e r e k 1949, p. 13) angegebenen Methode mit

$$n_M = 1,699$$

bestimmt.

An einem Korn mit direkter Einstellung beider optischen Achsen wurde

$$V_1V_2 = + 59^\circ \text{ und } c \wedge Z = 40^\circ$$

gemessen.

Resultate müssen als zuverlässig angenommen werden, weil die Hauptschwingungsrichtung Y in die Achse A_z des Universaldrehtischens durch die unmittelbare Beobachtung der konoskopischen Interferenzfigur eingestellt wurde und weil die Spaltrisse scharf ausgeprägt waren.

An anderem Korn, an welchem nur eine optische Achse der direkten Beobachtung zugänglich war, ergab die in ähnlicher Weise ausgeführte Messung

$$2V = + 52^\circ \text{ und } c \wedge Z = 41\frac{1}{4}^\circ$$

Am dritten Pyroxenkorn, dessen Dicke mittels des Quarzes in seiner Nähe mit 0,0495 mm bestimmt wurde, wurde für maximale Doppelbrechung $N_z - N_x = 0,0255$ erhalten.

Aus angeführten Angaben läßt sich der Schluß ziehen, daß hier Augit vorliegt.

Apatit und Hämatit kommen hier unter ähnlichen Umständen wie am Krinj vor. Es sei erwähnt, daß sich die nadeligen Apatitkristalle auch im Quarz, dessen Beschreibung später gegeben wird, befinden.

Magnetitkörner kommen ziemlich reichlich im Gestein zerstreut vor. Das Gestein wirkt deswegen auf die Magnetnadel ein. Seine schwarzen, bis 2 mm großen Körner sind mit bloßem Auge sichtbar. Am Magnetit ist sehr gut die oktaedrische Absonderung ausgeprägt; solche frisch hervorgebrachten Flächen besitzen ziemlich starken Glanz.

In Dünnschliffen sind oft sehr schöne Skelettkristalle des Magnetites sichtbar; einige sind in der Abb. 3 abgebildet. Ähnliche Magnetitbildungen wurden z. B. im Diabas von Väderum in Småland, Schweden oder im Monchiquit des Fundortes Letts Mine, Saline Co. in Arkansas, USA (J o h a n n s e n 1958, vol. 1, p. 16) festgestellt.

In Anschliffen sind im reflektierten Licht öfters im Magnetit dünne Lamellen des Ilmenites, welche wegen ihres etwas niedrigeren Reflexionsvermögens schön sichtbar sind, feststellbar. Sie sind besonders gut in den parallel zu (111) des Magnetites gemachten Anschliffen sichtbar. In solchen Schnitten schneiden sich die etwas dunkleren, dünnen Ilmenitlamellen unter 60° (Taf. I, Fig. 1). Solche Bildungen sind als Folge der Entmischung des Ilmenites im Magnetit entstanden. Feine Ilmenitförmchen nach (0001) sind im Magnetit parallel zu (111) eingelagert (R a m d o h r 1960, p. 846).

Um die Magnetit- und Hämatitkörner ist manchmal schmaler, von der aus ihnen entstandenen Limonitsubstanz gelb bis braun gefärbter Rand sichtbar.

Interessant ist das Auftreten des Quarzes. Kleine Körner kommen in der Hornblende wegen ihrer Umwandlung in den Chlorit vor. Große Quarzkörner (bis 0,5–1 mm) sind sehr rein und optisch vollkommen homogen; in ihnen kann man keine Risse bemerken. Manchmal sind in ihnen dünne Apatitsäulchen eingebett. Oben (S. 371) wurde der vom solchen Quarz vollständig umwachsene Hornblendekristall mit der Endfläche $w(101)$ erwähnt. Dieser Hornblendekristall hat mit seinem freien Ende in den Hohlraum gewachsen; mit anderem Ende stützte er sich an

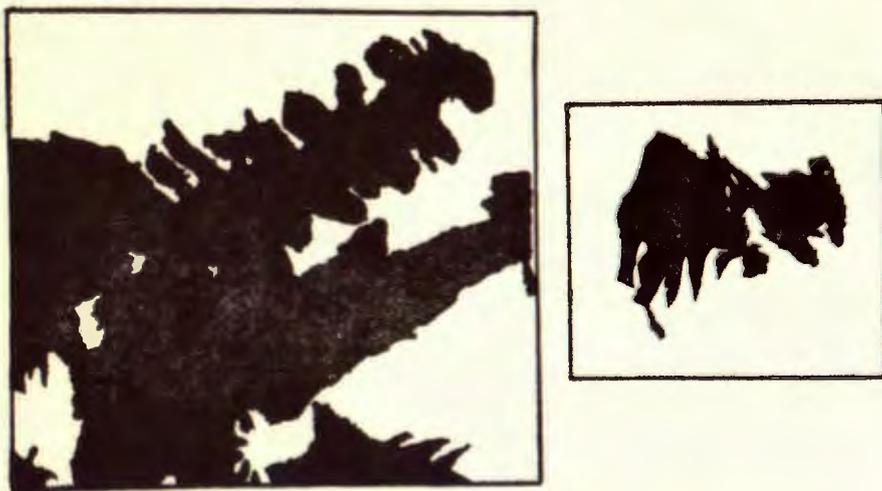


Fig. 3: Skelettartiger Magnetit. Fundstelle: Marinkova glavica
Skeletni magnetit. Nalazište: Marinkova glavica

die Wand des Hohlraumes. Nachträglich wurde der Hohlraum vollständig mit der Quarzsubstanz ausgefüllt und dabei wurde der an einem Ende frei entwickelte Hornblendekristall vollständig vom Quarz umhüllt. Andere Tatsachen können auch als Beweis dienen, daß Quarz die letzte Ausscheidung in den Hohlräumchen der Gesteine darstellt. Nicht nur die Hornblende, sondern auch die frei entwickelten, in die Hohlräume hineinragenden Enden der Albit- und Prehnitkristalle sind vom nachträglich ausgeschiedenen Quarz umhüllt. Aus dem eben gesagten muß man den Schluß ziehen, daß die Ausscheidung des Quarzes mit der Verfestigung des Gesteins aus dem magmatischen Schmelzfluß keinerlei Beziehungen hat; Quarz ist hier im Gegenteil unter den Bedingungen der wesentlich niedrigeren Temperaturen in der Tieftemperaturform ausgeschieden worden. In Dünnschliffen werden manchmal an den zur optischen Achse des Quarzes fast senkrechten Schnitten die regelmässi-

gen sechsseitigen Umriss oder wenigstens zwei, drei oder auch mehrere Grenzflächen, die sich unter 120° schneiden, beobachtet. Zweifelsohne hat man in diesen Fällen mit Flächen des Protoprismas $m(10\bar{1}0)$ zu tun.

Chlorit ist nicht selten. Er bildet gewöhnlich kleine, bis 0,08 mm große radialstrahlige Aggregate; zwischen gekreuzten Nicols wird im parallelen Licht wegen der Aggregatpolarisation der dunkle Kreuz, welcher beim Drehen des Mikroskoptisches unverändert bleibt, beobachtet. Es wurden auch die dem dritten Pinakoid (001) parallelen Blättchen wahrgenommen. In den auf den erwähnten Pinakoid senkrechten Schnitten löscht der Chlorit parallel den Spalttrissen aus. Interferenzfarben sind niedrig, grau bis dunkelbläulich. Eigenfarbe ist schwach grünlich; sie ist oft von der gelben Farbe des Limonits überdeckt. In rein grünlichen Partien ist kaum sichtbarer Pleochroismus wahrnehmbar: parallel den Spalttrissen grünlich, senkrecht dazu farblos. Chlorit befindet sich oft in unmittelbarer Umgebung der Hornblende oder in ihr selbst; im letzterwähnten Fall sieht sie wie zerfressen aus.

Im Dünnschliff sind manchmal auch große Basalschnitte des Vermiculites zu finden; konoskopisch zeigen sie klar optisch negative einachsige Interferenzfigur.

Hie und da, äußerst selten, kommen in der chloritisierten Hornblende dünne Säulchen oder radialstrahlige Aggregate des Epidotes vor. Relief ist stark, Interferenzfarben hoch, Auslöschung immer parallel der Streckung; optischer Charakter der Hauptzone positiv oder negativ, manchmal auch in demselben Aggregat.

Sehr selten sind auch vereinzelt Calcitkörner sichtbar.

Betreffs des Sericites kann das für die Fundstelle Mali Krinj gesagte hier buchstäblich wiederholt werden.

C. Zeljkova glavica

Dieser Fundort wird von Kerner (1905, p. 366) als »kleiner Hügel nordwestlich von Karakašica« erwähnt. Nach Kerner (1905, p. 365) ist nennenswert »das Vorkommen kleiner Felspartien von Rauhwanke und Gutensteiner Kalk innerhalb des Diabasstockes«.

Gesteine dieser Fundstelle sind jenen von Mali Krinj sehr ähnlich. Wir werden deswegen sofort die Beschreibung der Minerale der postmagmatischen Phase, die hier manchmal als schön ausgebildete Kriställchen in zahlreichen Hohlräumchen dieser Gesteine vorkommen, geben.

a) Hornblende

Sehr oft kommen dunkelgrüne bis schwarze säulige Hornblendekristalle, die fast immer vom Prehnit umwachsen sind, vor.

b) *Prehinit*

Kristalle erreichen oft die Länge bis 2 mm. Sie bilden die Aggregate, in welchen mehrere Kristalle fast parallel zusammengewachsen sind. Die nach der [100]-Achse gestreckten Kristalle sind immer tafelig nach (001). Mit einem Ende der [100]-Achse sind die Kriställchen an die Wände der Hohlräume angewachsen; das Gegenende ist frei entwickelt. Die mittels des Theodolitmikroskops ausgeführte Messungen ergaben, daß hier – ähnlich wie am Mali Krinj – fast ausnahmslos die Kombinationen der Formen $c(001)$, $a(010)$, $b(100)$ und $m(110)$ vorliegen. An einem Kriställchen ergab die Messung

$$(110) : (100) = 39\frac{1}{2}^\circ \quad \text{und} \quad (110) : (100) = 40\frac{1}{4}^\circ$$

woraus sich für die Größe des Winkels

$$(110) : (1\bar{1}0) = 79\frac{1}{2}^\circ$$

ergibt. Nach Goldschmidt (1897, p. 272) beträgt die Größe dieses Winkels $80^\circ 06'$.

Prehinit ist hier gewöhnlich schneeweiß oder weißlich durchscheinend. Kleine, vollkommen durchsichtige Kristalle sind ziemlich selten.

c) *Hämatit*

Die nach (0001) dünntafeligen Kristalle erwiesen sich nicht so gut für die Messungen geeignet, wie dies bei den Hämatitkristallen von Mali Krinj der Fall war.

d) *Apatit*

Die nadelförmigen, vollkommen durchsichtigen Kristalle des Apatites sind bis 2 mm lang. Sechseitige Säulchen tragen mehrmals auf ihren Enden die Flächen der Dipyramide $\alpha(10\bar{1}1)$. Mit einem Ende sind sie gewöhnlich an dem Prehinit angewachsen; mit anderem freien Ende ragen sie in die Hohlräume hinein. Bestimmung der Doppelbrechung an einem säuligen, 0,2076 mm dicken Kriställchen nach der Kompensatormethode ergab $\omega - \epsilon = 0,0059$.

e) *Pyrit*

In einem Hohlräumchen wurde hier auch ein schön entwickelter, kaum 1 mm großer Pyritkristall gefunden. Mittels des Zweikreisreflexgoniometers wurden die Formen $c(001)$, $e(102)$, $o(225)$, $q(112)$, $(3\bar{3}5)$, $p(111)$, $u(122)$, $\psi(124)$ und $Y(126)$ festgestellt. Durch die Messung er-

haltenen φ - und ϱ -Werte sind in der Tabelle 11 wiedergegeben. In der rechten Kolonne der Tabelle ist die Anzahl der verschiedentlich am Kristall angeordneten Flächen ein und derselben Form angegeben.

Kristall war ein bißchen verzerrt. Die Oktaederflächen waren die größten; ihrer Größe nach folgen dann die Flächen des Hexaeders und des Pentagondodekaeders $c(102)$. Flächen des Deltoidikositetraeders $q(112)$ waren schon ziemlich klein und die Flächen aller übrigen Formen klein. Seinem äußeren Aussehen nach ist dieser Kristall am besten durch die Fig. 9 auf der Tafel 102 im Atlas der Kristallformen von V. G o l d s c h m i d t (1920, Bd. VI, Tafeln) dargestellt.

Pyrit

Tabelle 11

Zeljkovalavica bei Sinj

Symbol	Gemessen		Berechnet		Wieviel mal komm auf dem Kristall vor?
	φ	ϱ	φ	ϱ	
001	—	0° 02'	—	0° 00'	4
102	89° 57'	26° 35'	90° 00'	26° 34'	5
522	67° 59'	69° 28'	68° 12'	69° 37'	1
112	45° 02'	35° 15'	45° 00'	35° 16'	10
353	30° 48'	62° 51'	30° 58'	62° 46'	1
111	44° 48'	54° 42'	45° 00'	54° 44'	4
212	63° 23'	48° 02'	63° 26'	48° 11'	2
214	63° 19'	28° 59'	63° 26'	29° 12'	1
216	63° 22'	20° 31'	63° 26'	20° 26'	1

Neben diesem Kristall kommen im Fundort Zeljkova glavica auch die Pyritkristalle eingewachsen im Prehnit vor. Sie sind sehr oft vollständig limonitisiert.

f) *Analcim*

In den Hohlräumen finden sich ziemlich selten höchstens 1–1,5 mm große isometrische, gewöhnlich farblose und vollkommen durchsichtige, leicht zerbrechliche Kristalle. Messung mittels des Zweikreisreflexgoniometers ergab, daß ausschließlich die Flächen des Deltoidikositetraeders (112) anwesend sind. Signale der einzelnen Flächen waren fast ausnahmslos sehr gut. Die in der Tabelle 12 angeführten Meßergebnisse decken sich deswegen fast ideal mit den theoretischen Größen überein.

Angaben für (112) stellen den Mittelwert aus sieben, jene für (121) aus drei und jene für (211) aus fünf besten Einzelbestimmungen dar.

In Dünnschliffen sieht man, daß das Mineral optisch isotrop ist. Nur stellenweise kann selten sehr niedrige dunkelgraue Interferenzfarbe wahrgenommen werden. Mittels der Beckeschen Lichtlinie läßt sich feststellen, daß der Brechungsindex des Minerals niedriger als Brechungs-

Analcim
Zeljkova glavica bei Sinj

Tabelle 12

Symbol	φ	ρ
112	45° 00'	35° 15'
121	26° 32'	65° 55'
211	63° 27'	65° 52'

index des Canadabalsams ist. Nach der Einbettungsmethode wurde im Na-Licht die Höhe des Brechungsindex mit $n = 1,486$ bestimmt. Aus allem gesagten geht hervor, daß in diesem Fall Analcim vorliegt.

g) *Phillipsit*

Neben allen erwähnten Mineralen wurde in dieser Fundstelle noch Phillipsit festgestellt. Seine weißen, kleinen, bis 1,5 mm großen Bildungen sind kugelförmig. Unter dem Mikroskop läßt sich feststellen, daß diese kugelige Bildungen aus winzigen rhombendodekaederähnlichen Kristallen bestehen. Ofters sehen die Bildungen so aus, wie dies S c a c c h i für den Phillipsit vom Vesuv (G o l d s c h m i d t V. 1920, Taf. 86, Fig. 32) festgestellt hat. Flächen sind manchmal parallel den Rhombendodekaederkanten gestreift.

Im mikroskopischen Präparat, welches von dem zerdrückten Material der erwähnten Sphärolite gemacht wurde, ist klar ersichtlich, daß die Doppelbrechung des Minerals niedrig ist; zwischen gekreuzten Nicols kommt nämlich graue Interferenzfarbe zustande. Die Brechungsindices sind niedriger vom Brechungsvermögen des Canadabalsams. Viele Körner stellen Zwillingsbildungen dar. Ein optisch homogenes Korn war von drei Flächen begrenzt; eine unter diesen stellte die Spaltfläche dar, beide anderen waren natürliche Grenzflächen. Winkel zwischen den Normalen zur Spaltfläche und zu einer natürlichen Grenzfläche war im Mikroskop mit $58\frac{3}{4}^{\circ}$ bestimmt. Normalenwinkel beider natürlichen Flächen erwies sich 58° gleich. Der erste von den erwähnten Winkeln entspricht dem Winkel $(010) : (110) = 60^{\circ} 18'$ und andere dem Winkel $(110) : (110) = 59^{\circ} 24'$ des Phillipsites, wenn für den Phillipsit die Achsenelemente

$$a : b : c = 0,702 : 1 : 0,605$$

$$\beta = 125^{\circ} 40'$$

wie sie für dieses Mineral röntgenometrisch von Wyart und Chatalein (1938, p. 122) bestimmt wurden, in Betracht gezogen werden.

Betreffs der Kristallisationsfolge sind die Verhältnisse in diesem Fund denjenigen am Mali Krinj ähnlich. Hier werden wir deswegen nur Pyrit, Analcim und Phillipsit, welche im Fundort Mali Krinj bisher nicht festgestellt wurden, in Rücksicht nehmen. Pyritkristalle sind ungefähr gleichzeitig mit Prehnit oder auch nach dem Prehnit entstanden. Pyritkristalle bzw. Pseudomorphosen des Limonits nach Pyrit finden sich nämlich im Prehnit eingeschlossen, sie kommen aber auch am Prehnit angewachsen vor. Analcim und Phillipsit stellen zweifelsohne die letzten Ausscheidungen dar. In dieser Hinsicht kann der Schluß aus der Tatsache gezogen werden, daß diese Minerale an den Hornblendesäulchen oder über dem Prehnit und Hämatit angewachsen sind.

D. Šišova glavica

Von Kerner (1905, p. 366) wurde dieser Fundort unter Nr. 18 folgendermaßen erwähnt: »Nordabhang des Ostendes des Nebesarückens bei Šimac«. Im Gelände habe ich für diesen Fundort von den Einwohnern ständig die Benennung Šišova glavica gehört. Den Einheimischen ist der Fundort gut bekannt. Unmittelbar vor dem zweiten Weltkrieg wurde nämlich der Versuch gemacht, hier den Steinbruch zu öffnen, die diesbezüglichen Arbeiten wurden aber baldigst wegen der schwachen Qualität des Gesteins stillgelegt. Nebesa bzw. Pavića Nebesa, wie die Einheimischen hier sagen, sind ziemlich weit in der Richtung nach Westen entfernt.

Das Gestein sieht – schon im ersten Blick – sehr verwittert aus. Der am reichlichsten vorkommende Bestandteil ist Hornblende. Pleochroismus ist dem Pleochroismus der Hornblende von Mali Krinj ähnlich, es sind aber hier grüne Körner öfters als braune anzutreffen. Grüne Farbe ist mehrmals schwach ausgedrückt (blaßgrün). Säulige Amphibolkristalle sind an ihren Enden in faserige Aktinolithbildungen umgewandelt. Dieser faserige Amphibol kommt im hiesigen Gestein nicht selten vor.

Nebst Amphibol sind im Gestein auch Plagioklase reichlich vertreten. Sie sind fein getrübt oder ist in ihnen Sericit reichlich enthalten. Dadurch sind die Messungen der Plagioklase sehr erschwert. Für ihre Bestimmung bediente ich mich nur der Beckeschen Lichtlinie, wobei sich die Brechungsindices der Plagioklase ständig niedriger als das Brechungsvermögen des Canadabalsams erwiesen.

Mittels guter Lupe, besser aber mittels des Mikroskopes, kann festgestellt werden, daß Vermiculit ziemlich reichlich vertreten ist. Prehnit und Epidot kommen auch vor. Epidot ist gelb gefärbt; von ihm wird etwas später berichtet.

Chlorit ist selten und Calcit sehr selten.

Mineralkörner sind bis 1 mm groß, selten größer. Ihrer Farbe nach sind die Gesteine grau bis graugrün, mehrmals mit einem Übergang ins Braune. Hohlräumchen, in welchen meistens schöne Säulchen der grünen Hornblende sitzen, sind in Gesteinen ziemlich selten enthalten. Albit- und Prehnitkristalle kommen in Hohlräumchen ziemlich selten vor.

Mit eben beschriebenen Gesteinen kommen hier auch grobkörnige Abarten, in welchen wegen ihrer Korngröße besonders die Hornblende auffällig ist, vor; ihre säuligen Kristalle sind auch über 1 cm lang und 1–2 mm dick. Diese hellgelbgrüne bis gelbgrüngraue Gesteinsabarten enthalten zahlreiche Hohlräumchen, in welchen reichlich gelber bis gelbgrüner Epidot vorkommt. Epidot ist auch im Gestein selbst in bedeutender Menge enthalten.

Hauptbestandteile dieser grobkörnigen Abarten sind Plagioklas, Hornblende und Epidot. Plagioklase sind verhältnismäßig rein; mehrmals sind in ihnen größere Epidotkörner enthalten. An einem Plagioklaszwilling nach dem Albitgesetz wurde theodolitmikroskopisch Folgendes erhalten:

$$\begin{array}{l} D_{1/2} 16^{1/2} \circ; 74^{1/2} \circ; 87^\circ \quad \text{---} \perp (010); 2^\circ \text{ an}; 2^{1/2} \circ \text{ NO} \\ B_{2/1} 17^\circ; 74^\circ; 87^{1/2} \circ \quad \text{---} \perp (010); 2^\circ \text{ an}; 2^\circ \text{ NO} \end{array}$$

Spalttrisse nach dem Pinakoid (001) setzten sich ohne größere Richtungsänderung aus einem Individuum über die Zwillingsnaht ins andere hinüber. Ihre Normalen S_1 und S_2 ergaben Folgendes:

$$\begin{array}{l} S_1 77^\circ; 22^\circ; 72^\circ \quad \text{---} \perp (001); 4^\circ \text{ an}; 2^{1/2} \circ \text{ SO} \\ S_2 78^\circ; 22^\circ; 72^\circ \quad \text{---} \perp (001); 5^\circ \text{ an}; 1^{1/2} \circ \text{ SO} \end{array}$$

Spalttrisse waren scharf ausgeprägt. Ihre empfindliche Einstellung im Mikroskop geschah mittels der Beckeschen Lichtlinie (Reinhard 1931, p. 53). An beiden verzwillingten Individuen wurde die Größe des optischen Achsenwinkels $2V$ mit $+81^{1/2} \circ$ und $+83^\circ$ gemessen.

Aus dem Beobachtungsstereogramm wurde für den Winkel (010): (001) an beiden Individuen 8.5° und $8.5^{1/2} \circ$ abgelesen.

Die Anwesenheit des Albites wurde weiterhin an zahlreichen Plagioklaskörnern durch die Betrachtung der Beckeschen Lichtlinie bestätigt.

Im Pleochroismus der Hornblende war im allgemeinen die braune Farbe für die Hauptschwingungsrichtung Y stärker als in bisher beschriebenen Fundstellen. An zwei Körnern wurde

$$\begin{array}{l} 2V = -74^\circ \quad \text{und} \quad 2V = -76^\circ \text{ bzw.} \\ c \wedge Z = 17^\circ \quad \text{und} \quad c \wedge Z = 16^\circ \end{array}$$

erhalten.

In kleinen Mengen finden sich in diesem Gestein auch Vermiculit und Chlorit. Hier und da kommt Limonit vor.

Epidot kommt, wie schon gesagt, sehr reichlich als Bestandteil vor. In den Hohlräumen ist Epidot in Form der bündelartigen, aus subparallel oder parallel angeordneten Kriställchen bestehenden Verwachsungen zu finden. Kristalle sind nur ausnahmsweise gut ausgebildet und höchstens 1 mm lang. Aus goniometrischen Messungen zweier, etwa 0,5 mm langer, gut ausgebildeter Kristalle geht hervor, daß sie die Kombination der Formen $c(001)$, $t(100)$, $z(110)$, $o(011)$, $i(\bar{1}02)$ und $r(\bar{1}01)$ darstellen. Resultate der Messungen sind in der Tabelle 13 wiedergegeben.

Epidot
Šišova glavica bei Sinj

Tabelle 13

Symbol	φ	ρ
001	90° 00'	25° 32'
100	89° 56'	90° 02'
110	35° 07'	89° 58'
011	14° 41'	61° 25'
$\bar{1}02$	—89° 48'	9° 12'
$\bar{1}01$	—90° 02'	38° 26'

Kristalle sind tafelig nach (001) und – wie dies für Epidot üblich ist – in der Richtung der [010]-Achse gestreckt. Ihrem Aussehen nach sind sie den Epidotkristallen aus Striegau in Schlesien, wie sie von Bücking (1878, Fig. 7 auf der Taf. XIV) beschrieben wurden, ähnlich. Flächen (001) sind gewöhnlich parallel der [010]-Achse gestreift.

Relief ist in Dünnschliffen stark. Ebene der optischen Achsen deckt sich mit (010) überein. Um die Größe des Winkels der optischen Achsen möglichst genau zu bestimmen, wurden theodolitkonoskopisch drei Schnitte, an welchen sich beide optischen Achsen einstellbar erwiesen, mit Ergebnis

$$V_1V_2 = -75\frac{1}{4}^\circ; -74^\circ \text{ und } -73^\circ$$

ausgemessen. Bestimmung der Brechungsindices nach der Einbettungsmethode ergab im Na-Licht

$$N_x = 1,727 \quad N_y = 1,749 \quad N_z = 1,762$$

Schwacher Pleochroismus im Sinne

X und Y farblos
Z schwach zitronengelb

wurde festgestellt.

Nebst Epidot kommen in den Hohlräumen in größeren Mengen dunkelgrüne Hornblendekristalle und Albitkristalle vor. Hornblende ist, dem Anschein nach, die älteste; sie ist von Epidot- und Albitkristallen meistens teilweise, seltener auch vollständig umwachsen.

Albitkristalle sind höchstens 1 mm groß. Sie sind tafelig nach (010), sie sind aber nicht in der Richtung der [100]-Achse gestreckt, wie dies im Fundort Mali Krinj der Fall war. Die Kristalle sind hier schon halb durchsichtig. An einer dickeren natürlichen Kristalltafel wurde konoskopisch durch direkte Einstellung beider optischen Achsen

$$V_1 V_2 = +80\frac{1}{2}^\circ$$

bestimmt. Nach der Einbettungsmethode wurden im Na-Licht die Brechungsindices

$$N_x = 1,529 \quad N_y = 1,533 \quad N_z = 1,539$$

bestimmt.

Selten werden in den Hohlräumen der grobkörnigen Abarten ideal klare, säulige Kristalle des Apatits und Kristalle des farblosen Amphibols aufgefunden; die letzterwähnten stellen die Kombination der Formen $b(010)$, $m(110)$ und $e(130)$ mit größten Flächen der Form $m(110)$ dar. Der optische Achsenwinkel und die maximale Auslöschungsschiefe betragen $2V = -79^\circ$ und $c \wedge Z = 15\frac{3}{4}^\circ$.

In feinkörnigen, anfangs beschriebenen Abarten treten ebenfalls – obwohl selten – die Hohlräumchen, deren Wände mit grünen durchsichtigen Amphibolkristallen bekleidet sind, auf.

Der optische Achsenwinkel wurde mit

$$2V = -87^\circ; -87\frac{1}{2}^\circ; -85\frac{1}{2}^\circ; -85\frac{1}{4}^\circ$$

und maximale Auslöschungsschiefe mit

$$c \wedge Z = 19^\circ; 18^\circ; 19^\circ; 19^\circ$$

bestimmt.

Brechungsindex $N_y = 1,645$ wurde nach der Einbettungsmethode bestimmt.

Pleochroismus ist

- X gelblich bis gelb
- Y gelblichgrünlich bis bräunlichgrün
- Z grün mit schwacher bläulicher Nuance

Im Fundort Šišova glavica kommen auch sehr dichte Gesteinsabarten vor.

E. Smuljača bei Labrovići

Diese Fundstelle wird von Kerner (1905, p. 366) unter Nr. 20 als »der isolierte kleine Hügel nördlich von Labrović« angegeben. Der Hügel wird von Einheimischen Smuljača genannt. Diese Fundstelle ist nach Kerner (1916, p. 25) nennenswert »da dort der Diabas am frischesten erhalten ist« (siehe auch Kerner 1905, p. 365).

Weiß gesprenkelte Gesteine sind graugrün. Sie üben schwache Wirkung auf die Magnetnadel aus. Hohlräumchen sind selten und gewöhnlich klein. In ihnen kommen Albit, Prehmit, tafelige im Prehmit eingewachsene Hämatitkristalle und selten gelbgrüner Epidot vor. Säulige Hornblendekristalle sind hier seltener als in bisher erwähnten Fundstellen. Pyritkristalle sind selten.

Dünnschliffe sind im Vergleich mit den Dünnschliffen bisher beschriebener Fundörter insoweit verschieden, daß hier als wesentlicher Bestandteil Augit zu nennen ist; er kommt in einigen angesammelten Handstücken zusammen mit Hornblende vor, in anderen Handstücken ist aber Hornblende neben Pyroxen kaum oder überhaupt nicht als Bestandteil zu finden. Pyroxenkörner sind nur ausnahmsweise idiomorph. Fast ständig sind diese Körner vollständig frisch. Selten sind sie von der Hornblende umrandert. Optische Eigenschaften stimmen mit jenen des Augites in Gesteinen von Marinkova glavica überein. Körner sind hier im allgemeinen zwei bis dreimal größer als in Marinkova glavica. An drei Körnern ergab die Bestimmung der Größe des optischen Achsenwinkels bzw. der maximalen Auslöschungsschiefe Folgendes:

$$\begin{aligned} V_1 V_2 &= +52\frac{1}{2}^\circ; +52\frac{1}{2}^\circ \text{ und } +53\frac{1}{2}^\circ \\ c \wedge Z &= 41\frac{3}{4}^\circ; 40\frac{3}{4}^\circ \text{ und } 41\frac{3}{4}^\circ \end{aligned}$$

Dispersion des optischen Achsenwinkels ist $r > v$. Für diese Bestimmungen wurden auch diesmal – ähnlich wie in früher beschriebenen Fundstellen – nur jene Kristallschnitte in Betracht gezogen, welche die konoskopische Einmessung beider optischen Achsen gestatteten, um möglichst zuverlässige Angaben zu erhalten.

Manchmal ist das optische Verhalten des Randes etwas anders als das des Kernteiles der Körner, die Unterschiede sind inzwischen gering, wie dies aus folgenden, an einem Korn ermittelten Angaben sichtbar ist:

Kern	$2V = +54\frac{1}{2}^\circ$	$c \wedge Z = 39\frac{1}{2}^\circ$
Rand	$2V = +53\frac{1}{2}^\circ$	$c \wedge Z = 42\frac{1}{2}^\circ$

Plagioklase sind auch hier als 2–4% an enthaltender Albit vertreten. Sie sind ziemlich stark getrübt. In einigen Dünnschliffen finden sich kleine Prehmitkörner mitten im Albit selbst. An einem solchen Prehmitkorn

wurde $V_1V_2 = +68^\circ$ gemessen. Außerdem sind mit dem außerhalb des Plagioklases auftretenden Prehnit einstige Hohlräumchen der Gesteine ausgefüllt. Im Albit kommt auch Sericit vor.

Hornblende ist hier, ähnlich wie am Mali Krinj, ebenfalls grün und braun. Beide Kristallenden ein und desselben Individuums sind oft verschieden gefärbt. An einem braunem Korn wurde

$$2V = -81^\circ \text{ und } c \wedge Z = 14\frac{1}{2}^\circ$$

ermittelt.

Pleochroismus wurde an mehreren Körnern folgenderweise bestimmt:

X	bräunlichgelb oder gelb
Y	braun
Z	grünbraun

Braune Hornblende ist öfters stark korrodiert. Ziemlich oft sind in ihr undurchsichtige Magnetitkörner eingeschlossen. Enden der Hornblendekristalle sind mehrmals in faserigen Aktinolith zerschleift.

Hie und da ist im Dünnschliff Biotit mit dem Pleochroismus

in der Richtung der Spaltrisse	dunkelbraun
senkrecht zu den Spaltrissen	gelb

zu finden.

Von opaken Mineralen ist in kleinen Mengen Magnetit, meistens skelettartig, und anfangs schon erwähnter Pyrit vertreten.

Im Fundort Smuljača kann man die Gesteinsabarten, in welchen der aus Hornblende entstandene Antigorit vorkommt, finden. Seine Farbe ist schwach gelblichgrünlich. Brechungsindices sind höher als Brechungsindices des Canadabalsams. Er ist optisch zweiachsig negativ. An einem zur spitzen Bisetrix fast senkrechten Schnitt wurde konoskopisch

$$V_1V_2 = -59^\circ$$

gemessen. Interferenzfarben sind niedrig. Mehrmals ist (Taf. I, Fig. 2) gitterartige, für den durch die Metamorphose aus dem Amphibol entstandenen Antigorit charakteristische Struktur schön sichtbar (siehe auch Fig. 3, Taf. XIV in Rosenbusch und Mügge, 1927).

In Dünnschliffen ist noch ein optisch anisotropes Mineral, welches ausschließlich als Ausfüllung der Zwischenräume zwischen anderen Mineralen vorkommt, sichtbar. Seine Körner sind vollkommen rein und klar. Hie und da sind in diesem Mineral Apatitsäulchen eingeschlossen. Relief ist nicht bemerkbar. Mittels der Beckeschen Lichtlinie wurde festgestellt, daß das Brechungsvermögen des Minerals höher als Brechungsindex N_x des Albites und etwas schwächer als Brechungsindex des Canadabalsams

ist. Nach den Interferenzfarben urteilend ist die Doppelbrechung des Minerals etwas höher als die Doppelbrechung des Albites. Das Mineral ist optisch zweiachsig mit $V_1V_2 = +76^\circ$, wie dies orthoskopisch an einem Schnitt ermittelt wurde. Aus allem gesagten kann der Schluß gemacht werden, daß in diesem Fall wahrscheinlich Thomsonit vorliegt.

F. Glavica

In diesem, etwa 200 m südlich von Zeljkova glavica entfernten Hügeln kommt das Eruptivmaterial in kleiner Menge vor. Hauptbestandteile sind Albit und Hornblende.

Albitsäulchen sind hier reiner und klarer als in irgendeiner von bisher beschriebenen Fundstellen. Beckesche Linie weist darauf hin, daß die Brechungsindices des Albites niedriger als Brechungsindex des Canadabalsams sind. Nur stellenweise und selten kann im Albit etwas Sericit und Prehnit beobachtet werden.

Die Ausmessung eines Zwillings nach dem Albitgesetz ergab

$$D_{1/2}, 17^\circ; 73\frac{1}{2}^\circ; 86^\circ \text{ --- } \perp(010); 1^\circ/\text{o an}; 2\frac{1}{2}^\circ \text{ NNO}$$

$$B_{1/2}, 16\frac{1}{2}^\circ; 73\frac{1}{2}^\circ; 88^\circ \text{ --- } \perp(010); 2^\circ/\text{o an}; \text{genau}$$

Hornblende ist hier ziemlich schwach gefärbt. Pleochroismus ist ebenfalls nicht stark, wie dies aus folgenden Angaben hervorgeht:

X	gelb
Y	grünlichbräunlich bis hellbraun
Z	bräunlichgrünlich

Hornblende ist rein und frisch. Regelmäßige Umrisse sind selten zu sehen. Durch die theodolitmikroskopische Messungen wurde

einmal	$2V = -77^\circ$	$c \wedge Z = 19^\circ$ und
das andere Mal	$V_1V_2 = -76^\circ$	$c \wedge Z = 22^\circ$

ermittelt. Nebst gut ausgeprägter Spaltbarkeit nach (110) ist in der Hornblende selten auch die Spaltbarkeit nach (010) feststellbar. Ziemlich oft kommen in ihr skelettartige Magnetitkörner eingeschlossen vor. Neben diesem gut individualisierten Amphibol sind in den Dünnschliffen auch feinfaserige Aktinolithaggregate mit optisch positivem Charakter der Hauptzone sichtbar.

Ziemlich selten ist schwach gelblichgrünlicher Vermiculit anzutreffen. An seinen basalen Schnitten ist konoskopisch optisch einachsige negative Interferenzfigur zu sehen. Mehrmals ist er durch fein verteilte gelbliche bis bräunliche Limonitsubstanz getrübt.

Stellenweise können selten kleine radialstrahlige Epidotaggregate wahrgenommen werden. Ihrer Hauptzone entspricht teils optisch positiver, teils optisch negativer Charakter.

Im Albit sind selten Apatitsäulchen wahrnehmbar.

Neben dem oben erwähnten skelettartigen Magnetit soll als opakes Mineral auch Hämatit nicht vermißt werden.

G. Balajića glavica

Von Kerner (1905, p. 366) wird diese Fundstelle unter Nr. 4 als »Hügelkuppe westlich von der Straßenschlinge bei Runje« angeführt. Die Gesteine sind jenen von Smuljača sehr ähnlich. Hohlräumchen sind mit bloßem Auge sehr selten wahrnehmbar. Die kompakten, weiß gesprenkelten, graugrünen Gesteine wirken auf die Magnetnadel wegen des in ihnen enthaltenen Magnetites ein. Selten sind auch kleine Pyritkörner sichtbar.

Der reichlichst vorkommende Bestandteil ist Plagioklas. Seine stengeligen Kristalle sind gewöhnlich 0,5 mm lang, können aber auch die Länge 1 mm erreichen. Ihre Breite beträgt ein Viertel bis eine Hälfte der Länge. Fast ausnahmslos hat man mit Zwillingen nach dem Albit- oder Karlsbader Gesetz zu tun, es kommen aber auch Drillinge nach Albit-, Karlsbader und komplexem Albitkarlsbader Gesetz vor. Bei den aus zwei Individuen bestehenden Zwillingen sind beide Einzelindividuen gleich groß; bei Drillingen ist das mittlere Individuum gewöhnlich als dünne Lamelle zwischen zwei großen Individuen eingelagert.

Hier haben wir ebenfalls mit Albit zu tun, wie dies aus folgenden Angaben hervorgeht. An einem Zwilling nach Albitgesetz wurde mittels der Normale S zu den Spaltrissen bzw. mittels der Normale T zur Endfläche, die den Spaltrissen parallel ist, aus dem Beobachtungsstereogramm Folgendes abgelesen:

$$T = S \quad 80^\circ; 24^\circ; 68\frac{1}{2}^\circ \text{ ——— } \perp (001); 4^\circ/\circ \text{ an}; 2^\circ \text{ NW}$$

Mittels der Normale zur Zwillingnaht bzw. mittels der Zwillingachsse wurde Folgendes ermittelt:

$$\begin{aligned} D\frac{1}{2}, 16\frac{3}{4}^\circ; 74^\circ; 87\frac{1}{2}^\circ \text{ ——— } \perp (010); 2^\circ/\circ \text{ an}; 1\frac{2}{3}^\circ \text{ NNO} \\ B\frac{1}{2}, 16\frac{1}{2}^\circ; 74^\circ; 89^\circ \text{ ——— } \perp (010); 2\frac{1}{2}^\circ/\circ \text{ an}; \frac{1}{3}^\circ \text{ NNO} \end{aligned}$$

Für den Winkel $(001) : (010)$ wurde $86\frac{3}{4}^\circ$ abgelesen.

Der Winkel der optischen Achsen wurde an beiden Individuen mit $V_1V_2 = +82^\circ$ und $V_1V_2 = +80^\circ$ orthoskopisch bestimmt.

An einem Zwilling nach Bavenoer Gesetz wurde

$$\begin{array}{l} D\frac{1}{2}, 60^\circ; \quad 35^\circ; 73^\circ \quad \text{---} \perp (021); \quad 3^\circ/\circ \quad \text{an}; \quad 1^\circ \quad \text{SW} \\ B\frac{1}{2}, 62^\circ; \quad 34^\circ; 74^\circ \quad \text{---} \perp (021); \quad 0^\circ/\circ \quad \text{an}; \quad \frac{1}{2}^\circ \quad \text{SW} \end{array}$$

bestimmt.

Im Durchlicht sieht man im Albit fein verteilte, graue Flecke, welche die Produkte der Kaolinisierung darstellen. Im Albit findet sich auch Prehnit und Sericit. In einem Prehnitkorn wurde $2V = +68^\circ$ bestimmt.

An einem 0,0274 mm dicken Albitkorn wurde – nachdem mittels des Berekkompensators der dem Schnitt XZ der Indikatrix entsprechende Gangunterschied ausgemessen wurde – für die maximale Doppelbrechung $N_z - N_x = 0,0103$ erhalten.

An einem anderen Korn in unmittelbarer Nähe des eben erwähnten Albitkornes wurde in derselben Weise $N_z - N_y = 0,0065$ ermittelt.

Augit ist kaum sichtbar gelblich gefärbt. Er ist vollkommen klar. Umrisse seiner Körner sind unregelmäßig. An drei Körnern mit scharf ausgeprägten Spaltrissen, an welchen die Lage beider optischen Achsen koskoptisch bestimmt wurde, wurde Folgendes erhalten:

$$\begin{array}{ll} \text{Korn 1: } V_1V_2 = +52\frac{1}{2}^\circ & c \wedge Z = 42^\circ \\ \text{Korn 2: } V_1V_2 = +52^\circ & c \wedge Z = 40\frac{3}{4}^\circ \\ \text{Korn 3: } V_1V_2 = +53\frac{1}{4}^\circ & c \wedge Z = 40\frac{1}{4}^\circ \end{array}$$

Dispersion des optischen Achsenwinkels ist $r > v$.

Für maximale Doppelbrechung an einem unmittelbar in der Nähe der oben erwähnten beiden Albitkörner liegenden Augitkorn ergab die Messung

$$N_z - N_x = 0,0259$$

Die Dicke des Dünnschliffes wurde an der Stelle, wo sich diese Mineralkörner befanden, bestimmt, indem der Dünnschliff auf die hohe Kante gestellt wurde.

Selten sind Zwillinge des Augites nach (100).

Hornblende ist auch in dieser Fundstelle betreffs ihrer Entstehungsweise zweiartig. Teilweise ist sie während der Verfestigung der Gesteine entstanden. Die Umrisse sind unregelmäßig. An Enden ihrer säuligen Kristalle geht sie in den faserigen Aktinolith über. Der Farbe nach ist sie braun und grün. Verschieden gefärbte Anteile kommen oft in ein und demselben Korn vor. An einem tiefbraun gefärbten Korn mit Pleochroismus

$$X \text{ gelb,} \quad Y \text{ rötlich dunkelbraun,} \quad Z \text{ braun}$$

wurde $c \wedge Z = 10\frac{3}{4}^\circ$ und maximale Doppelbrechung $N_z - N_x = 0,0280$ (Dicke 0,0326 mm) ermittelt.

In Dünnschliffen ist auch die in postmagmatischer Phase entstandene grüne Hornblende sichtbar. Ihre Kristalle finden sich in den Hohlräumen

chen der Gesteine. Kristallumrisse dieser Abart sind immer regelmäßig; sie ist von den fächerförmigen Bildungen des Prehnits umwachsen. Hohlräumchen sind oft mit Prehnit vollständig ausgefüllt. An einem 0,0279 mm dicken Schnitt dieser Hornblende wurde

$$2V = -70\frac{1}{2}^\circ \quad c \wedge Z = 17\frac{1}{2}^\circ \quad N_z - N_x = 0,0284$$

mit Pleochroismus

X blaßgelb, Y bräunlichgrün, Z hellgrün

ermittelt. Beide Systeme der Spaltrisse schließen den Winkel 57° ein (theodolitmikroskopische Bestimmung).

Manchmal sind die Umwandlungen der Hornblende in den grünlichen Chlorit, dessen Interferenzfarbe zwischen gekreuzten Nicols schwach lavendelgrau ist, sichtbar.

Dünne Apatitsäulen kommen ziemlich oft vor. An einem 0,0385 mm dicken Korn wurde nach der Kompensatormethode maximale Doppelbrechung $\omega - \varepsilon = 0,0061$ bestimmt. Nach der Einbettungsmethode wurde im Na-Licht $\omega = 1,653$ bestimmt.

Magnetit kommt – ähnlich wie in früher beschriebenen Fundstellen – skelettartig vor. Ränder der Hämatitkörner sind manchmal blutrot durchsichtig.

Calcit ist selten.

Das Gestein aus diesem Fundort ist chemisch untersucht worden (über die chemisch-analytische Vorschriften siehe z. B. Washington 1930). Analyse ist von meinem einstigen Schüler F. Trubelja, Professor an der Mathematisch-naturwissenschaftlichen Fakultät der Universität in Sarajevo ausgeübt worden; dafür spreche ich ihm meinen innigsten Dank aus.

Chemische Analyse des Gesteins aus der Fundstelle Balajića glavica bei Sinj

Anal.: F. Trubelja

SiO ₂	49,24%
TiO ₂	0,89
Al ₂ O ₃	17,75
Fe ₂ O ₃	4,17
FeO	4,42
MnO	0,13
MgO	7,34
CaO	4,85
Na ₂ O	3,77
K ₂ O	2,49
H ₂ O ⁺	3,41
H ₂ O ⁻	0,57
CO ₂	0,41
P ₂ O ₅	0,32
S	0,25

100,01

Aus diesen Angaben können wir den Schluß machen, daß ein basisches Gestein vorliegt. Gehalt an Alkalien ist bedeutend; er ist leicht durch die Tatsache erklärlich, daß Albit, in welchem Sericit ziemlich reichlich enthalten ist, wesentlicher Bestandteil des Gesteins ist. Auffallend ist ziemlich hoher H_2O^+ -Gehalt (3,41%); er ist durch die Tatsache erklärlich, daß im Gestein Minerale mit Konstitutionswasser reichlich vertreten sind, wie z. B. Hornblende, Prehnit und Sericit.

Integrationsverfahren dreier Dünnschliffe hat ergeben, daß im Fundort Balajica glavica teilweise sericitisierter Albit 35% bis 40% vol. im Ausbau einzelner Handstücke ausmacht.

Es sei erwähnt, daß in seltenen Rissen und Hohlräumchen hiesiger Gesteine als Minerale postmagmatischer Phase Albit und Hämatit erscheinen. Albitkristalle sind bis 0,5 cm groß. Die Flächen $M(010)$ sind hier im Vergleich mit übrigen Flächen nicht so stark entwickelt, wie z. B. im Fundort Mali Krinj. Albitkristalle sind hier deswegen dicktafelig nach (010) . Flächen sind ziemlich uneben und rauhg; ihre Signale waren deswegen beim Messen schlecht. Gewöhnlich sind die Kombinationen mit $M(010)$, $T(110)$, $l(1\bar{1}0)$, $P(001)$ und $\gamma(201)$. Zwillinge nach dem Albitgesetz sind häufig.

Hämatit kommt – wie in bisher beschriebenen Fundorten – dünntafelig nach $c(0001)$ vor.

H) Fundort bei den Häusern Abram

Von Kerner (1905, p. 366) wird dieser Fundort unter Nr. 11 angegeben. Unter dem Mikroskop läßt sich feststellen, daß hiesige Gesteine eine mehr gabbroide Struktur haben.

Plagioklase sind fast vollständig verändert; es sind deswegen selten teilweise erhaltene Körner zu finden. Ihre Brechungsindices sind ständig niedriger vom Brechungsindex des Canadabalsams. Im Inneren der häufig schön sichtbaren Umrisse des einstigen Albites ist oft feinkörniger Prehnit enthalten.

Farbloser Augit kommt ziemlich oft als unregelmäßige, bis 1 mm große Körner vor. An drei Körnern ergab die Messung

$$\begin{array}{ll} V_1V_2 = +52\frac{1}{4}^\circ & c \wedge Z = 39^\circ \\ V_1V_2 = +53^\circ & c \wedge Z = 42^\circ \\ V_1V_2 = +52^\circ & c \wedge Z = 41^\circ \end{array}$$

Im Albit sind selten Apatitsäulchen sichtbar. Stellenweise kommt in geringen Mengen Chlorit vor. Sehr selten ist Biotit. Von opaken Mineralen ist skelettartiger Magnetit in Dünnschliffen sichtbar.

Hornblende ist, dem Anschein nach, ausschließlich auf die postmagmatische Phase beschränkt. Sie kristallisierte in kleinen Hohlräumen, die in hiesigen Gesteinen sehr häufig sind, aus. Teilweise sind diese Hohl-

räumchen vollständig mit Kristallen des Hämatits, der Hornblende, des Albites, Prehnites und Apatites ausgefüllt. Wenn die Ausfüllung nicht vollständig ist, dann ragen in den mittleren leeren Raum der Hohlräume – das ähnliche ist am Mali Krinj der Fall – die Kristalle der erwähnten Minerale mit ihren freien Enden hinein.

Hämatitkristalle sind dünn tafelig nach $c(0001)$; an ihnen ist $(10\bar{1}0)$ als Absonderungsfläche oft festzustellen. Diese Erscheinung ist auf die Anwesenheit der Zwillinge, in welchen die erwähnte Fläche als Zwillingnaht ausgeprägt ist, zurückzuführen (Palache, Berman & Frenkel 1952, p. 528).

Säulige Hornblendekristalle sind bis 5 mm lang und bis 0,5 mm dick. In Dünnschliffen sind oft hexagonale, auf die Achse der Hauptzone senkrechte Schnitte sichtbar; hexagonale Umrisse sind – wie bekannt – durch die ungefähr gleiche Entwicklung der Flächen $b(010)$ und $m(110)$ bedingt. An einem Korn mit Pleochroismus

X gelb, Y grünlichbräunlich, Z hellgrün

ist theodolitkonoskopisch

$$V_1V_2 = -74\frac{1}{2}^\circ$$

bestimmt.

In diesem Fundort werden – ähnlich wie am Mali Krinj – oft die Kristalle gefunden, die an einem Ende den eben erwähnten Pleochroismus zeigen, während sie an anderem Ende kräftigen Pleochroismus

X gelb mit schwacher bräunlichen Nuance, Y braun, Z braun

besitzen.

Weißer Albitkristalle in Hohlräumen sind dicktafelig nach (010) . Herrschende Form ist $M(010)$; die Flächen der Formen $P(001)$, $T(110)$ und $l(1\bar{1}0)$ sind dünner. Die Ausmaße dieser tafeligen Kristalle in der Richtung der $[100]$ - und $[001]$ -Achse sind ungefähr gleich.

Der in Hohlräumen vorkommende Prehnit kristallisierte immer später als Hornblende und Hämatit aus; regelmäßig entwickelte Kristalle beider letzterwähnten Minerale sind nämlich teilweise oder vollständig vom Prehnit umwachsen. In Dünnschliffen ist oft sehr schön parkettartiger oder fächerförmiger Bau der Prehnitaggregate sichtbar. Betreffs der Schönheit der erwähnten Prehnitaggregate zeichnet sich diese Fundstelle vor allen bisher angeführten Fundstellen aus. Aggregate sind häufig bis 3 mm, seltener auch bis 5 mm groß. Für die Größe des optischen Achsenwinkels wurde theodolitkonoskopisch einmal $V_1V_2 = +69^\circ$ und das andere Mal $V_1V_2 = +67^\circ$ ermittelt.

Dünnsäulige Apatitkriställchen sind öfters wasserklar. Sie stellen die Kombination der Formen $a(10\bar{1}0)$ und $x(10\bar{1}1)$ dar.

I) Fundstelle östlich vom Hügelchen, welches sich östlich von den Häusern Sladoja emporhebt

Die Erscheinung ist verhältnismäßig klein, das in dieser Fundstelle angesammelte Material ist trotzdem verschiedenartiger als in bisher beschriebenen Fundstellen. Als charakteristisches Merkmal kann angegeben werden, daß hier fast ständig in bedeutenderer Menge Epidot vertreten ist.

Plagioklase sind ungeändert worden; in ihrem zentralen Teil enthalten sie meistens kleine Körner des der Reihe Klinozoisit-Epidot angehörenden Minerals. Brechungsindices des Randes in den so veränderten Plagioklasen sind kleiner oder höchstens gleich dem Brechungsvermögen des Canadabalsams.

Seltener findet sich in Plagioklasen, manchmal sehr reichlich, Sericit. Selten sind die Plagioklase wegen des höheren oder niedrigeren Gehaltes der Tonminerale trübe. Es ist wegen des Gesagten schwierig, die für die Bestimmungen geeignete Körner zu finden. An einem Schnitt mit nach (010) eingelagerten Zwillingslamellen wurde theodolitkonoskopisch die Größe des optischen Achsenwinkels aus der unmittelbar bestimmten Lage beider optischen Achsen

$$V_1V_2 = +82\frac{1}{2}^\circ$$

bestimmt. Mittels der Lamellen wurde die Zusammensetzung

$$L \quad 15^\circ; 74\frac{1}{4}^\circ; 89^\circ \text{ ——— } \perp (010); \quad 4\frac{1}{2}\% \text{ an; genau}$$

ermittelt.

Im Gestein befinden sich selten grau gefärbte Anteile, die fast ausschließlich aus stengeligem Albit bestehen. An einem Zwilling nach dem Albitgesetz hat die Bestimmung Folgendes ergeben:

$$D\frac{1}{2} \quad 18^\circ; 72\frac{1}{4}^\circ; 89^\circ \text{ ——— } \perp (010); \quad \frac{1}{2}\frac{1}{2}\% \text{ an; } \frac{1}{2}^\circ \text{ SW}$$

$$B\frac{1}{2} \quad 17^\circ; 73\frac{1}{2}^\circ; 89^\circ \text{ ——— } \perp (010); \quad 2\frac{1}{2}\% \text{ an; genau}$$

Nach dem Albit ist die Hornblende der häufigste Bestandteil. Sie kommt oft als idiomorphe säulige Kristalle, die von optisch homogenem Quarz umwachsen sind, vor. Daraus läßt sich der Schluß ziehen, daß in dieser Fundstelle die Hornblende in bedeutender Menge – ähnlich wie in früher beschriebenen Fundörtern – nach der Verfestigung der Gesteine in ihren Hohlräumen auskristallisierte. Kristalle waren mit einem Ende an der Unterlage angewachsen; das andere Ende ragte in den mittleren Teil der Hohlräume hinein, weswegen sich dieses Ende frei entwickeln konnte. Erst später, bei niedrigerer Temperatur, kristallisierte Quarz aus. Er füllte meistens vollständig, seltener nur teilweise die unregelmäßigen Hohlräumen in Gesteinen aus.

Theodolitkonoskopisch wurde an zwei Hornblendekörnern die Größe des optischen Achsenwinkels

$$V_1V_2 = -83\frac{1}{2}^\circ \quad \text{und} \quad V_1V_3 = -85^\circ$$

mit Pleochroismus

X gelb, Y braun, Z grün mit schwacher bräunlichen Nuance

bestimmt.

An einem von beiden erwähnten Körnern wurde noch $c \wedge Z = 15\frac{1}{2}^\circ$ gemessen.

Ziemlich oft kann die Umwandlung der Hornblende in den Aktinolith wahrgenommen werden. Feine Aktinolithfasern sind manchmal auch im oben erwähnten Quarz bemerkbar. An einem säuligen Aktinolithkristall wurde Theodolitkonoskopisch

$$V_1V_3 = -78^\circ$$

mit Pleochroismus

Y graulichgrünlich, Z grünlich

ermittelt.

Augit ist selten. An einem Korn wurde theodolitkonoskopisch

$$V_1V_2 = +53^\circ \quad \text{und} \quad c \wedge Z = 42^\circ$$

bestimmt.

Die der Klinozoisit-Epidot-Reihe angehörenden, im Inneren der Plagioklaskörner sich befindenden Körner wurden schon erwähnt. Daneben werden in Dünnschliffen auch große Schnitte der Epidotkörner wahrgenommen; sie füllen die Zwischenräume zwischen verschiedenen anderen Bestandteilen der Gesteine aus. Der Farbe nach sind sie gelblich. Pleochroismus ist selten bemerkbar; einzelne Körner sind für eine Schwingungsrichtung fast farblos, für andere Schwingungsrichtung gelblich. Das charakteristische unregelmäßige optische Verhalten ein und desselben Kornes ist oft bemerkbar. An zwei, zur spitzen Bisektrix fast senkrechten Schnitten wurde theodolitkonoskopisch

$$V_1V_2 = -76\frac{1}{4}^\circ \quad \text{und} \quad V_1V_3 = -75^\circ$$

ermittelt. Das entspricht fast genau den Werten, die für den Epidot von Šišova glavica bestimmt wurden.

An einem von beiden erwähnten Körnern wurden die Spaltrisse nach (100) wahrgenommen. Die Hauptschwingungsrichtung Z war, wie dies im Beobachtungstereogramm klar ersichtlich war, von der Normale zu den Spaltrissen nur 3° entfernt. Dieser Winkel stellt auch die Auslöschungsschiefe $X \wedge c$ dar. Aus dieser Auslöschungsschiefe und aus den

oben angegebenen Größen des optischen Achsenwinkels läßt sich mittels des Diagramms von Tröger (1959, p. 45) der Schluß ziehen, daß hier Epidot mit etwa 25% Ferrimolekeln vorliegt.

In diesem Fundort können Abarten gefunden werden, für welche ihre gelbgrüne Farbe auf die Tatsache hinweist, daß sie größtenteils aus Epidot bestehen. In Hohlräumchen eines solchen Handstückes konnten säulige, höchstens 1 mm lange Quarzkristalle wahrgenommen werden. Messung mittels des Zweikreisreflexgoniometers ergab in einem Fall die Kombination $m(10\bar{1}0)$, $r(10\bar{1}1)$ und $z(01\bar{1}1)$. Flächen der Formen r und z waren gleich groß; sechseitige säulige Kristalle sehen deswegen wie mit einer hexagonalen Pyramide bedeckt aus. Als Mittelwert für die Polardistanz ρ aus einzelnen, an allen sechs Flächen beider Rhomboeder bestimmten ρ -Werten wurde in einem Fall $51^{\circ}41'$ mit maximaler Abweichung von $03'$ für einzelne Flächen erhalten. Dieser Mittelwert ist nur um $06'20''$ niedriger von genauesten bisher bestehenden Angaben (Fronde l 1962, p. 40). In allen solchen Fällen ist klar ersichtlich, daß Quarz jünger als Epidot ist.

Oft sind im Quarz sehr winzige kugelförmige Hohlräume sichtbar. In einigen Dünnschliffen konnte in geringer Menge Calcit festgestellt werden. Selten findet man tafelige Hämatitkriställchen und manchmal etwas Chlorit.

In dieser Fundstelle kommt auch brecciöses Material vor. Bruchstücke des Eruptivgesteines, in welchem Albit fast vollständig in Tonsubstanz umgewandelt ist, sind mit Kalkstein zusammengekittet. In solchem Material sind dünne Quarzadern und dünne Hämatitblättchen sichtbar; Hämatit kommt stellenweise ziemlich reichlich vor.

Im Albit sind nadelige Apatitkristalle eingeschlossen.

In einigen Dünnschliffen wurden radialstrahlige Aggregate eines Minerals, dessen Brechungsindices etwas niedriger vom Brechungsindex des Canadabalsams sind, wahrgenommen. Mineral ist relieflos. In diesem Fall hat man mit einem Mitglied der Zeolithgruppe zu tun; seine genaue Bestimmung liegt noch vor.

K) Fundstelle nördlich von Häusern Slodja, östlich von der Kote 334 im Sutina-Bache

Im Vergleich mit bisher beschriebenen Fundstellen ist hier nichts wesentlich neues zu berichten. Dasgleiche kann auch für die folgende, unter L) erwähnte Fundstelle wiederholt werden. Über beide Fundstellen sei deswegen nur kurz berichtet.

In dieser Fundstelle kommen zwei verschiedenartige Gesteinsarten vor; eine Gesteinsart ist grobkörniger, andere feinkörnig. Im ersten Typus sind die Körner oft auch über 1 mm groß; an frisch gemachten Bruchstellen

sieht das Gestein – wie sich dies in Dünnschliffen bestimmen ließ – von Prehnit weiß gesprenkelt aus. Dieses Mineral kommt hier in Form schöner fächerförmiger oder parkettähnlicher Aggregate vor. Für die Größe des optischen Achsenwinkels wurde theodolitkonoskopisch

$$V_1V_2 = +67^\circ$$

gemessen.

Hauptbestandteil des Gesteins ist Albit. Seine Körner sind of trübe. An einem Zwilling nach dem Karlsbader Gesetz wurde

$$\begin{aligned} D\frac{1}{2}, 17^\circ; \quad 73^\circ; 89^\circ/4^\circ & \text{ ——— } \perp (010); 2^\circ/0 \text{ an}; 1\frac{1}{3}^\circ \text{ SW} \\ B\frac{1}{2}, 72^\circ/4^\circ; 20^\circ; 80\frac{1}{2}^\circ & \text{ ——— } [001]; 4^\circ/0 \text{ an}; 3^\circ \text{ NO} \end{aligned}$$

und $2V = +84^\circ$ ermittelt.

Hornblende ist oft an den Enden in den Aktinolith zerschleißt.

Augit kommt spärlich vor. An einem Korn wurde

$$V_1V_2 = +52^\circ \quad \text{und} \quad c \wedge Z = 42\frac{1}{2}^\circ$$

gemessen.

Von opaken Mineralen sind Magnetit und Hämatit zu nennen. Die Anwesenheit des Magnetites läßt sich schon dadurch feststellen, daß die Gesteine schwache Wirkung auf die Magnetnadel ausüben. In Anschliffen sind dünne, im Magnetit eingelagerte Lamellen des Ilmenites sichtbar. Hämatitkristalle sind immer dünntafelig nach c(0001).

Hauptbestandteil der feinkörnigen Abart ist säuliger, durch die hochdisperse Tonsubstanz verunreinigter Albit. Augit kommt ziemlich reichlich vor. Stellenweise kann Chlorit und etwas Aktinolith wahrgenommen werden. Bis 1 mm große dunkelrostfarbige Magnetitkörner sind ziemlich selten.

L) Fundstelle westlich von Kovačevići an der rechten (südlichen) Seite des Sutina-Baches

Hier können wir das für die Fundstelle K) erwähnte wiederholen. Hohlräumchen enthaltende, den Gesteinen von Mali Krinj ähnliche Abarten kommen hier ebenfalls vor. In Hohlräumchen sind schöne dunkelgrüne bis schwarze säulige Hornblendekristalle sowie weiße nach (010) tafelige und fast ausnahmslos nach Albitgesetz verzwillingte Albitkristalle sichtbar. Manchmal kommen auch weiße dünntafelige Prehnitkristalle und farblose durchsichtige dünne hexagonale Apatitsäulchen vor. Nach c(0001) dünntafelige Hämatitkriställchen sind ebenfalls zu finden. Im Gestein ist in geringer Menge Magnetit vorhanden.

III. FLUORIT VON DOLIĆ

Mit Eruptivgesteinen in der Umgebung von Sinj hängt genetisch das Vorkommen des Fluorits bei Dolić zusammen (B a r i ć 1957, p. 258). Die Fundstelle befindet sich im Gebiet Glavice, etwa 4 km in der Luftlinie östlichnordöstlich von Sinj und nicht weit vom Fundort der Eruptivgesteine Smuljača bei Labrovići entfernt. Fluorit findet sich hier in schwarzen Kalksteinen, die von weißen Calcitadern durchzogen sind. Nebst Kalkstein kommt hier auch Gips vor. Von K e r n e r (1916, p. 10) werden diese Kalksteine in die Basis der Werfener Schiefer gestellt. Fluorit kommt als feine Adern oder kleine linsenförmige Anhäufungen vor. Er ist fast immer tief violett, fast schwarz gefärbt; selten, in der Nähe der Oberfläche oder an der Oberfläche selbst ist er hellviolett, rosig oder sogar auch vollkommen farblos. Insofern regelmäßige Kristalle gefunden werden, stellen sie immer Würfel, deren Kantenlänge manchmal über 1 cm lang ist, dar. Farbe ist auf die Erwärmung empfindlich, wie dies schon von K o b e l l (1830, p. 47) festgestellt wurde. Die durch F-Zentren verursachte Färbung ist aber auch auf die ultraviolette Strahlung empfindlich; sie wird deswegen, wenn Fluorit der Einwirkung des Tageslichtes ausgesetzt wird, allmählich blasser. In dieser Weise kann es erklärt werden, daß bei Dolić auf der Oberfläche zart violett, rosig gefärbter oder manchmal auch vollständig farbloser Fluorit aufgefunden wird.

Die Farbe und die hexaedrische Tracht weisen darauf hin, daß die Temperatur der hydrothermalen Lösungen, aus welchen Fluorit bei Dolić ausgeschieden wurde, verhältnismäßig niedrig war.

IV. DISKUSSION

Die Gesteine aus der Umgebung von Sinj sind sehr bemerkenswert. Zusammenfassend könnte man sagen, daß in hiesigen Gesteinen (siehe Abschnitt II, A–L dieser Abhandlung) folgende Minerale festgestellt wurden: Aktinolith, Albit, Analcim, Antigorit, Apatit, Augit, Biotit, Epidot, Phillipsit, Hämatit, Hornblende, Ilmenit, Calcit, Chlorit, Quarz, Magnetit, Pyrit, Prehnit, Sericit, Sphen, Thomsonit (?) und Vermiculit. Genetisch hängt mit diesen Gesteinen auch violett gefärbter Fluorit von Dolić zusammen.

Gesteine haben typische intergranulare Struktur mit allmählichen Übergängen in die gabbroide Struktur, insofern die Feldspate nicht ausgesprochen säulig sind. Von K e r n e r (1905) wurden sie in die Literatur als Diabase eingeführt.

Bevor wir weiter gehen, wird es vielleicht nicht überflüssig erscheinen, auseinanderzusetzen zu versuchen, was unter der Bezeichnung Diabas verstanden wird, damit ja nicht die Mißverständnisse verursacht wären. In der amerikanischen Literatur wird nach der Bekanntmachung der geolo-

gischen Anstalt der Vereinigten Staate Nordamerikas der Begriff des Diabases folgendermaßen gestellt: »Diabas hat ophitische Struktur. Diese Struktur kann makroskopisch oder mikroskopisch sein. Ihrer Mineralzusammensetzung nach entsprechen die Diabase den Gabbrogesteinen. Diabase kommen gewöhnlich als Dikes oder Sills vor«. (Zitat nach Zavarickij 1956, p. 175). Rosenbusch gibt für Diabase andere Definition, indem er sagt (Rosenbusch 1923, p. 436): »Die Diabase sind grobkörnige, mittelkörnige bis feinkörnige, selten dichte oder porphyrische, im unveränderten Zustand und ungefalteten Gebirge von Tholeiten und Doleriten, bzw. intersertalen Basalten ununterscheidbare und dunkel-farbige, im unfrischen Zustand und gefalteten Gebirge meist grüne Ergußgesteine, welche durch die Kombination eines basischen Kalknatronfeldspats mit Augit charakterisiert sind«. In dieser Charakteristik wird die ophitische Struktur nicht erwähnt. Nach ihr stellen die Diabase die Ergußgesteine dar, obwohl sie oft als intrusive Körper bedeutender Ausmaße vorkommen. Zavarickij (1956, p. 175–176) tut betonen, daß der Begriff der Diabase nach Rosenbusch so unbestimmt und ungenau geworden ist, daß deswegen der Wunsch der englischen Kommission für die petrographische Nomenklatur, die Benennung Diabas vollständig zu beseitigen, leicht begreiflich erscheint. Zavarickij hält das aber als kaum möglich und zwar deswegen, weil sich dieser Begriff in der petrographischen Literatur tief eingebürgert hat. Er (Zavarickij 1956, p. 176) stellt deswegen die Definition des Diabases folgenderweise auf: »Als Diabase wollen wir paläotype Eruptivgesteine bezeichnen, welche unbedingt Diabasstruktur oder ophitische Struktur haben und welche hauptsächlich als kleine Intrusivkörper, überwiegend als Dikes oder Sills auftreten«. Er gibt weiter an, diese Bezeichnung sei in Fällen der entsprechenden Struktur und Zusammensetzung auch dann anwendbar, wenn die Umstände des Auftretens der Gesteine unklar sind.

Mineralzusammensetzung soll hauptsächlich durch Plagioklas und Augit repräsentiert werden. Betreffs des Plagioklases wird angenommen, er soll in frischen Diabasgesteinen Labrador oder noch basischerer Plagioklas, manchmal aber auch Andesin sein. In selteneren Abarten kommt auch Oligoklas vor (Zavarickij 1956, p. 176; Rosenbusch 1923, p. 436). »Es wird sogar auch primärer Albit erwähnt. In überwiegender Anzahl der Fälle kommen Albitdiabase inzwischen als stark umgeänderte Gesteine vor. Albit ist in ihnen sekundär« (Zavarickij 1956, p. 176).

Nach dem gesagten wäre es schwierig, die Gesteine aus der Umgebung von Sinj als Diabase zu klassifizieren; in diesen Gesteinen kommen nämlich basische Plagioklase nicht vor. Wir können sie nicht so benennen, obwohl die Struktur dieser paläotypen Gesteine intergranular ist bzw. obwohl sie einer Struktur zwischen der ophitischen und der gabbroiden Struktur entspricht. Diese Gesteine stellen jedenfalls die Gesteine, welche nach ihrem Entstehen große und wesentliche Umwandlungen durch-

machen mußten, dar. Wenn nicht was anderes, dann läßt schon die Anwesenheit der merklicheren Mengen des Prehnites in ihnen doch den Schluß ziehen, daß diese Gesteine mit Mineralbestandteilen, die in ihnen festgestellt wurden, direkt aus dem Magma durch einfache Verfestigung nicht entstanden sind. Prehnit ist nämlich kein pyrogenes Mineral, er findet sich aber ziemlich oft als Bestandteil der hydrothermal umgewandelten basischen Gesteine (Gabbro, Diabase), in welchen er meistens aus basischen Feldspäten entstanden ist (B e t e h t i n 1957, p. 511). Tr ö g e r (1967, p. 361) gibt ebenfalls an, daß Prehnit in verschiedenen basischen Magmatiten, so in Granodioriten bis Gabbros, anwesend ist, nicht zwar »als primär gebildete Komponente, sondern nur als autohydrothermales Umwandlungsprodukt der Anorthit-Komponente des Plagioklas«. Er wird »aber auch in Diabasen autometamorph gegen Ende der Abkühlungsphase gebildet«.

Infolge welcher Umwandlungsprozesse ist in diesen Gesteinen Prehnit entstanden? Vor sechs Dezennien hat man angefangen, in dieser Hinsicht Deutungen zu stellen. Gesteine mit ophitischer Struktur, die in allem, das heißt in der Art ihres Auftretens und ihrer Mineralzusammensetzung – mit einem Unterschied, daß in ihnen anstatt des basischen Plagioklases Albit enthalten ist – den Diabasen ähnlich sind, lenkten auf sich schon seit langem das Interesse der Petrographen. B a i l e y & G r a b h a m (1909) haben zuerst den Versuch gemacht, zu erklären, daß Albit in solchen basischen extrusiven und intrusiven Gesteinen Central Valey-s in Schottland durch die Einwirkung der aus dem Magma herkommenden Sodalösungen aus Anorthit, welcher bei der Erniedrigung der Temperatur bei etwa 350° immer unbeständig wird, nach folgender Gleichung entstanden ist:



Den Ansporn für solche Deutung hat ihnen die Tatsache gegeben, daß sie in Plagioklasen solcher Gesteine Reste der anorthitreichen Partien feststellen konnten und daß aus basaltischen und anderen Laven ständig Kohlendioxyd emaniert; Mineralquellen, die eine späte Manifestation des Vulkanismus in seinem Abklingen darstellen, enthalten ständig Natriumkarbonat juvenilen Ursprungs. Wenn die Konzentration an Na_2CO_3 in den herkommenden Lösungen sehr gering ist, dann wird nach dem Massenwirkungsgesetz auch die Konzentration des Albites und des Calciumkarbonates zu klein bleiben; in diesem Fall wird Ausscheidung beider erwähnten Minerale nicht stattfinden. Wenn aber die Konzentration inzwischen nötige minimale Größe erreicht, dann wird zur Ausscheidung dieser Minerale kommen. Beim ständigen Herkommen neuer Na_2CO_3 -Massen, wenn auch in minimaler, im gelösten Zustand in Porenräumen der Gesteine enthaltener Menge, wird endlich Anorthit vollständig hydrothermal in Albit umgewandelt werden (B a r t h, C o r r e n s & E s-

kola 1939, p. 372). Das Wesen des ganzen Prozesses kann kurz nach Bailey und Grabham in idealer Weise folgenderweise ausgesprochen werden: »Der Spilit ist in Sodalösung geschmorter Basalt«. Dabei ist aber notwendig, über den Begriff des Spilites etwas zu sagen. Dies erweist sich um so notwendiger, da dieser Begriff – wie Eskola (Barth, Correns & Eskola 1939, p. 380) sagt – früher in Deutschland etwas unbestimmt angewendet wurde. Rosenbusch (1923, p. 449) versteht z. B. darunter sehr feinkörnige bis dichte, grünliche oder graugrünliche Ergußgesteine ohne Einsprenglinge oder mit sehr niedrigem Gehalt der Einsprenglinge. Sie stellen die Effusivformen der Gabbromagmen dar. Anders gesagt, dies wären feinkörnige oder dichte Diabase (Rosenbusch 1896, p. 1061) oder Melaphyre (Rinne, Bertrand & Orceel 1949, p. 358), weswegen sich die Benennung »Spilit« eigentlich als überflüssig erweisen würde. Johannsen (1957, p. 299–300) hat z. B. vorgeschlagen, das Wort »Spilit« als eine veraltete Benennung aufzugeben. Dewey & Flett (1911) hatten nach ihren Untersuchungen der durch Kissenstruktur bezeichneten Gesteine in Devon und Cornwall, die dem Karbon, Devon und Ordovicium angehören, dieser alten Benennung neuen und genaueren Inhalt gegeben und in diesem Sinn wird diese Benennung ständig mehr und mehr in der Literatur gebraucht. Heute werden darunter ophitische Gesteine, d. h. die im strukturellen Sinn den Diabasen ähnlichen Gesteine verstanden, in welchen Plagioklas als Albit vertreten ist. In ihnen ist, ähnlich wie in Diabasen, Pyroxen und daneben auch Calcit enthalten (Eskola 1946, p. 265) Diese Gesteine kommen gewöhnlich mit alten Melaphyren und Diabasen zusammen. Bekannt sind auch melaphyrische Spilite, die oft als Mandelsteine auftreten.

Nach Bailey & Grabham (1909) sind Spilite Basalt- oder Diabasgesteine, in welchen Plagioklase nach der Verfestigung der Gesteine albitisiert wurden. Spilite stellen in diesem Sinn metamorphe Gesteine dar. Es soll aber die Ansicht nicht unerwähnt bleiben, nach welcher Albit in diesen Gesteinen als primäres Mineral aufzufassen wäre, welches direkt aus einem besonderen spilitischen Magma ausgeschieden wurde. Gilluly ist in seiner umfangreichen und kritischen Abhandlung über die Keratophyre im Ostoregon und über das Problem der Spilite zum Schluß gekommen (Gilluly 1935, p. 339), daß Albit in Albitdiabasen sehr wahrscheinlich nicht primär ist. Zwei Jahre später hat Eskola mit seinen Mitarbeitern Vuoristo und Rankama (1937) wichtige Arbeit veröffentlicht, in welcher berichtet wurde, daß sie die Spilitreaktion experimentell, im Laboratorium ausführen konnten. Heute bestehen deswegen kaum Zweifel über die metasomatische Albitisierung der Plagioklase, obwohl betreffs des Problems der Spilite noch Punkte, über welche die Ansichten nicht einheitlich sind, bestehen (Eskola in Barth, Correns & Eskola 1939, p. 380).

Metasomatische Umwandlung der basischen Plagioklase in Albit kann in jedem Verhältnis stattfinden, es können demzufolge alle Übergänge zwischen unveränderten Plagioklasen und vollständig albitisierten Feldspäten wahrgenommen werden. Im Albit sind gewöhnlich Sericit oder Chlorit enthalten, Albit kann aber auch wasserklar sein. Die Formen und die ganze Anordnung der einstigen basischen säulenförmigen Plagioklase bleiben dabei unverändert. Pyroxene und übrige femische Minerale können bei dieser Angelegenheit ebenfalls verändert werden, das muß aber nicht unbedingt der Fall sein; sie bleiben nicht selten in Gesteinen vollständig unverändert (Wahlstrom 1950, p. 281). Gewöhnlich hängt die Albitisierung der Plagioklase mit der Erscheinung zusammen, daß aus Augit in Spilitgesteinen Chlorit, Calcit, Epidot und Aktinolith entstehen (Turner & Verhoogen 1960, p. 268).

Die Einwirkung der sodahaltigen Lösungen wird vielmals nur auf einzelne Teile der Eruptivmasse beschränkt. Es ist deswegen leicht begreiflich, daß Spilite oft zusammen mit Diabasen und Porphyriten, die von den Prozessen der Spilitisierung (Albitisierung) unangetastet sind, erscheinen. Albitisierung ist jedoch nicht ausschließlich in dem Sinne zu begreifen, daß sie lauter in Diabasen und Melaphyren geschehen kann. Sie kann auch in anderen Gesteinen, in welchen basische Feldspäte enthalten sind, zustandekommen. Von neueren Literaturangaben sei hier das Beispiel der Quarzabbros, Titanomagnetit- und Olivinabbros (sehr selten), aus welchen die basischen Massive des südlichen Teiles der Zentralkrim (Kraučenko 1958, p. 101–102) bestehen, angeführt. In diesen Gesteinen (Korngröße 1–5 mm) fanden im epimagmatischen Stadium in einigen Zonen die Prozesse der Albitisierung statt; dadurch wurde die Entstehung der Calcit- und Quarzadern mit spärlicher Sulfidmineralisierung verursacht.

Oft, keineswegs aber immer, treten die Spilite als Ergußgesteine mit Kissenstruktur auf, was mit submarinen Lavaergüssen in Zusammenhang gebracht wird. Zusammen mit ihnen kommen auch Hornsteine, Jaspise und Manganerze vor (Turner & Verhoogen 1960, p. 268). Subaerische Spilite sind ebenfalls bekannt (Williams, Turner & Gilbert 1955, p. 58). Nachdem aber schon einmal für die Spilite festgestellt wurde, daß sie – charakteristischen Kissenbau zeigend – oft mit submarinen Sedimenten zusammen auftreten, dann erwies sich es fast selbstverständlich die Annahme, daß die für die Albitisierung nötigen Na-ionen dem Meerwasser entnommen werden können. Mit dieser Frage hat sich neuerdings D. S. Koržinskij (1962 und 1963) beschäftigt; er ist zum Schluß gekommen, daß keine Transvaporisierung des Basaltmagmas oder die Albitisierung der Basalte, die durch die Einwirkung des Meerwassers verursacht wären, bestehen kann. Metamorphose der Basalt-, Andesit- und Dacitgesteine in die Gesteine der Split-Keratophyr-

assoziation mußte nach Ausführungen von Koržinskij in größerer Tiefe, die nicht kleiner als 1 km ist (bzw. die weniger tief unter dem Meeresboden sein kann, wenn dabei der Druck der dicken Schichten des Meerwassers über dem Ozeanboden in Betracht gezogen wird), zustandekommen (Koržinskij 1962, p. 16). Koržinskij hat dabei darauf aufmerksam gemacht, daß für kleine Tiefen die Albitisierung nicht charakteristisch ist und daß in den Tiefen, die kleiner als 700–1000 m sind, keine mesothermalen Prozesse, welche die Entstehung der verbreiteten mesothermalen Minerale, wie z. B. des Epidots oder des Aktinoliths, bedingen können, zustandekommen können; Epidot kommt inzwischen in den Spiliten in genügender Menge vor.

Es sei besonders gesagt, daß daneben in der Literatur auch die Meinung zum Ausdruck kommt, daß wenigstens in einigen Spiliten Albit, und ebenfalls Chlorit, primär sind. Von den Vertretern dieser Meinung seien M. Vuagnat und E. Lehmann erwähnt. Experimentelle, an H₂O-haltigen Systemen erhaltene Resultate widersprechen nicht – wie dies H. Battey (1956, p. 102) sagt – der Annahme, daß Albit und Chlorit aus H₂O-haltiger Schmelze bei etwa 650° C auskristallisieren können.

Aus dem gesagten muß der Schluß gezogen werden, daß die Probleme über die Genesis der Gesteine mit ophitischer oder porphyrischer Struktur, in welchen anstatt der basischen Plagioklase Albit enthalten ist, nicht einfach sind. E. Niggli (1944, p. 276) macht darauf aufmerksam, daß man in dieser Materie die Schlüsse vorsichtig machen soll; die Entwicklung einer spilitischen Gesteinsserie ist nämlich offenbar unter ganz verschiedenen tektonischen und sonstigen geologischen Bedingungen möglich. Nach E. Niggli »ist ja wohl ein Hauptfehler der meisten Theorien über die Genese solcher Gesteine, daß auf Grund von Einzelbeobachtungen unzulässige Verallgemeinerungen ausgesprochen werden. Besonders gilt dies auch für die Frage der primären oder sekundären Entstehung des Albits«. Ähnlich sagt auch V. I. Lebedinskij (1961, p. 353), daß es in Betracht gezogen werden soll »daß beim Erklären der Genesis der Spilite in bestimmten Gebieten alle Faktoren, auf welche die Autoren aufmerksam machen, nicht vereinigt auftreten; in einigen Fällen kann entscheidende Rolle das Wasser aus der Umgebung, in anderen Autometasomatose, in dritten Assimilation (?), in vierten die Kombination zwei oder drei Faktoren zusammen usw. haben. Es kann deswegen vorausgesetzt werden, daß die Spilite ebenso heterogen wie die Granite sind«, für welche die Entstehungsbedingungen in verschiedenen Gebieten wesentlich verschieden sein können.

Albit ist in diesen Gesteinen ohne Rücksicht auf ihre Entstehungsbedingungen immer durch seine Tieftemperaturmodifikation repräsentiert (Turner & Verhoogen 1960, p. 270).

Was geschieht nun mit den Ca^{2+} - und Al^{3+} -Ionen, die in dieser Weise befreit werden? Calcium wird nicht selten für die Bildung des Calcites, welcher inzwischen in den beschriebenen Gesteinen in der Umgebung von Sinj ziemlich schwach vertreten ist, verbraucht. Jedenfalls kann aus der eben angegebenen, allgemeineren Form der Spilitreaktion der Schluß gezogen werden, daß die freigesetzten Ca-Ionen nicht unbedingt für die Bildung des CaCO_3 verbraucht sein sollen, wie dies gewöhnlich in der Natur der Fall ist. In betreff der relativen gegenseitigen Konzentration der Na^+ -, Ca^{2+} -, Al^{3+} - und Si^{4+} -Ionen in den Lösungen können auch wasserhaltige Silikate, wie z. B. Epidot, Prehnit und gewisse Zeolithe (Turner & Verhooogen 1960, p. 268) entstehen. In dieser Weise läßt sich einfach erklären, daß in den beschriebenen Gesteinen in der Umgebung von Sinj Prehnit, von welchem die Gesteine weiß gesprenkelt erscheinen, und Epidot mit Phillipsit und Thomsonit (?) enthalten sind. Es soll dabei erwähnt werden, daß – im Ganzen genommen – Epidot nicht in so großer Menge wie Prehnit vorkommt, obwohl in einigen Fundstellen Epidot gut vertreten ist. Die Entstehung des Prehnites, welcher noch calciumreicher als Anorthit ist (Prehnit 27,16%, Anorthit 20,10% CaO) könnte durch folgende Gleichung erklärt werden:



Das Auftreten des Epidots weist nach Koržinskij (1962, p. 17) jedenfalls daraufhin, daß die metasomatische Verdrängung der Anorthitkomponente durch Albit, wobei das Kristallgitter und die Strukturform des Plagioklases unverändert geblieben sind, unter den Bedingungen, welche den mesothermalen Prozessen entsprechen, stattfinden mußte. Unter ähnlichen Bedingungen ist Aktinolith aus Hornblende oder Augit entstanden. Prehnitisierung kam unter etwas niedrigeren Temperatur zustande. Prehnit kommt selten im Plagioklas selbst vor, meistens wird er in Hohlräumen über der Hornblende, Biotit und Albit gefunden. Durch kleinen Kaligehalt in Lösungen wurde teilweise, im Albit wahrgenommene Sericitisierung verursacht. Wegen des niedrigen Gehaltes der Ferriionen in warmen Lösungen ist Hämatit entstanden; seine dünntafelige Kristalle nach c(0001) weisen – wie schon oben gesagt wurde – daraufhin, daß die Entstehungstemperatur des Hämatits verhältnismäßig niedrig war. In den Hohlräumchen finden wir daneben dünnsäulige Apatitkristalle, Pyrit und selten Sphen. Bei weiterem Temperaturabfall ist selten Quarz, von welchem die idiomorphen Kristalle der erwähnten Minerale umhüllt sind, ausgeschieden worden. Als letzte, der hydrothermalen Phase angehörende Ausscheidungen sind Zeolithe Thomsonit (?), Analcim und Phillipsit zu erwähnen. Genetisch hängt mit diesen Gesteinen noch ein Mineral der epithermalen Phase zusammen; das ist violett gefärbter Fluorit von Dolić.

Durch die Einwirkung der heißen Gase und Dämpfe ist Hornblende stellenweise in Antigorit umgewandelt worden (Taf. I, Fig. 2). Albit sieht oft im Durchlicht fein grau bis dunkelgrau wegen der Kaolinisierung getrübt. Bei niedrigen Temperaturen oder auch wegen der Verwitterung sind hexagonale Blättchen des Biotits in Hohlräumchen in Vermiculit umgewandelt worden. Hämatit und Pyrit, teilweise auch Magnetit, gehen wegen der Verwitterung in den Limonit über.

Chlorit kommt verhältnismäßig in kleinen Mengen und ziemlich selten vor. An Gesteinen ist nirgends die Kissenstruktur zu beobachten. Vergesellschaftung der beschriebenen Gesteine, insofern sie aus dem quartären Schutt emporragen, mit Hornsteinen, Jaspis oder Manganerzen ist bisher in der Umgebung von Sinj an keiner Stelle festgestellt worden.

Betreffs der Plagioklase muß hervorgehoben werden, daß nur Albit mit höchstens 5–6% an mit ausgesprochener Tieftemperaturoptik vorliegt. Der optische Achsenwinkel ist etwas größer als dies sonst bei den Albiten mit der Tieftemperaturoptik in Intrusivgesteinen der Fall ist. Zuerst hat darüber van der K a a d e n (1951, p. 97–100) berichtet, indem er in Spitalbiten $2V = +79^\circ$ bis $+88^\circ$ festgestellt hat; sonst ist für die Tieftemperaturform des Albites $2V +76^\circ$ bis $+80^\circ$ charakteristisch (F ü c h t b a u e r 1957, p. 19). Um in dieser Hinsicht möglichst sichere Angaben zu erhalten, habe ich mich (mit seltenen Ausnahmen) für die Messungen nur der Körner bedient, an welchen beide optische Achsen der direkten Messung zugänglich waren. Die Bestimmungen wurden außerdem, wenn die Dünnschliffe dicker waren, theodolitkonoskopisch ausgeführt. Möglichst präzise diesbezügliche Bestimmungen sind sehr wichtig (B a r i ć 1957, p. 256; 1959). Heute ist so hohe Genauigkeit z. B. besonders aktuell für die Plagioklase mit intermediärer Optik (B u r r i, P a r k e r & W e n k 1967, p. 183).

In der vorliegenden Arbeit werden insgesamt 15 Bestimmungen der Größe des optischen Achsenwinkels für Albit gegeben. Zehn von diesen Bestimmungen sind durch die direkte Einstellung beider optischen Achsen ermittelt worden und zwar: $+81^\circ$; $+82^\circ$; $+84^{3/4^\circ}$; $+82^{1/2^\circ}$; $+83^{2/3^\circ}$; $+81^\circ$; $+80^{1/2^\circ}$; $+82^\circ$; $+80^\circ$ und $82^{1/2^\circ}$. In fünf Fällen ist die Größe des optischen Achsenwinkels theodolitmikroskopisch nur aus der direkten Beobachtung einer optischen Achse bestimmt worden; in diesen Fällen wurden folgende Resultate erhalten: $+79^{1/2^\circ}$; $+83^\circ$; $+81^{1/2^\circ}$ $+83^\circ$ und $+84^\circ$. Wenn zuerst erwähnten zehn Bestimmungen zweifaches Gewicht beigegeben wird, so folgt als Gesamtmittel für die Größe des optischen Achsenwinkels

$$2V = +82,0^\circ$$

Für den Chemismus der Plagioklase sind die Werte, die maximale Schwankung von 0% an bis 6% an zeigen, erhalten. Mit Hilfe der Zwillingsachse oder der Zwillingsnaht sind 22 Werte erhalten. Vier Angaben für den Chemismus wurden aus den Spalttrissen, Endflächen oder eingela-

gerten Zwillinglamellen gefolgert. Wenn bei der Berechnung des Mittelwertes für die ersterwähnten 22, aus Zwillingachsen oder Zwillingnähten erhaltenen Angaben zweifaches Gewicht angenommen wird, dann folgt aus allen 26 Angaben für die chemische Zusammensetzung der Mittelwert

2,6% an

Eben angegebene Mitellwerte für die chemische Zusammensetzung und für den optischen Achsenwinkel des Albites in den beschriebenen Eruptivgesteinen aus der Umgebung von Sinj stimmen mit Resultaten der von van der Kaaden (1951) ausgeführten Untersuchungen bzw. mit Füchtbauer's (1957) Angaben überein. Nach neuesten, von Burri, Parker & Wenk (1967, p. 272) gegebenen Angaben ist die Größe des optischen Achsenwinkels für den 2,5%-gen Plagioklas aus Intrusivgesteinen kleiner; sie beträgt +78,1°.

Aus allem Gesagten geht hervor, daß die beschriebenen Eruptivgesteine einst Diabase, deren basische Plagioklase nachträglich durch die Spilitreaktion autometasomatisch in Albit umgewandelt wurden, waren. Diese Tatsache übte den entscheidenden Einfluß in der Frage, wie diese Gesteine benannt werden sollen. Ich habe mich für, auch von Zavrckij (1956, p. 183) neuerdings verwendete Benennung »albitisierte Diabase« entschlossen, um dadurch ausdrücklich zu betonen, daß diese Gesteine anfangs Diabase waren, deren Plagioklase nachträglich albitisiert wurden.

Angenommen am 8. Dezember 1968

Mineralogisch-petrographisches
Museum,
Zagreb, Demetrova 1

LITERATURVERZEICHNIS

- Bailey E. B. & Grabham G. W. (1909): Albitization of basic plagioclase feldspars. *Geol. Mag.* 6, 250-256. London.
- Barić Lj. (1957): Eruptivi iz okolice Sinja u Dalmaciji uz kraći osvrt na eruptivne pojave kod Knina, Vrlike i Drniša. - *Zbornik »II kongres geologa FNRJ«, 255-262.* Sarajevo.
- Barić Lj. (1959): O potrebi i o mogućnosti što točnijega mikroskopskoga određivanja plagioklasa. - *Vesnik Zav. geol. i geof. istr. NR Srbije* 17, 99-113. Beograd.
- Barnes V. E. (1930): Changes in hornblende at about 800° C. - *Amer. Min.* 15, 393-417. *Zit. nach N. J. Min., Geol. Pal., Referate, Jahrg. 1931/I (1931) 345-346.* Stuttgart.
- Barth T. F. W., Correns C. W. & Eskola P. (1939): *Die Entstehung der Gesteine.* Berlin.
- Batthey H. M. (1956): The petrogenesis of a spilitic rock series from New Zealand. - *Geol. Mag.* 93, No. 2, 89-111. London.
- Berek M. (1924): *Mikroskopische Mineralbestimmung mit Hilfe der Universal-drehtischmethoden.* Berlin.

- Berek M. (1949): Grundsätzliches zur Bestimmung der optischen Indikatrix mit Hilfe des Universaldrehtisches. – Schweiz. min. petr. Mitt. 29, 1–18. Zürich.
- Betehtin A. G. (1957): Lehrbuch der speziellen Mineralogie. Berlin–München.
- Beutell A. (1887): Ueber Prehnit von Striegau und Jordansmühl in Schlesien. – N. J. Min., Geol. Pal., Jahrg. 1887, 1, 89–94. Stuttgart.
- Biäsch H. (1929): Morphologische Untersuchung am Hämatit, unter besonderer Berücksichtigung des Vorkommens vom Piz Cavradi (Tavetsch). – Zs. Kristallogr. 70, 1–159. Leipzig.
- Bücking H. (1878): Ueber die Krystallformen des Epidot. – Zs. Kristallogr. 2, 321–429. Leipzig.
- Burri C., Parker R. L. & Wenk E. (1967): Die optische Orientierung der Plagioklase. Basel und Stuttgart.
- Chayes F. (1952): Relations between composition and indices of refraction in natural plagioclase. – Amer. J. Sci., Bowen vol., part one, 85–105. New Haven, Connecticut.
- Cissarz A. (1956): Lagerstätten und Lagerstättenbildung in Jugoslawien in ihren Beziehungen zu Vulkanismus und Geotektonik. Beograd.
- Deer W. A., Howie R. A. & Zussman J. (1962): Rock-forming minerals. Vol. 1–5. London.
- Dewey H. & Fleet J. S. (1911): On some British pillow-lavas and the rocks associated with them. – Geol. Mag. 8, 202–209, 241–248. London.
- Dreyer C. & Goldschmidt V. (1907): Ueber Albit von Grönland. – Meddelelser om Grönland 34, 1–60. Kopenhagen.
- Dreyer C. & Goldschmidt V. nebst Zusatz von Böggild O. B. (1910): Ueber Albit von Grönland. – N. Jb. Min., Geol. Pal., Beil.-Bd. 29, 537–592. Stuttgart.
- Eskola P., Vuoristo U. & Rankama K. (1937): An experimental illustration of the spilite reaction. – Bull. Comm. géol. Finlande 119, 61–68. – Zit. nach Turner F. J. & Verhoogen J.: Igneous and metamorphic petrology. Sec. ed. New York, Toronto and London 1960, p. 268.
- Eskola P. (1946): Kristalle und Gesteine. Wien.
- Fediuk F. (1961): Fjodorovova mikroskopická metoda. Praha.
- Fersman A. E. (1939): Geohimičeskie i mineralogičeskie metody poiskov poleznyh iskopaemyh. Moskva – Leningrad.
- Fortis A. (1774): Viaggio in Dalmazia, 2 vol. Venezia. – Deutsche Übersetz.: Reise in Dalmatien, 2 Theile. Bern 1776.
- Fron del Cl. (1962): The system of mineralogy of J. D. Dana and E. S. Dana. Seventh ed. Vol. III: Silica minerals. New York and London.
- Füchtbauer H. (1957): Zur Entstehung und Optik authigener Feldspäte. – N. Jb. Min., Monatsh., Jahrg. 1956, 9–23. Stuttgart.
- Gilluly J. (1935): Keratophyres of Eastern Oregon and the spilite problem. – Amer. J. Sci. 229, 225–252 & 336–352. New Haven, Connecticut.
- Goldschmidt V. (1897): Krystallographische Winkeltabellen. Berlin.
- Goldschmidt V. (1920): Atlas der Krystallformen. Bd. VI, Text und Bd. VI, Tafeln. Heidelberg.
- Hinterlechner K. (1903): Ueber die petrographische Beschaffenheit einiger Gesteine des westböhmisches Cambriums und des benachbarten Gebietes. – Jahrb. geol. Reichsanst., 52 (1902), 163–218. Wien.
- Hoenes D. (1955): Mikroskopische Grundlagen der technischen Gesteinskunde. – In Freund H.: Handbuch der Mikroskopie in der Technik, Bd. IV: Mikroskopie der Silikate. Teil 1: Mikroskopie der Gesteine, p. 323–695. Frankfurt a. M.

- Johannsen A. (1957): A descriptive petrography of the igneous rocks. Vol. III, Fifth impr. Chicago.
- Johannsen A. (1958): A descriptive petrography of the igneous rocks. Vol. I. Sixth impr. Chicago.
- Kaaden G. van der (1951): Optical studies on natural plagioclase feldspars with high- and low-temperature-optics. - Diss. Utrecht.
- Kerner F. (1905): Diabas bei Sinj. - Verhandl. geol. Reichsanst. 363-366. Wien.
- Kerner F. (1914): Geologische Spezialkarte Sinj und Spalato. Wien.
- Kerner F. (1916): Erläuterungen zur geologischen Karte der Österr.-Ung. Monarchie. Sinj und Spalato. Wien.
- Kobell Fr. (1830): Charakteristik der Mineralien. Abth. 1. Nürnberg.
- Koržinski D. S. (1962): Problema splitov i hipoteza transvaporizacii v svete novyh okeanologičeskikh i vulkanologičeskikh dannyh. - Izv. Akad. nauk SSSR, ser. geol., No. 9, 12-17. - (Korshinski D. S. (1963): Das Problem der Spilite und die Hypothese der Transvaporisation im Lichte neuer ozeanologischer und vulkanologischer Ergebnisse. - Zeitschr. angew. Geol., H. 7, 362-365).
- Kravčenko S. M. (1958): Petrografičeskie osobennosti intruzivnyh massivov južnoj časti centraljnogo Kryma v svete novyh dannyh. - Izv. Akad. nauk SSSR, ser. geol., No. 12, 100-105.
- Lebedinski V. I. (1961): Nekotorye zarubežnye raboty o splitah. - Zap. Vsesoj. Min. obšč. 90, 350-354. Moskva - Leningrad.
- (Lovrić Ivan): Osservazioni di Giovanni Lovrich sopra diversi pezzi del viaggio in Dalmazia del Signor Abate Alberto Fortis etc., Venezia 1776. - (Kroat. Übers. von M. Kombol, Jugosl. akad. Zagreb 1948).
- Margetić M. (1947): Tektonski poremećaji kao temelj postanka krških polja Srednje Dalmacije. - Geol. vjesnik, 1, 68-110, Zagreb.
- Melzer G. (1908): Ueber die Symmetrie und das Axenverhältniss des Hämatit. - Zs. Krystallogr. 37, 580-602. Leipzig.
- Mikinčić Vj. (1953): Geološka karta FNRJ Jugoslavije i susednih zemalja, 1:500.000. Beograd.
- Milojević S. (1952): Geološka bibliografija Jugoslavije od XIV veka do 1944. godine. Beograd.
- Niggli E. (1944): Das westliche Tavetscher Zwischenmassiv und der angrenzende Nordrand des Gotthardmassivs. - Schweiz. min. petr. Mitt. 24, 58-301. Zürich.
- Nikitin W. (1936): Die Fedorow-Methode. Berlin.
- Palache Ch., Berman H. & Frondel G. (1952): The system of mineralogy. Vol. I. Seventh ed. Third printing. New York - London.
- Petković K. (1932): Geološka karta kraljevine Jugoslavije, 1:1,000,000, Beograd
- Poljak J. (1942): Geologijska i tektonska izgradnja. Zemljopis Hrvatske I. Zagreb.
- Poljak J. (1948): Geološka pregledna karta FNR Jugoslavije, 1:2,000,000. - Prilog u Tučan F.: Mineralogija i geologija za VII. razred gimnazije. Peto preradeno izdanje. Zagreb.
- Ramdohr P. (1948): Klockmann's Lehrbuch der Mineralogie. Dreizehnte Aufl. Stuttgart.
- Ramdohr P. (1960): Die Erzminerale und ihre Verwachsungen. 3. Aufl. Berlin.
- Ramdohr P. & Strunz H. (1967): Klockmann's Lehrbuch der Mineralogie. Fünfzehnte Aufl. Stuttgart.
- Reinhard M. (1931): Universaldrehtischmethoden. Basel.
- Rine F., Bertrand L. & Orceel J. (1949): La science des roches. Paris.
- Rosenbusch H. (1896): Mikroskopische Physiographie der Mineralien und Gesteine. Band II: Massige Gesteine. Stuttgart.

- Rosenbusch H. (1923): Elemente der Gesteinslehre. Vierte Aufl. Stuttgart.
- Rosenbusch H. & Mügge O. (1927): Mikroskopische Physiographie der petrographisch wichtigen Mineralien. Bd. I, zweite Hälfte: Spezieller Teil. Fünfte erweiterte Aufl. Stuttgart.
- Schubert R. (1909): Geologija Dalmacije. Zadar.
- Schubert R. (1914): Balkanhalbinsel. A. Die Küstenländer Osterreich-Ungarns. - Handbuch der regionalen Geologie von Steinmann G. und Wilckens O., Bd. V, Abt. 1, 1-51, Heidelberg.
- Sobolev V. S. (1954): Fedorovskij metod. Moskva.
- Tröger W. E. (1959): Optische Bestimmung der gesteinsbildenden Minerale. Teil 1: Bestimmungstabellen. 3. Aufl. Stuttgart.
- Tröger W. E. (1967): Optische Bestimmung der gesteinsbildenden Minerale. Teil 2: Textband. Stuttgart.
- Tučan F. (1928): Petrografija (nauka o stijinama). Narodna enciklopedija srpsko-hrvatsko-slovenačka prof. St. Stanojevića, III knj., 431-435, Zagreb.
- Tučan F. (1953): O istraživanju eruptivnih stijena otoka Jabuke, Brusnika i Visa. - Ljetop. Jugosl. akad. 57, 215-225, Zagreb.
- Turner F. J. & Verhogen J. (1960): Igneous and metamorphic petrology. Sec. ed. New York, Toronto and London.
- Wahlstrom E. (1950): Introduction to theoretical igneous petrology. New York - London.
- Wahlstrom E. E. (1955): Petrographic mineralogy. New York - London.
- Washington S. H. (1930): The chemical analysis of rocks. New York - London.
- Williams H., Turner F. J. & Gilbert Ch. M. (1955): Petrography. San Francisco.
- Wyart J. & Chatelain P. (1938): Étude cristallographique de la christianite. - Bull. soc. franc. min. 61, 121-126. Paris.
- Zavarickij A. N. (1951): O vysokotemperaturnyh plagioklazah. - Zapiski Vses. mineral. obšč., 2-ja serija, 80, 161-166. Moskva - Leningrad.
- Zavarickij A. N. (1956): Izveržennye gornye porody. Moskva.

L. J. BARIĆ

ERUPTIVNE STIJENE (ALBITIZIRANI DIJABAZI) IZ OKOLICE SINJA U DALMACIJI

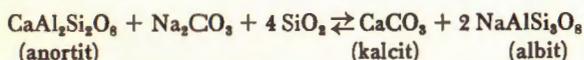
U okolici Sinja javlja se na više mjesta srednjetrojasko eruptivno kamenje. Ono je sivozelene, rjeđe smeđezelene boje. Većinom je srednjezrnato. Struktura je najčešće tipično intergranularna, ali se opažaju i prelazi u gabroidnu strukturu. Prema rijetkim i dosta oskudnim podacima ono se u literaturi dosad spominjalo kao dijabaz. Isporedi li se mineralni sastav, kakav je utvrđen u ovom radu, sa pojmom dijabaza, koji u prošlosti nije bio uvijek jednako uziman, tad bi se spomenuti eruptivi teško mogli smatrati dijabazima.

Prema definiciji Zavarickoga (1956, p. 176) dijabazi su paleotipne eruptivne stijene, koje obavezno pokazuju dijabaznu ili ofitnu strukturu, a javljaju se uglavnom kao mala intruzivna tijela, pretežno kao dajkovi ili sili. Glavni mineralni sastojci su plagioklas i augit. S obzirom na plagioklas se uzimlje, da je on u svježim dijabazima predstavljen labradorom ili još bazičnijim plagioklasom, kadšto međutim i andezinom. U rjeđim vrstama javlja se i oligoklas (Rosenbusch 1923, p. 436; Zavarickij

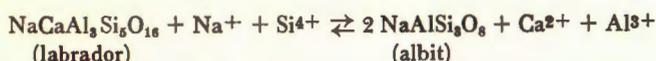
1956, p. 176). Na istom mjestu Zavarickij kaže dalje: »Spominje se čak i primarni albit. U pretežnom broju slučajeva javljaju se međutim albitni dijabazi kao jako izmijenjene stijene. Albit je u njima sekundaran«.

Razmotri li se mineralni sastav eruptivnih stijena iz okolice Sinja, kako je određen iscrpnim ispitivanjem uzoraka, sabranih na 11 nalazišta, koja su u fig. 1 označena slovima A do L, mora se zaključiti, da se te stijene ne mogu klasificirati kao dijabazi. Njihovi glavni sastojci su albit, koji je kadšto prepunjen sericitom, zatim obična hornblenda, augit i prenit. Sadržajem posljednje spomenutoga minerala uvjetovano je to, da stijene izgledaju kao da su posute bijelim mrljama. Epidot je samo mjestimično obilat. Biotit je rijedak. U malim količinama stalno se nalazi magnetit, u kojem se često lijepo vide tanke lamele ilmenita nastale izdvajanjem. U nepravilnim šupljincama ili kontrakcionim pukotinama nalaze se minerali postmagmatske faze, češće u lijepim kristalnim oblicima, kao npr. albit, apatit, hornblenda, hematit, prenit, pirit, sfen, epidot, kremen, filipsit, analcim, tomsonit (?) i vermikulit. Genetski je za te eruptive vezan i ljubičasti fluorit od Dolića.

Svakako su te stijene nakon svoje konsolidacije bile jako izmijenjene. Ako ništa drugo, a ono već prisutnost znatnijih količina prenita u njima dovodi do zaključka, da te stijene nisu mogle nastati jednostavnim izlučivanjem pojedinih mineralnih sastojaka iz magme, jer prenit uopće nije pirogeni mineral. On se međutim dosta često nalazi u hidrotermalno izmijenjenim bazičnim stijenama (gabrima, dijabazima), gdje je najčešće nastao iz bazičnih plagioklasa (Betshtin 1957, p. 511). Tröger (1967, p. 361) također navodi, kako se prenit nalazi u raznim bazičnim magmatitima (od granodiorita do gabra), ne dođuše kao primarno nastala komponenta nego samo kao autohidrotermalni produkt izmjene anortitne komponente iz plagioklasa. On nastaje i u dijabazima autometamorfno pri kraju faze ohlađivanja. Prema Baileyu & Grabhamu (1909) postanak albita objašnjuje se djelovanjem sodnih otopina, koje potječu iz same magme, na anortit, koji pri opadanju temperature uvijek kod nekih 350° C postaje nepostojan. Proces se može prikazati ovom kemijskom jednadžbom



koja se općenitije može prikazati u ionskom obliku ovako (Turner & Verhoogen 1960, p. 268):



Baileya & Grabhama je na takvo tumačenje potaknula činjenica, da se u plagioklasima takvih stijena nalaze ostaci bogati anortitnom komponentom i da iz bazaltnih i drugih lava stalno izlazi ugljični dioksid; mineralni izvori, koji predstavljaju kasnu manifestaciju vulkanizma u njegovom izdisanju, također stalno sadrže natrijski karbonat juvenilnoga porijekla. Bit čitavoga procesa Bailey & Grabham su kratko i jezgrovito izrekli ovom rečenicom: »Spilit je bazalt paren u otopini sode«. Pri tom treba reći, što se razumije pod nazivom spilit i to radi toga, što je taj naziv – kako kaže Eskola (Barth, Correns & Eskola 1939, p. 380) – prije u Njemačkoj bio donekle neodređeno upotrebljavan. Rosenbusch (1923, p. 449) npr. pod tim razumije vrlo sitnozrnato do gusto, zelenkasto ili sivozelenkasto izljevno kamenje bez utrusaka ili sa vrlo malo njih; ono predstavlja efuzivne oblike gabroidnih magmi. Drugačije rečeno, to bi bili sitnozrni ili gusti dijabazi (Rosenbusch 1896, p. 1061) ili melafiri (Rinne, Bertrand & Orsel 1949, p. 358), zbog čega bi se taj, tako shvaćeni naziv ukazao zapravo nepotrebnim. Nije čudo, da je zbog toga npr. Johansen (1957, p. 299–300) predložio, da se oznaka »spilit« napusti kao naziv, koji zastaruje. Dewey & Flett (1911) su međutim istražujući devonske, karbonske i ordovicijske stijene jastučaste građe (pillow-structure) u Devonu i Cornwallu tom starom nazivu dali nov i točniji sadržaj, s kojim on sve više ulazi u noviju literaturu. Danas se pod

tim razumiju ofitne stijene, tj. stijene strukturno slične dijabazima, u kojima je plagioklas predstavljen albitom; one uz to – poput dijabaza – sadrže piroksen, ali osim toga i kalcit (Eskola 1946, p. 265).

Prema Baileyu & Grabhamu u spiliti predstavljaju bazaltne ili dijabazne stijene, u kojima je plagioklas nakon konsolidacije stijene albitiziran. Spiliti su prema tomu metamorfne stijene. U prilog tomu ide osobito i činjenica, što je Eskola sa svojim suradnicima Vuoristom & Rankamom (1937) uspio eksperimentalno u laboratoriju provesti spilitnu reakciju. Zbog toga se danas – kako je naglasio Eskola (Barth, Correns & Eskola 1939, p. 380) jedva još sumnja u metasomatsku albitizaciju plagioklasa, mada u problemu o spilitima ima još točaka, o kojima nema jedinstvenih pogleda. Piroksen i drugi feromagnezijski minerali mogu pri albitizaciji ostati neizmijenjeni. Čitav raspored stupičastih kristala negdašnjih bazičnih plagioklasa ostaje također nepromijenjen. Kalcijski i aluminijski ioni, koji se oslobađaju uslijed spilitne reakcije (vidi gore navedene kemijske jednadžbe) bivaju utrošeni – s obzirom na relativnu međusobnu koncentraciju natrijskih, kalcijskih, aluminijskih i silicijjskih iona – za nastajanje kalcita, epidota, prenita ili nekih zeolita (Turner & Verhooijen 1960, p. 268).

Kako je nedavno naglasio Koržinskij (1962 i 1963), izmjena bazaltnih, andezitnih i dacitnih stijena mora da se izvršila u znatnijoj dubini, koja neće biti manja od 1 km. Na taj zaključak potaklo je Koržinskoga to, što albitizacija za male dubine nije karakteristična i što u dubinama manjim od 700–1000 m uopće nema mezotermalnih plagioklasa sadrže albit, nije jednostavan. Radi toga je E. Niggli (1944, p. 276) upozorio na to, da je pri donošanju zaključaka u ovoj oblasti potreban oprez, jer je razvitak neke spilitne serije stijena očito moguć uz sasvim različite tektonske i druge geološke uvjete. Prema njemu je glavna pogreška svih teorija o genezi takvih stijena u tom, što se na temelju pojedinačnih opažanja donose nedopustiva uopćavanja. To osobito vrijedi i za pitanje primarnoga ili sekundarnoga postanka albita. V. I. Lebedinskij (1961, p. 353) je zgodno rekao, da se može pretpostaviti, da su spiliti s obzirom na uvjete postajanja tako heterogeni kao i graniti.

U zadnjem se poglavlju iznosi tumačenje za postanak stijena u okolini Sinja. Za vrijeme srednjega trijasa došlo je tu do erupcije bazične magme, iz koje su se razvile holokristalne, najčešće srednjezrnate, rijetko sitnozrnate dijabazne stijene tipične intergranularne strukture uz mjestimične prelaze prema gabroidnoj strukturi. Pokretanjem magme prema površini došlo je uslijed sniženja pritiska, neposredno prije konsolidacije magme u čvrstu stijenu, do nagloga otpuštanja plinova i para, koje je ona u sebi obilatno sadržavala. Zbog toga su se (možda već nakon djelomično izvršene kristalizacije) razvile brojne nepravilne šupljine. Nakon dovršene konsolidacije nastajale su u stijenama sitnije ili krupnije kontrakcione pukotine. Šupljine i pukotine bile su naknadno djelomično ili potpuno ispunjene mineralima postmagnatske faze.

Svakako su stijene ovdje nastajale pri nižim temperaturama, nego što je to inače slučaj, baš zbog obilatog sadržaja hlapivih sastojaka u magmi. Bitni sastojci stijena, koje su tako nastale, bili su bazični plagioklasi, augit, hornblenda, nešto biotita; nadalje kao akcesorni sastojak magnetit s ilmenitom, apatit itd. Konsolidacija magme bila je međutim praćena izlučivanjem latentne topline kristalizacije. To je izazvalo porast temperature, zbog čega su se u šupljinama i pukotinama mogli razviti višetermperturni minerali, kao npr. hornblenda i biotit (Fersman 1939, p. 93), više puta u ličepim kristalicima. Uz njih su se razvili i kristali plagioklasa.

Možda već pri kraju magnatske faze, a svakako kasnije u postmagnatskoj fazi, došlo je uslijed djelovanja sodnih otopina, koje su prožimale magmu i sadržavale nešto kalijjsoga karbonata, noseći uz to i znatne količine otopljene SiO_2 , do izvlačenja kalcija

iz bazičnoga plagioklasa, npr. labradora i do nadomještanja kalcija natrijem. Došlo je do albitizacije toga plagioklasa prema gore navedenim kemijskim jednadžbama. Oslobođeni kalcij i aluminij i ioni utrošeni su bili za izgradnju prenita, od kojega stijene u okolici Sinja izgledaju kao da su posute bijelim mrljama, zatim epidota, koji je – sumarno uzet – manje čest od prenita, mada je u pojedinim lokalnostima dobro zastupljen, nadalje filipsita i tomsonita (?), koji su samo rijetko opaženi.

Prenit se rijetko nalazi u samom plagioklasu; najčešće ga nalazimo u šupljinama povrhnjice hornblende, biotita i albita. Mali sadržaj kalija u otopinama prouzročio je djelomičnu sericitizaciju, koja se opaža u albitu. U šupljinama se – zahvaljujući malom sadržaju željeznih iona u toplim otopinama – izlučio hematit i to uvijek u kristalima tanko pločastim smjerom c(0001), što ukazuje na razmjerno nisku temperaturu postanka hematita. Uz to u šupljinama nalazimo nešto tankoprutičastoga apatita, zatim pirit i rijetko sfen. Uz niže temperature izlučio se dosta rijetko kremen, koji obrasta idiomorfne kristale malo prije spomenutih minerala. Među posljednjim sastojcima hidrotermalne faze izlučili su se zeoliti: tomsonit (?), analcim i filipsit. U dohvatnu tih stijena nalazi se još jedan mineral niskohidrotermalne faze i to ljubičasti fluorit na Dolića glavici.

Djelovanjem vrućih plinova i para izmijenjena je mjestimice hornblenda u antigorit (Tab. I, sl. 2). Na sličan način je kaolinizacijom prouzročeno to, da albit često izgleda fino sivo i tamno zamućen pri promatranju izbrusaka u prolaznoj svjetlosti. Uz niske temperature ili i uslijed površinskoga trošenja izmijenjen je biotit, koji se u šupljinama iskristalizirao kao pločice heksagonskoga izgleda, u vermikulit. Kao posljedica trošenja opaža se prelaz hematita i pirita, djelomice i magnetita, u limonit.

Š obzirom na plagioklas potrebno je naglasiti, da se radi o albitu sa najviše 5–6% an s izrazitom niskotemperaturnom optikom. Da bi se kut optičkih osi odredio što sigurnije, odabirana su za to, uz nekoliko izuzetaka, samo zrna, na kojima su direktnom mjerenju bile dostupne obje optičke osi. Određivanja su vršena uz to, ukoliko su preparati bili deblji, teodolitkonoskopski. Za srednju vrijednost kuta optičkih osi dobiveno je iz 15 određivanja $2V = +82,0^\circ$. Za sastav plagioklasa dobivene su vrijednosti sa maksimalnim kolebanjem od 0% do 6% an. Srednja vrijednost za sastav iz 26 pojedinačnih određivanja iznosi 2,6% an.

Navedena srednja vrijednost za kut optičkih osi je veća od vrijednosti za plagioklas intruzivnih stijena. Za 2,5%-tni plagioklas u tim stijenama Burri, Parker & Wenk (1967, p. 272) daju $2V = +78,1^\circ$. Veći kut optičkih osi karakterističan je prema Kaadenu (1951) za spilite.

Na temelju svega spomenutoga može se uzeti, da su opisane stijene iz okolice Sinja nekad bile dijabazi, čiji su bazični plagioklasi spilitnom reakcijom naknadno autometasomatski bili izmijenjeni u albit. Zbog toga je za te stijene uzet naziv »albitizirani dijabazi«.

Primljeno 8. 12. 1968.

Mineraloško-petrografski muzej,
Zagreb, Demetrova 1.

TAFEL – TABLA I

1. Magnetit mit feinen Entmischungslamellen von Ilmenit. Fundstelle: Marinkova glavica.
Magnetit sa finim lamelama ilmenita, nastalim izdvajanjem. Nalazište: Marinkova glavica.
2. Gitterförmige Struktur des aus Hornblende entstandenen Antigorits. Fundstelle: Smuljača bei Labroviča.
Rešetkasta struktura antigorita nastalog iz hornblende. Nalazište: Smuljača kod Labroviča.

Baric: Eruptivgesteine von Sinj

TAFEL - TABLA I



1



2