

ÜBER EINIGE KARBONATGESTEINE IM GLAZIALGESCHIEBE NW-ESTLANDS

VON

A. ÖPIK

MIT 4 TAFELN UND 4 ABBILDUNGEN IM TEXT

TARTU 1931

I. Einleitung.

Der Verfasser dieser Schrift hat schon in früheren Abhandlungen das Vorkommen verschiedener Geschiebe nördlich vom Glint behandelt. Es wurde dabei die Meinung ausgesprochen, dass die in diesen Gegenden vorkommenden ordovizischen Geschiebe aus dem Ostseeboden herkommen, da die Gesteine in ihrer Ausbildung den schwedischen und Ålandschen unähnlich sind und sich der estländischen Glintformation anschliessen.

Weitere Sammlungen haben Ergänzungen in derselben Richtung geliefert. So wurden auf den Riffen nördlich von Kakumägi Blöcke des Wesenberg-Kalkes mit *Cyclocrinus* und solche des *Megalaspis*-Kalkes mit *Gonambonites planus*, *Productorthis obtusa* und *Ampyx nasutus* angetroffen. Daneben fand man auch einen freigelegten grossen Stock von *Diplotrypa petropolitana*.

An denselben Orten, und zwar auf den Kakumägi-Riffen und der Nordspitze der Teliskopli-Halbinsel*), sind auch vereinzelt Blöcke anzutreffen, welche aus mehr oder weniger metamorphen Kalken und Dolomiten bestehen. Da ein solcher Dolomitblock sich als fossilführend erwiesen hatte, so schien es sich zu lohnen, diesen und die anderen einer näheren Untersuchung zu unterwerfen, um unter anderem möglicherweise auch das Alter und die Heimat des fossilführenden Dolomitblockes zu ermitteln.

Die Frage über die Heimat der Blöcke wurde brieflich mit Herrn A. Laitakari (Helsingfors) diskutiert, wobei der Verfasser der vorliegenden Schrift auch Vergleichsmaterial aus mehreren finnischen Lokalitäten von Herrn A. Laitakari zugeschickt erhielt. Nach den Mitteilungen von A. Laitakari stammen die Kalksteinblöcke aus SW-Finnland, wo im s. g. Sveko-Fennischen Zuge ähnliche unreine Kalke in mehreren Lokalitäten (Sillböle, Parainen u. a.) anstehen. Sie alle führen Phlogopit, Serpentin

*) Beide liegen nebeneinander westlich von Tallinna und sind durch ihre Aufschlüsse des Unterkambriums (Estoniums) bekannt geworden.

(aus Chondrodit entstanden), Diopsid, Amphibol, Spinell u. a. Zuweilen ist, nach derselben Mitteilung, der Serpentin aus Olivin entstanden, wie bei Attu auf Parainen (Pargas). Mit diesen Kalkvorkommen sollen auch Dolomiteinlagerungen verbunden sein, von denen unser Block Nr. 2 herrühren kann. Für die freundliche Mitteilung, gleichwie für die zugesandten Proben ist der Verfasser Herrn A. Laitakari zu bestem Dank verpflichtet.

II. Beschreibung der Gesteine.

Die Blöcke sind sehr selten. Es sind ihrer im ganzen 5 gefunden worden. Nur einer (Nr. 3) ist gross, die anderen können als relativ klein bezeichnet werden. Begleitet werden diese Blöcke von den ebenfalls seltenen, schon erwähnten ordovizischen Geschieben und einer reichlichen Auswahl verschiedener nordischer kristalliner Blöcke. Einige darunter sind genau bestimmt worden, so der Satakunta-Diabas und der rote Sandstein, welche vom Eise aus dem westlichen Finnland hergeführt worden sind. Als Sonderfall ist auch ein kleiner Skarnblock mit

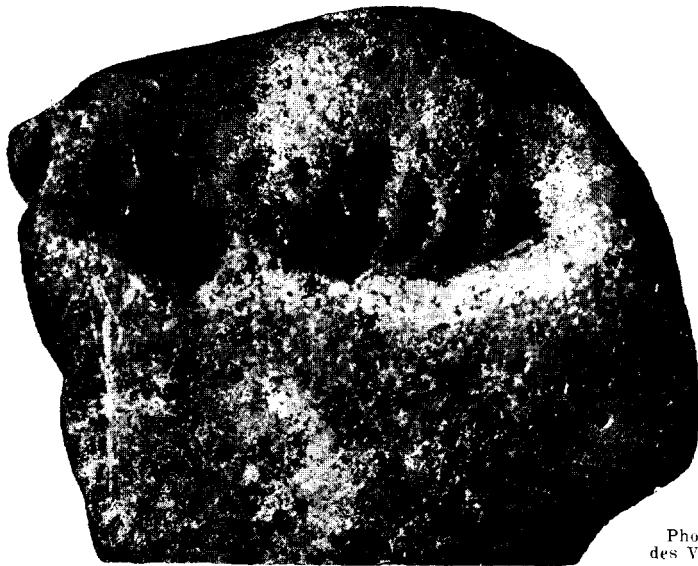


Photo
des Verf.

Abb. 1. Stück des Blockes Nr. 1, etwas verkleinert. Die Löcher sind als das Negativ eines Fossils (offenbar des Siphon eines actinosiphonaten Cephalopoden) zu deuten.

grünem Diopsid, Granat, Magnetit, Kalzit und Pyrrhotin zu erwähnen. Er wird wohl derselben Herkunft sein, wie die Blöcke 3, 4 und 5.

Block Nr. 1. Heller, bräunlicher, kantengerundeter Dolomitblock, ca 1,5 kg schwer. Fundort: die nördliche Spitze der Halbinsel Teliskopli, am Strande, ausgewaschen aus der Grundmoräne.

Ausserlich ist der Block durch Eisenoxyd hellbraun gefärbt, innerlich gelblich mit einem Stich ins Rosa. Das Gestein ist ziemlich feinkörnig, einzelne Körner sind gerade noch dem unbewaffneten Auge erkennbar. Die glänzenden Flächen der Spaltungsrhomboëder verleihen dem Gestein ein zuckerartiges Aussehen. Bei weiterer Betrachtung, besonders unter der Lupe, bemerkt man im Gestein zerstreute, bis 2 mm grosse Quarzkörner und deutliche, der Schichtung entsprechende grünliche Streifen sowie ebenfalls nach der Schichtung geordnete grünliche Partikelchen, daneben auch kleine schwarze Glimmerblättchen.

Der Dolomit ist sehr fest, sein Bruch ist splittrig.

Auch kleine, mit Dolomitrhomboëdern ausgekleidete Hohlräume sind im Gestein sichtbar.

Das Fossil, von dem schon die Rede war, ist auf Abb. 1 zu sehen. Es ist nur als Negativ, als hohler Abdruck erhalten, welche Erhaltungsweise gerade bei Dolomiten als charakteristische Eigentümlichkeit vorkommt. Es sind eigentlich linsenfö-

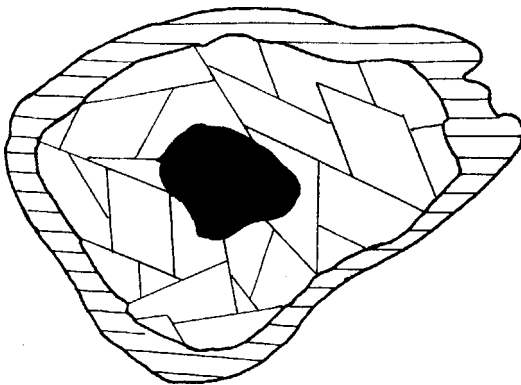


Abb. 2. Schematischer Querschnitt durch das Fossil im Blocke Nr. 1. Horizontal gestrichelt — braune Dolomitrinde, das Fossil gegen das Muttergestein abgrenzend; in Rhomben gestrichelt — etwas hellere innere Wand des Hohlraumes; schwarz ist der durch den Schnitt getroffene mittlere Teil des folgenden Hohlraumes, er ist z. T. durch sekundären Dolomit ausgefüllt.

mige Hohlräume, welche annähernd auf einer Achse liegen und mit kleinen Dolomitrhomboëdern ausgekleidet sind.

Der Aufbau des Fossils im Querschnitt ist in der Abb. 2 wiedergegeben. Im Längsschnitt gleicht es einem Abdrucke eines Nautiloideensipho, offenbar eines Actinosiphonaten mit grossen, aber relativ kurzen Kammern und Scheiben.

Das Fossil ist in der Schichtebene eingebettet, und ist nachträglich zerdrückt worden, wie aus der unruhigen Lage einzelner Segmente hervorgeht.

Die grosse Ähnlichkeit des Fossils mit einem Actinosiphonaten ist sehr auffallend; etwas anderes, ein unbekanntes, vorpaläozoisches Tier kommt offenbar nicht in Betracht. Das Alter des Blockes könnte somit die obere Hälfte des Ordoviziums oder das Gotlandium sein.

Mikrostruktur des Blockes Nr. 1. Im Schliff (Taf. I, Fig. 1) erkennt man, dass die Hauptmasse des Gesteins aus mehr oder weniger stark verzahnten Dolomitkörnern besteht. Zertrümmungszonen um die einzelnen Körner, wie im Blocke Nr. 2, sind hier nicht vorhanden. Offenbar ist hier eine Umkristallisation nur bei mässiger t^0 und Druck anzunehmen, die Umwandlung ist also relativ gering.

Akzessorisch sind im Dolomit kleine, aus hellem Glimmer und undulösem Quarz bestehende Partikeln (Taf. I, Fig. 1 und 2), Quarzkörner und Glimmerblättchen vorhanden, welche sich auf Schichtflächen angesammelt haben. Auch Zirkon ist beobachtet worden. Alle diese Beimengungen scheinen klastischen Ursprungs zu sein.

Der Dolomit bildet ca 90% des Gesteins. Er ist allotriomorph, von gleichmässigem Korn (Korngrösse 0,5—1 mm), und ohne jegliche Zwillingsbildung. Sehr auffallend ist die im polarisierten Licht auftretende, besonders starke Lichtabsorption, was mit dem hohen Eisengehalt zusammenhängen kann.

Obwohl kein Kalzit im Gestein vorhanden ist, so ist im Dolomit doch, CaCO_3 im Übergewicht vertreten, wie es aus der folgenden Analyse (anal. E. Krusen berg) hervorgeht.

CaCO_3	53,13
MgCO_3	36,22
Fe_2O_3 (+ Al_2O_3) . . .	7,28
Unlöslich in HCl	1,67
	<hr/>
	98,30

Es ist dies eine nur annähernde Analyse, da CO_2 nicht direkt bestimmt wurde. Die Karbonate sind daher nach den entsprechenden Oxyden berechnet worden. Auch ein Teil des Eisens könnte als Karbonat vorhanden sein, und nicht nur als limonitischer Farbstoff. Zweiwertiges Eisen ist bei qualitativer Untersuchung reichlich angetroffen worden.

Der unlösliche Anteil besteht vorwiegend aus Quarz und Glimmer sowie wenigem Zirkon. Diese Minerale sind zum Teil isoliert im Gestein vorhanden, z. T. aber bilden sie zusammenhängende Aggregate (Taf. I, Fig. 1, 2). Es scheinen sehr kleine, abgerundete Stücke eines feinkörnigen kristallinen Schiefers zu sein, welcher aus Muskovit, undulösem Quarz und trübem Feldspat aufgebaut ist. Der Muskovit enthält winzige zirkonartige Einschlüsse, und im Quarz sieht man sehr kleine apatitähnliche idiomorphe Nadeln. Dieselben Minerale, ausser dem Feldspat und dem vermeintlichen Apatit, trifft man auch lose im Dolomit. Es sind dies ebenfalls klastische Beimengungen.

Der Quarz kommt vor als Aggregate mehrerer xenomorpher Körner, und dann sind die inneren Berührungsflächen stark verzahnt. Oft haften an solchen Bildungen auch Muskovitfetzen. Ausserdem findet sich der Quarz auch in einzelnen abgerundeten Körnchen, welche oft Risse und Sprünge aufweisen. Der hier immer stark gepresste Quarz ist höchst undulös auslöschend.

Der Muskovit ist wasserhell und immer als kleine Fetzen und Schüppchen vorhanden. Pleochroitische Höfe fehlen.

Der Zirkon erscheint als winzige, wasserhelle, säulenförmige, vollständig idiomorphe Kristalle. Besonders schön erscheint er im Lösungsrückstand. Grösstenteils entspricht er seinem Aussehn nach dem granitischen Zirkon (vergl. Rosenbusch, Wülfing und Mügge, 1927, Mikroskop. Physiographie I, 2. Hälfte, Taf. IV, Fig. 3), aber auch einige parallelverwachsene Individuen sind vorhanden.

Es sind alles klastische Beimengungen, von einem zersetzten Muskovitgneis herrührend. Keine neugebildeten Minerale sind beobachtet worden.

Block Nr. 2. Hellbrauner, innen heller, schwach rosa gefärbter, kantengerundeter, ca 1 kg schwerer Dolomitblock, von

mittlerem Korn, quarzreich, mit einer Injektionsader. Fundort: Riff an der Nordspitze der Halbinsel Kakumägi.

Wie der Dolomitblock Nr. 1, ist auch dieser ziemlich drusig. Die Drusen sind klein und mit Dolomitrhomboedern ausgekleidet. Die äussere, braune Verwitterungsrinde gleicht ganz jener des Blockes Nr. 1; innerlich ist aber der zweite Block etwas intensiver rosa gefärbt, als der erste. Der Block Nr. 2 ist auch bedeutend reicher an Mineralen, deren regellose Bänder auch dem unbewaffneten Auge auffallen. Als weiterer Unterschied bei megaskopischer Betrachtung ist die im Blocke Nr. 2 vorhandene stark gefältete, dunkelgrüne, rotfleckige Injektion zu nennen, die aber nur einen kleinen Teil des ganzen Blockes einnimmt. Die Minerale des Muttergesteins (Quarz und Mikroklin) sind in der Nähe der Injektion reichlich vorhanden; doch ca 1 cm von dem Gange ist das Gestein auffallend mineralfrei. Da das Muttergestein des Blockes Nr. 2 mit kalter Salzsäure eine deutliche Reaktion gibt, so muss es kalkreicher sein, als der erste Block.

Mikrostruktur des Blockes Nr. 2. In Dünnschliffen erkennt man, dass die Hauptmasse des Gesteins aus Dolomit mit eingestreutem Quarz und Mikroklin besteht. Während die Berührungsflächen der akzessorischen Minerale mit dem Dolomit immer glatt sind, sind die Begrenzungen der Dolomitmörner gegeneinander verschieden gestaltet. Gewöhnlich ist die Struktur verzahnt und die Körner sind durch Mörtelkränze voneinander abgetrennt. Wird im Schliff (Taf. II, Fig. 3) eine solche Mörtelzone senkrecht zur Oberfläche des Kornes getroffen, so erscheint sie als ein schmales Band; geht der Schnitt dagegen gleichsinnig mit der Strukturfläche, so erscheint die zerriebene Zone als grosses Feld (Schliff Taf. II, Fig. 3). Neben diesen Strukturen sieht man in den Schliffen auch, wie Dolomitmörner sich in relativ ebenen Flächen berühren. Es scheint: je gleichsinniger die Körner untereinander kristallographisch orientiert sind, desto ebener erscheinen ihre Kontakte (Taf. II, Fig. 4).

Die Korngrösse des Dolomits beträgt ca 2 mm.

Der Quarz ist sehr reichlich vorhanden und ist als Neubildung zu deuten. Stets sieht man ihn als abgerundete klare Körner, welche vereinzelt, oder, in mineralreicheren Partien, zu kleinen Aggregaten verbunden vorkommen. Er ist

normal auslöschend, es ist keine Spur einer undulösen Auslöschung vorhanden. Bei manchen Individuen sind Anwachszonen sichtbar. Der Quarz führt perlschnurartig geordnete Streifen kleiner Einschlüsse, welche nicht nur in benachbarten, sondern oft auch in voneinander entfernten Körnern in derselben Richtung sich fortsetzen. Von den Quarzrosetten werden oft kleine Dolomitrelikte umgeben (Taf. II, Fig. 5), und dann verläuft parallel dem Dolomitmikrokrin im Quarz ein Kranz derselben Einschlüsse. Fast in jedem Quarzkorn sieht man in der Nähe der Fläche seiner Berührung mit dem umgebenden Dolomit eine ähnliche, aus Einschlüssen bestehende Zone. Bei starker Vergrößerung erkennt man, dass diese Einschlüsse fast ausnahmslos von gleicher Natur sind und einem Mineral von relativ starker Licht- und Doppelbrechung angehören. Im allgemeinen sind diese Einschlüsse von regelloser Gestalt, bei einigen aber (besonders von den grösseren) werden abgerundete kurzsäulige Kristallgestalten gefunden.

Der Mikroklin ist im Dolomit relativ selten. Doch die Zahl und Grösse seiner Kristalle wächst, wenn man sich der injizierten Ader nähert. Falls man die Gestalt des Quarzes als hypidiomorph (in Berührung mit dem Dolomit) oder xenomorph bezeichnet, so ist der Mikroklin hypidiomorph oder vollständig idiomorph ausgebildet. Besonders schön erscheinen isolierte kleine Kristalle. Im Lösungsrückstand können geradezu modellartige Individuen beobachtet werden. Der Mikroklin ist immer frisch und klar. Oft sieht man in einem Kristall eine zentrale abgerundete ungegitterte Partie eingeschlossen. Auch Quarzkörner, besonders in der Nähe der Ader, werden in derselben Weise vom Mikroklin umschlossen.

Neben dem Mikroklin kommt im Dolomit selten auch ungegitterter Feldspat vor.

Die in den Dolomit eingepresste Ader besteht vorwiegend aus Feldspat, Quarz und sehr wenigem braunem Biotit. Auch Dolomitbrocken, die wohl mitgerissen wurden, sind reichlich vorhanden.

Der Feldspat steht der Masse nach an erster Stelle. Vorwiegend ist er hypidiomorpher Mikroklin, aber daneben scheint auch in manchen Partien Plagioklas vorhanden zu sein. Wo Feldspat und Quarz im Gleichgewicht vorhanden sind, kann von einer aplitischen Struktur geredet werden. Gewöhnlich sind die Quarz-

körner weniger zahlreich, und dann werden diese Körner vom Feldspat allseitig umschlossen. Oft sieht man auch die Zwischenräume einnehmend eine schwach grüne, kryptokristalline Grundmasse.

Einige Stellen der Ader enthalten auch ein xenomorph ausgebildetes, stark gelblichgrün gefärbtes Mineral, welches manchmal reichlich vorhanden ist. Es ist schwach pleochroitisch, etwas stärker lichtbrechend als Quarz und schwach negativ doppelbrechend. Am meisten Ähnlichkeit hat es mit einem Chlorit, auch die sehr deutlich hervortretenden Spaltungsrisse widersprechen dieser Annahme nicht. Es wird wohl ein sekundäres Zersetzungsprodukt sein.

In allen Mineralien der Ader findet man kleine säulenförmige, eingeschlossene Kristalle, die allem Anscheine nach einem Apatit angehören.

Es sei noch hinzugefügt, dass in der unmittelbaren Nähe der Ader, an den Strukturflächen des Dolomits, sich als Verwitterungsprodukt reichlich Eisenoxyd (Limonit) angesammelt hat.

Vergleich der Blöcke Nr. 1 und 2 miteinander.

Block Nr. 1.

Dolomit; verzahnte Struktur; feinkörnig; klastische Beimengungen, darunter Zirkon und undulöser Quarz; fossilführend.

Block Nr. 2.

Kalkreicher Dolomit mit Injektionsader; mittelkörnig, verzahnt, mit Mörtelzonen; keine klastischen Beimengungen, nur neugebildete Mineralien; kein Zirkon.

Es handelt sich hier also um zwei, zwar äusserlich einander ähnliche, trotzdem aber ganz verschiedene Gesteine. Der zweite, von einem aplitartigen Gestein injizierte Block wird wohl archaisch sein. Und wie verlockend es auch erscheint, den ersten Block ebenfalls für archaisch oder wenigstens für vorpaläozoisch zu erklären, wird es dennoch richtig sein, ihn samt seinem Fossil als silurisch im weiteren Sinne zu bezeichnen.

Block Nr. 3. Ein grobkörniger, grosser, ca 70—80 kg schwerer Knollenkalkblock, mit sehr viel Serpentin, der äusserlich braun verwittert, innerlich aber grün ist. Fundort: Nordspitze der Teliskopli-Halbinsel, NW von Tallinna.

Der Block (Textabb. 4) ist deutlich geschichtet, und die

Minerale sind im Gestein gleichsinnig zur Schichtung geordnet. Dabei sieht man auch, dass die Knollen ebenfalls der Schichtung folgen (Abb. 4).

Die Grundmasse des Gesteins besteht aus grobkörnigem, spatigem, weissem Kalzit mit charakteristischer Zwillingsbildung. Im Schliff ist der Kalzit trübe und daher wenig durchsichtig. Seine Struktur ist eine mässig verzahnte. Das Gestein ist sehr reich an neugebildeten Mineralen, und zwar an Phlogopit, Serpentin und Diopsid resp. Malakolith (in den Knollen).

Der Phlogopit ist im Gestein ungleichmässig verteilt. Wo er reichlich vorhanden ist, lässt sich das Gestein leichter spalten, und die Spaltungsflächen zeigen gleichzeitig aufblitzende Glimmerblättchen. Der Phlogopit ist nämlich der Schichtung nach orientiert und erleichtert daher das Spalten sehr wesentlich. Ausgebildet ist der Phlogopit bald als abgerundete Körner, bald als hypidiomorphe, zuweilen tonnenförmige kleine Kristalle. Die grössten messen nicht über 4 mm.

Der Serpentin bildet bis 3 mm grosse Körner und, als Zersetzungsrinde einiger Diopsidknollen, derbe Massen. An der Oberfläche gelegene Serpentin körnchen sind verwittert und rostig. Megaskopisch ist der Serpentin dunkelgrün, beim Ritzen milde, seine Härte beträgt etwas über 3. Im Schliff erkennt man, dass er aus verschiedenen orientierten faserigen Lamellen aufgebaut ist (Taf. III, Fig. 7). An dickeren Lamellen ist auch seine positive, relativ geringe Doppelbrechung erkennbar; die Lichtbrechung steigt nicht über 1,55. Im Schliff ist er farblos, nur einige Stellen zeigen eine leichte grüne Färbung. Die rostige, braune, verwitterte Varietät zeigt im Schliff eine geringe Gelbfärbung, sonst verhält sie sich ganz wie der frische Serpentin.

Der Serpentin ist, seinem lamellaren und feinfaserigen Bau gemäss, nicht primär, sondern er stellt hier ein Umwandlungsprodukt des Diopsids, des Chondrodits oder Olivins dar (vergl. briefliche Mitteilung von A. Laitakari). Die feinen Fasern sind untereinander parallel und stehen senkrecht zu den Lamellen, resp. Spalten und Rissen des primären Minerals. Eine dünne feingefaserte Rinde umgibt äusserlich die Serpentin körner, der zuerst serpentinierten Schicht des Minerals entsprechend. Die abgerundeten Körner Taf. III, Fig. 6 und 7 und Taf. IV, Fig. 8 lassen noch die Risse und Sprünge erkennen, nach welchen die

Umwandlung stattgefunden hat. Die derben Serpentinmassen enthalten auch oft Kalzitrelikte (Taf. III, Fig. 7).

Der Diopsid resp. Malakolith ist nur in den Knollen vorhanden, ja diese bestehen eigentlich nur aus derbem, körnigem, seltener stengligem Diopsid. Der Diopsid ist blassgrün, im Schliff wasserhell. Neben der normalen Spaltbarkeit ist eine Absonderung nach der Endfläche sehr deutlich ausgeprägt. Manche Individuen erreichen eine Länge von 3 cm. Die Diopsidknollen werden stellenweise von Serpentinadern durchschnitten (Taf. IV, Fig. 9).

Der Diopsid (Malakolith) in den feinkörnigen Knollen ist stark zerklüftet (Taf. IV, Fig. 8), und den Sprüngen und Rissen

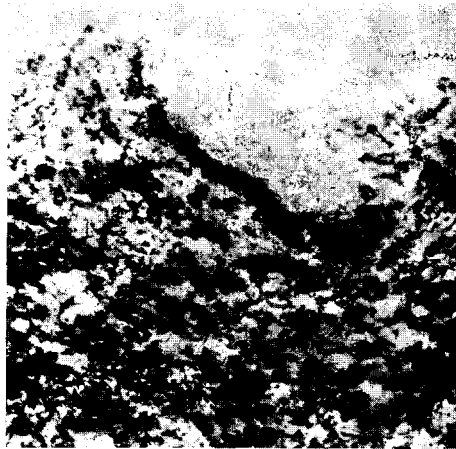


Photo A. Ö.

Abb. 3. Block Nr. 3, z. T. angeschliffen. Hell -- eine Malakolithknolle, nach unten durch eine Serpentinrinde abgegrenzt. Grau ist Kalzit, mit eingesprengtem Serpentin und Phlogopit. Nat. Gr.

entlang ist eine Serpentinisierung, besonders in der Nähe der Serpentinadern, allgemein verbreitet. Also ganz wie es von Rosenbusch, Wülfing und Mügge dargestellt wird: „Allverbreitet ist die Umwandlung in Serpentin, dessen Fasern von den Spaltrissen und Querflächen aus vordringen und den Kristall als Netz durchziehen, in dessen Maschen unveränderte Teile des Diopsids liegen“.

Am Kontakt der Diopsidknollen mit dem Kalkstein sind gewöhnlich einige fast ganz in Serpentin umgewandelte Chondritkörner vorhanden. Von diesen dringen in den Diopsid,

den Sprüngen entlang, Serpentinadern hinein. Wie gesagt, werden die Knollen teilweise auch von derber, faseriger Serpentinrinde umgeben (Textabb. 3). In der Richtung der Knollen erscheinen im faserigen Serpentin der Rinde vereinzelt Diopsidreste, deren Zahl sich bald vermehrt und zuletzt das Übergewicht erreicht, obwohl diese Reste von zahlreichen Serpentinadern durchwoben bleiben. In diesem Fall ist also der Serpen-



Photo A. Ö.

Abb. 4. Block Nr. 3, metamorpher Kalkstein mit nach der Schichtung eingelagerten Diopsidknollen. Teliskopli-Spitze, NW von Tallinna. Ca $\frac{1}{5}$ der nat. Gr.

tin zweifellos aus Diopsid (Malakolith) entstanden, und dies ist in unserem Block eine ganz allgemeine Erscheinung. Der aus Diopsid entstandene Serpentin (Taf. III, Fig. 7) besitzt gröbere Lamellen, die den Spaltrichtungen des ursprünglichen Minerals folgen, im Unterschiede zu dem aus Chondroit, resp. Olivin entstandenen Serpentin.

In den Knollen sind auch trübe Kalzitrelakte häufig.

Block Nr. 4. Ein ca 500 gr schwerer, abgerundeter grobkörniger Kalksteinblock mit viel Serpentin. Fundort: Riff an der Nordspitze von Kakumägi.

Der Kalzit ist hier von derselben Struktur, wie im Block Nr. 3, also mässig verzahnt und von grobem Korn. Doch ist er hier viel heller und durchsichtiger, was auch aus dem Vergleich von Taf. IV, Fig. 10 und Taf. III, Fig. 6 miteinander hervorgeht.

Von anderen Mineralen enthält der Block Phlogopit, Spinell und Olivin (resp. Chondroit). Der grösste Teil des Olivins und ein Teil des Spinells sind in Serpentin umgewandelt.

Der Phlogopit ist hier durch grössere, aber schlechter begrenzte Individuen vertreten als vorher.

Der Spinell (Taf. V, Fig. 10) ist megaskopisch fast schwarz und kann mit Magnetit verwechselt werden. Er ist idiomorph, seine Oktaeder erreichen eine Grösse von 1,5 mm. Im Schliff sieht man, dass die Spinelle durch relativ wenige, in einer Richtung parallel verlaufende Risse zerklüftet werden, welche von grünlichem, undeutlich gefasertem Serpentin angefüllt sind. Bei manchen Kristallen ist die Serpentinisierung ziemlich weit fortgeschritten. Doch vollständig serpentinisierte Körner mit spinellartigem Habitus sind nur ganz selten anzutreffen.

Der frische Spinell ist im Schliff blassgrün und wird wohl ein Pleonast sein.

Der Olivin (Taf. IV, Fig. 10) ist, wie in Proben aus Attu-Parainen, durch in den Serpentinresten schwebende farblose Reste vertreten. Es könnte auch Chondroit sein, der allerdings gewöhnlich gelb ist, aber ausnahmsweise farblos sein kann. Da aber auch beim farblosen Chondroit die charakteristischen Zwillinglamellen zu erwarten sind, welche in unserem Falle ganz fehlen, so ist mehr Wahrscheinlichkeit für den Olivin vorhanden. Die Unterscheidung ist dennoch unsicher, da nicht bei allen Chondroiten die Zwillinglamellen im Schliff hervorzutreten brauchen.

Block Nr. 5. Ein faustgrosser, aus faserigem Wollastonit und derbem blassrosa gefärbtem Granat bestehender Block. Es haften an ihm Reste von wasserhellem Kalzit mit kleinen

grünlichen abgerundeten Körnern eines zweiachsigen positiven Minerals. Im Schliff ist das letztere wasserhell; es fehlen ihm Spaltungsrisse; die Lichtbrechung und Doppelbrechung sind ziemlich bedeutend.

III. Über die mögliche Heimat der Blöcke.

Schon in der Einleitung zu dieser Schrift wurde darauf hingewiesen, dass der grösste Teil der beschriebenen Blöcke aus SW-Finnland stammt, und zwar aus den Gesteinen des Svekofennischen Zuges. Jedoch auf Grund literarischer Angaben und eines Vergleiches mit den von Herrn A. Laitakari zugesandten und vom Verf. der vorliegenden Schrift im Anstehenden gesammelten Proben kann man diese Blöcke doch nicht irgendeiner bestimmten Lokalität zuschreiben. Die unreinen Kalkeinlagerungen der svekofennischen Gesteine sind von schwankender Beschaffenheit, wobei sich ähnliche Abänderungen an verschiedenen Fundstellen wiederholen können. Doch ausgeschlossen ist die Lokalität Sillböle bei Helsingfors. Hier trifft man im Kalkstein Chlorit (Pennin), der in unseren Blöcken gänzlich fehlt. Dagegen ist die Serpentinisierung dort viel geringer. Aus dem grossen Kalksteinzuge von Parainen (Pargas) hat der Kalk von Attu Parainen gewisse Ähnlichkeit mit dem des Blockes Nr. 4 (Olivin!). Gleiches gilt auch für den Kalk von Tallbacka (Svartå, SW-Finland), der sich von jenem aus Attu gar nicht zu unterscheiden scheint. Doch auch hier sind die Minerale viel frischer als in unseren Blöcken, und es tritt hier (nach Laitakari) der Chondroit neben farblosem Olivin auf. Ganz unberührt von der Serpentinisierung ist hier der Spinell. Die genannten Lokalitäten sind aber nur Stichproben aus der grossen Anzahl der Fundstellen.

Als svekofennisch betrachten wir also die Blöcke Nr. 3 und Nr. 4; ebenfalls gehört dahin auch der Dolomitblock Nr. 2, mit Quarz und Mikroklin.

Der Wollastonitblock wird wahrscheinlich von demselben svekofennischen Alter sein, wie die Blöcke Nr. 3 und 4, da ähnliche Bildungen z. B. im Kalkstein von Pargas in genügender Menge anzutreffen sind.

Der fossilführende Dolomitblock Nr. 1 gehört aber sicher-

lich nicht zu den genannten Gesteinen. Er stammt offenbar aus einer unbekanntem Lokalität des Festlandes (Finnland, Nordskandinavien) oder vom Boden der Ostsee.

IV. Zusammenfassung und Ergebnisse.

Es werden aus NW-Estland aus Karbonatgesteinen bestehende erratische Blöcke beschrieben. Ein Dolomitblock mit Resten eines actinosiphonaten Cephalopoden, enthaltend klastischen Quarz und Zirkon, neben unzersetzten Gneisbrocken, wird für silurisch gehalten. Sein Anstehendes ist unbekannt.

Ein weiterer Dolomitblock, mit neugebildetem Quarz und Mikroklin, neben einer Ader aus denselben Mineralen, wird als svekofennisch gedeutet, mit SW-Finnland als Heimat. Zwei Kalksteinblöcke mit Diopsid (Malakolith), Spinell, Phlogopit, Olivin, Chondrodit sind ebenfalls svekofennische Gesteine aus SW-Finnland. Die neugebildeten Minerale sind teilweise oder ganz in Serpentin umgewandelt. Der Grad der Umwandlung wächst von Phlogopit (frisch) über Spinell, Diopsid, Olivin bis Chondrodit (nur als Pseudomorphosen) in rascher Progression. An einem der beschriebenen erratischen Blöcke ist noch die Textur des ursprünglichen Sediments, eines Knollenkalkes, zu erkennen. Es muss also ein archaischer Knollenkalk gewesen sein.

Verzeichnis der benutzten Literatur.

1. A. Laitakari „Über die Petrographie und Mineralogie der Kalksteinlagerstätten von Parainen (Pargas)“. Bull. de la Comm. Géologique de Finlande Nr. 54, Helsingfors 1920.
2. A. Laitakari „Le gisement de calcaire cristallin de Kirmonniemi à Korpo en Finlande“. Ibid. Nr. 46, Helsingfors 1916.
3. P. Eskola „On the Petrology of the Orijärvi Region“. Ibid. Nr. 40, Helsingfors 1914.
4. A. Tammekann „Über die Petrographie des Grubenfeldes von Sillböle bei Helsinki“. Fennia 45, Nr. 10, Helsingfors 1910.
5. A. A. Th. Metzger „Die Kalksteinlagerstätten von Ruskeala in Ostfinnland“. Fennia 45, Nr. 14, Helsingfors 1925.
6. A. Öpik „Studien über das estnische Unterkambrium (Estonium) I—IV“. Publ. of the Geol. Inst. of the Univ. of Tartu Nr. 15 und Acta et Comm. Univ. Tartuensis (Dorpatensis) A XV. 2, 1929.

Erklärung der Tafeln.

TAFEL I.

1. Block Nr. 1, bei einem Nicol, vergr. ca \times 35. Mässig verzahnte Dolomitmörner, deren starke Lichtabsorption aus der verschiedenen Helligkeit der Körner zu ersehen ist. Kleine, zerstreute, helle, chagrinfreie Körner sind klastischer Quarz. Mit *a* ist ein Gneisbrocken bezeichnet. Von *a* nach links unten liegt ein Muskovitfetzen.

2. Block Nr. 1, Nic. +, vergr. ca \times 60. Die obere Hälfte der Mikrophotographie ist von einem Gneisbrocken eingenommen, der vorwiegend aus Muskovit und undulösem Quarz besteht.

TAFEL II.

3. Block Nr. 2, Nic. +, vergr. ca \times 40. Mörtelstruktur an der Berührungsfäche von Dolomitmörnern. Links oben ist eine solche Zone senkrecht (heller Bogen) und rechts unten gleichsinnig zur Oberfläche der Körner getroffen.

4. Block Nr. 2, Nic. +, vergr. ca \times 35. Glatte, chagrिनlose Körner sind Quarz. Ein Quarzkorn links oben zeigt helle Einschlüsse. Die Dolomitmörner zeigen ganz ebene oder schwach gegliederte Strukturen.

5. Block Nr. 2, Nic. +, vergr. ca \times 60. Rosettenartiges Quarzaggregat, Dolomitrelikte (schwarz) umschliessend. Die dunklen Einschlüsse im Quarz umgeben hofartig die Dolomitmörner.

TAFEL III.

6. Block Nr. 3, gew. Licht, vergr. ca \times 35. In der Mitte liegt ein Phlogopitkorn, rechts und links davon Serpentinkörner. Am Serpentin sind noch die Sprünge und Risse, sowie die Umgrenzung ehemaliger Relikte des ursprünglichen Minerals zu erkennen. Die Grundmasse ist grobkörniger, verzwillingter Kaizit.

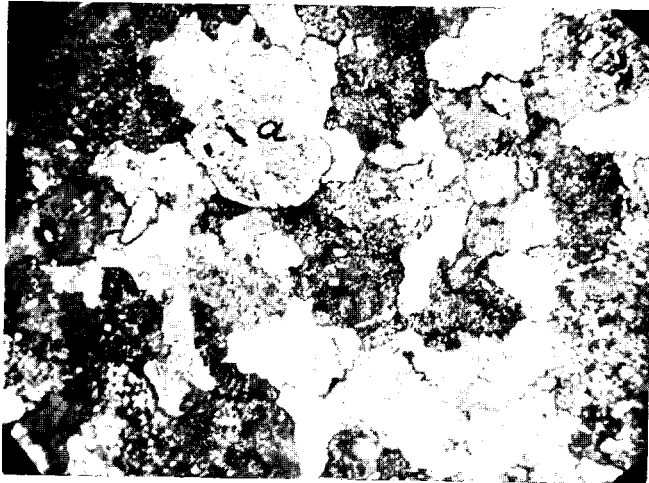
7. Block Nr. 3, gew. Licht, vergr. ca \times 25. Ganz in Serpentin umgewandelter Rand einer Malakolithknolle mit Kalzitrelikten und wenigem Phlogopit.

TAFEL IV.

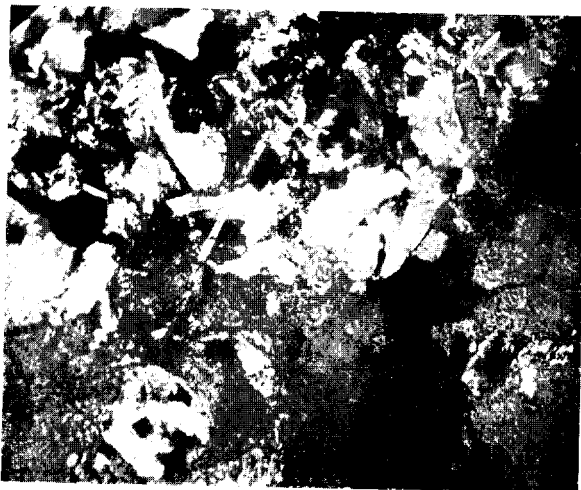
8. Block Nr. 3, gew. Licht, vergr. ca \times 25. Rand einer Malakolithknolle gegen den Kalzit (unten). Der Malakolith ist den Rissen entlang z. T. in Serpentin umgewandelt. Eine Serpentinrinde fehlt.

9. Serpentinader in einer Malakolithknolle. Alles wie in Fig. 8.

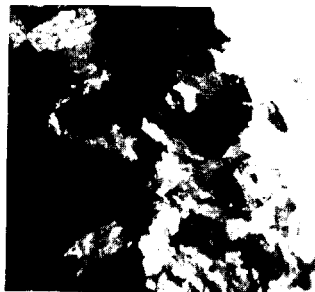
10. Block Nr. 4, bei einem Nicol, vergr. ca \times 35. Die Grundmasse besteht aus verzwillingten, relativ hellen, groben Kalzitkörnern. Rechts und unten teilweise in Serpentin umgewandelte Olivinkörner. Links oben ein Spinnkorn (ganz in der Ecke).



1



2



3



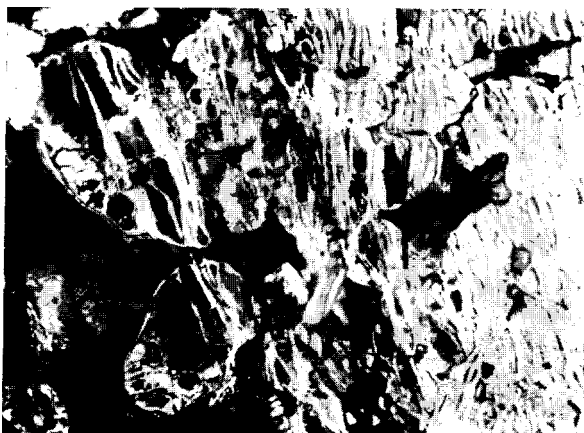
4



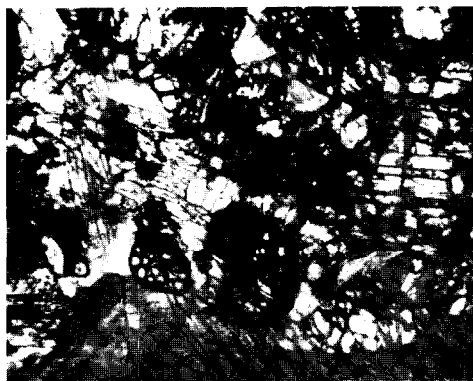
5



6



7



8



9



10